

UNIVERSITE SAAD DAHLAB – BLIDA 1

Faculté de Technologie

Département des Sciences de l'Eau et Environnement



MEMOIRE DE MASTER

Filière : Hydraulique

Spécialité : Ressources Hydraulique

**Thème : Analyse fréquentiel des pluies maximales journalières du bassin Sébaw de la
Wilaya de Tizi Ouezo**

Présenté par :

Laib Mouna

Soutenu publiquement, devant le jury d'examen composé de :

Mme. Dridi chafika

President

Mr. Khelfi Mouhamed Amine

Promoteur

Mlle. Taibi Sabrina

Examinatrice

Promotion 2022/2023

Remerciement

Tout d'abord, nous tenons à remercier Allah, le clément et Le miséricordieux de nous avoir donné la santé et le courage de mener à bien ce modeste travail. Nous souhaitons exprimer notre profonde reconnaissance à notre encadreur madame «**M.Khelfi**» pour sa patience , sa disponibilité et surtout ses judicieux conseils qui ont contribué à alimenter ma réflexion .

je vais remercier «Mr habbouche , Mr ferahtia , Mr bouhanit» pour son encouragement et ces informations .

je vais remercier Celle qui a souffert pour moi et qui s'est sacrifié pour m'offrir un milieu favorable pour ma croissance morale : Ma mère et Mon père , je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué au succès de mon stage au niveau de la société de l'ANRH et qui m'ont aidée lors de la rédaction de ce mémoire .

Nous voudrions aussi remercier tous les enseignants qui ont Contribué à notre formation

Je veux remercier Mme Benkaci pour ces services , l'énergie que l'avez me transmettre .

Nos remerciements vont également à tous ceux et celles qui de près ou de loin nous ont apporté aide et encouragement. Qu'ils trouvent ici l'expression de notre profonde gratitude.

Résumé

Résumé:

L'exploration des modèles de précipitations et de l'analyse des fréquences est très importante et pratique en hydrologie.

C'est la base du calcul des crues, compte tenu de la probabilité d'occurrence après détermination des quantiles. L'approche la plus connue et la plus populaire est l'approche statistique. Elle consiste à comparer différentes lois de probabilité et méthodes d'estimation, puis à utiliser des tests de vraisemblance pour trouver la loi de probabilité qui s'adapte le mieux aux valeurs observées de la variable aléatoire 'précipitations journalières maximales'. En fait, il s'agissait d'une analyse fréquentielle des séries annuelles de précipitations maximales quotidiennes, réalisée à partir des données de 12 stations de précipitations dans le bassin de la rivière Sebau de la Wilaya de Tizi Ouzo. Ce choix repose sur quatre lois couramment utilisées pour étudier les précipitations journalières maximales et analyser la fréquence. La période sélectionnée va de 1968/1969 à 2013/2014. Utilisé pour prédire les quantiles. Les lois utilisées sont :

Loi extrémum à trois composantes généralisée (GEV), loi extrémum à deux paramètres à deux composantes (Gumbel et log-normale) et loi de Pearson de type III à trois paramètres. La loi normale s'est avérée en bon accord avec les précipitations quotidiennes maximales dans le bassin de Sebau de Tizi Ouzo. Pour cela, des approches géostatistiques (variogramme, krigeage) ont été utilisées pour analyser et interpoler les données de précipitations. Les résultats obtenus indiquent qu'il existe une variabilité du régime des précipitations aux échelles spatiale et temporelle.

Mots clés : Pluies, maximales journalières, Statistiques, Bassin du Sebau ,période de retour, variogramme , géostatistique , model.

Résumé

Abstract:

The exploration of precipitation patterns and frequency analysis is very important and practical in hydrology.

This is the basis for calculating floods, taking into account the probability of occurrence after quantile determination. The best known and most popular approach is the statistical approach. It involves comparing different probability distributions and estimation methods, and then using likelihood tests to find the probability distribution that best suits the observed values of the random variable 'maximum daily precipitation'. In fact, it was a frequency analysis of the annual series of daily maximum precipitation, carried out from data from 12 precipitation stations in the Sebau River basin of the Wilaya of Tizi Ouzo. This choice is based on four laws commonly used to study maximum daily precipitation and analyze frequency. The selected period is from 1968/1969 to 2013/2014. Used to predict quantiles. The laws used are:

Generalized three-component extremum distribution (GEV), two-parameter extremum distribution with two components (Gumbel and log-normal) and Pearson distribution type III with three parameters. The normal law proved to be in good agreement with the maximum daily rainfall in the Sebau basin of Tizi Ouzo.

For this, geostatistical approaches (variogram, kriging) were used to analyze and interpolate precipitation data. The results indicate that there is variability in precipitation patterns at spatial and temporal scales.

Keywords .Rain, daily maximum, Statistics, “Sebau” Basin, variogram, géostatical , model.

Résumé

الملخص:

الغرض من هذه المذكرة هو تحليل تطور هطول الامطار على مر الزمن، يستند هذا العمل على دراسة سلاسل المعطيات لبعض محطات رصد الامطار الموزعة عبر الحوض الساكب سيباو بولاية تيزي وزو بالفترة الممتدة من 1968 الى 2014 حيث قمنا بتحليل استقرارية بيانات هطول الامطار والانقطاع هذه الاخيرة على المستويات السنوية والموسمية وكذا لهطول الامطار القصوى بعدد الايام الممطرة وذلك بتطبيق قانون قمبرل، قوف،... باستخدام برنامج ايفران الذي سمح لنا بتطبيق خيدو وبعض القوانين وكذا مقارنة البيانات وقد استعملنا النهج الجيوإحصائية

(variogram ، kriging)

لتحليل واستيفاء بيانات هطول الأمطار. تشير النتائج إلى وجود تباين في أنماط هطول الأمطار على النطاقين المكاني والزمني.

مفتاح الكلمات

.النموذج ، géostatic ، variogram ، "سيباو" حوض ، الإحصاء ، اليومي الأقصى الحد ، المطر

Remeciment

Listes des tableaux

Listes des figures

Listes des Abréviations

Introduction générale.....1

Chapitre 01 : Généralités

Introduction	2
I .2. Climat.....	2
I.2. Les éléments du climat.....	4
I.3. Les précipitations journalières maximales annuelles en l'Algérie	5
I.4. Testes statistique.....	6
I.5. Le bassin versant.....	7
I.6. Systèmes d'Information Géographique (S.I.G).....	8
I.7. Géostatistique	9
I.8 .Variogrammes théoriques et expérimentaux.....	10
I.9. Modélisation de variogramme.....	11
I.10. Krigeage.....	12
Conclusion	12

Chapitre II: Présentation de la zone d'étude

Introduction	13
II.1. Présentation du bassin versant de Sébaw.....	13
II.2. Géomorphologique et morphologie.....	17
II.3. Climatologique.....	19
Conclusion.....	21

Chapitre III: Analyse des données

Introduction	22
III.1. Définition de l'analyse fréquentielle.....	22
III.2. Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières de notre bassin	23
III.3. Les lois statistiques de l'Analyse fréquentielle.....	24
III.4. Stations pluviométries.....	25
III.5. Statistique des données	27
III.6. Ajustement des données par lois statistiques	29
III.7. Calcul des quantiles.....	42
III.8. Validation d'ajustement par les critères Akaike et Bayésien.....	43
Conclusion.....	44

Chapitre IV: Modélisation Géostatistique et Carthographique

Introduction.....	45
IV.1.Théorie des variables régionalisées concepts et méthodes.....	46
IV.2.Variogramme théorique et variogramme expérimental.....	48
IV.3.Modélisation des vagiogrammes	48
IV.4.Validation croisée	48
IV.5.Isotropie et anisotropie	49
IV.6 Méthodologie.....	49
IV.7 Caractéristiques statistiques des données.....	50
IV.8.Modélistaion des variogrammes expérimanteaux des quantiles	52
IV. 9 Résultats de la modélisation.....	54
IV.10.Cartographie des quantiles	56
Conclusion	57
Conclusion Générale	58
Références Bibliographiques.....	59
Annexe 1	
Annexe 2	

Liste des figures :

Chapitre I :

Figure I.1: Forme d'un bassin versant (Touaibia. B, 2004)

Chapitre II:

Figure II.1 : Le bassin versant de sébaou

Figure II.2: Sous bassin versant de la vallée de Sébaou (ANRH)

Figure III.3: Réseau hydroclimatique du bassin de Sébaou

Figure II.4: Réseau hydrographique du bassin versant du Sébaou

Figure II.5 : Variation des températures moyennes mensuelles T(C°) période (1994-2010)

Figure II.6 : Variation d'humidité relative de l'air période (2000-2005).

Figure II.7: Variation e de vitesses de vents (m/s) période (1994-2010)

Chapitre III:

Figure III.1:Schema des principales étapes de l'analyse fréquentielle
(Benyahyetal, 2004).

Chapitre IV:

Figure IV.1: Propriétés du variogramme

Figure IV.2: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (100ans)

Figure IV.3: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (50ans)

Figure IV.4: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (20ans)

Figure IV.5: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (10ans)

Figure IV.6: Variogramme Q 100 ans

Figure IV.7: Variogramme Q 50 ans

Figure IV.8: Variogramme Q 20 ans

Figure IV.9: Variogramme Q 10 ans

Figure IV.10: Variogramme Q 100 ans

Liste des figures

Figure IV.11: Carte de quantile Q100 ans

Figure IV.12: Carte de quantile Q50 ans

Figure IV.13: Carte de quantile Q20 ans

Figure IV.14: Carte de quantile Q10 ans

ANNEXE 2:

Figure 1 : Ajustement graphique de loi log normale

Figure 2: Ajustement graphique de loi GEV

Figure 3 : Ajustement graphique de loi Gumbel

Figure 4: comparaison des lois d'Ajustement

Figure 5: Ajustement graphique de loi log normale

Figure 6: Ajustement graphique de loi GEV

Figure 7: Ajustement graphique de loi Gumbel

Figure 8: comparaison des lois d'Ajustement

Figure 9: Ajustement graphique de loi log normale

Figure 10: Ajustement graphique de loi GEV

Figure 11 : Ajustement graphique de loi Gumbel

Figure 12: comparaison des lois d'Ajustement

Figure 13: Ajustement graphique de loi log normale

Figure 14: Ajustement graphique de loi GEV

Figure 15: Ajustement graphique de loi Gumbel

Figure 16: comparaison des lois d'Ajustement

Figure 17 : Ajustement graphique de loi log normale

Figure 18: Ajustement graphique de loi GEV

Figure 19: Ajustement graphique de loi Gumbel

Figure 20: comparaison des lois d'Ajustement

Figure 21: Ajustement graphique de loi log normale

Figure 22: Ajustement graphique de loi GEV

Figure 23 : Ajustement graphique de loi Gumbel

Figure 24. : comparaison des lois d'Ajustement

Liste des figures

Liste des Tableaux:

Chapitre II:

Tableau II.1 : Répartition des superficies par sous bassin

Tableau II.2 : Paramètres de forme

Tableau II.3: Températures moyennes mensuelles T(C°) de la station de Dellys (ONM)

Tableau II.4: Moyenne mensuelle de l'humidité (2000-2005) (ONM):

Tableau II.5: vitesse moyenne mensuelles du vent (m/s) dans la station de Dellys (1994-2010) (ONM)

Tableau II.3 : Les paramètres morphologiques du bassin versant du Sébaou (source ANRH)

Chapitre III:

Tableau III.1: Les lois de distribution statistiques utilisées dans la présente étude

Tableaux III.2: les coordonnées des stations pluviométriques dans le bassin versant de sebaou(Source de l'ANRH)

Tableaux III.3: paramètres Statistiques des précipitations journalières maximales du bassin versant de sebaou

Tableau III.4: Présentation des différents quantiles

Tableau III.5: Validation des lois d'ajustement selon les critères AIC et BIC

Chapitre IV:

Tableau IV.1: présentation des différents calculs des quantiles

Tableau IV. 2: Paramètres de modélisation des variogrammes expérimentaux.

Annexe 1

Tableau 1: présentation des pluies maximales journalières de notre bassin

LISTE DES ABREVIATIONS

LISTE DES ABREVIATIONS :

Lettre latines

K_c : indice de compacité de GRAVELIUS

P : périmètre

S : surface

L : longueur

I : largeur

Km : kilomètre

m : mètre

mm : millimètre

E(t) : moyenne

Var(t) : variance

K_n : valeur statistique du test de Pettitt

H₁ : Hypothèse nulle

H₀ : Hypothèse alternative

T_s : intervalle de temps

K_c : nombre de classe

N : taille de l'échantillon

a, b : paramètres climatiques

t : Temps

K : paramètre de la loi de GEV

u : paramètre de la loi de Gumbel

Lettres grecques

α' : Risque de première espèce seuil de signification

β : paramètre

α : Paramètre

v : Degré de liberté

χ² : Khi deux

LISTE DES ABREVIATIONS

OMM : organisation mondiale de la météo
ANRH : Agence National des ressources hydraulique
SMP : Station météorologique pluviométrique principale
SMA : Station météorologique auxiliaire
IDF : Intensité-durée-fréquence
GEV : Valeurs extrêmes généralisée
C° : Degré Celsius
m/s : Mètre par seconde.
Tmin : Température minimale.
Tmax : Température maximale.
Tmoy: Température moyenne.
ETP : évapotranspiration potentielle (mm).
ANRH : Agence National des Ressources Hydrauliques.
ONM : office National de la Météorologie.
GEV : Valeurs extrêmes généralisée
Ln II : Log normale a deus paramètre
Ln III : log normal a trois paramètre
BIC : Bayesian information criterion.
AIC : Akaïke information criterion.
K : Terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation, la latitude et du mois..
P : précipitation moyenne annuelle en (mm).
M(C°) : température moyenne maxima du mois le plus chaud.
m(C°) : température moyenne minima du mois le plus froid.
ANRH : Agence National des Ressources Hydrauliques.
ONM : office National de la Météorologie.
GEV : Valeurs extrêmes généralisée
Ln II : Log normale a deus paramètre

LISTE DES ABREVIATIONS

Introduction Générale

Introduction générale

Introduction générale:

Ces dernières années , l'intérêt des chercheurs pour le changement climatique et ses impacts s'est accru, les thèmes de recherche associés sont augmenté en raison de l'impact direct des phénomènes météorologiques et des événements extrêmes associés tels que les vagues de chaleur et leurs dégâts est croissante. La vraie cause laissée pour compte dans l'agriculture et l'économie de chaque pays.(A.HEBEL,2011).

L'un des éléments les plus importants du climat est la précipitation. Facteur impacté par le changement climatique, l'augmentation des précipitations peut entraîner des inondations et donc présenter de nombreux risques(A.HEBEL,2011). En revanche, une diminution des précipitations peut entraîner une saison sèche .l'Analyse fréquentiel des précipitations a une grande importance en hydrologie (B. HABIB,2012).

C'est la base du calcul de l'inondation programmée compte tenu de la probabilité d'occurrence après fixation des quantiles. L'approche la plus connue et la plus populaire est l'approche statistique. Pour analyser et modéliser la variabilité des quantiles (B. HABIB,2012).

Cela nous aide à prendre des précautions contre les inondations et à mieux gérer nos ressources en eau.Il existe des nombreuses façons d'étudier la variabilité spatiales des quantiles .L'une de ces méthodes est une approche géostatistique, qui donne des résultats trèsfavorable lors de la modélisation variographique expérimentale, ce qui est d'une grande importance pour la cartographie des quantiles(B. HABIB,2012).

Notre but d'étude est de faire une analyse fréquentiel des pluies maximales journalières du bassin de sébaou et de faire la modélisation variographique de ces quantiles , on résulte des cartes de ces quantiles , notre travail a été fait comme suit :

Chapitre I : Recherches bibliographiques sur le climat, le cycle de l'eau, les précipitations et la géostatistique, les lois statistiques.

Chapitre II : Présentation de notre zone d'étude

Chapitre III : Analyse des données fréquentiel des pluies maximales journalières de notre bassin de Sebaou .

Chapitre VI: Approche géostatique et la modélisation variographique des quantiles

CHAPITRE I

Introduction

La climatologie est le domaine scientifique qui traite du climat. Son but est de caractériser et de classer les différents types de climats, leurs localisations géographiques, les sources de leur diversification et leurs spécificités.

Analyse de leur variabilité temporelle (**Guyot, 1999**).

La climatologie est basée sur l'observation et la mesure des paramètres les plus larges possibles tels que la température, les précipitations et l'humidité. Ces mesures doivent être réalisées sur au moins 30 ans pour capter le climat (**Arléry et al. 1973**).

I.1. Climat

Plus précisément, le climat est une description statistique basée sur les moyennes et les variations de quantités connexes sur des périodes de temps allant de mois à des milliers, voire des millions d'années. Dans un sens plus large, le climat est une description statistique des conditions climatiques (**Dumas et al., 2005**).

Les précipitations sont le facteur climatique le plus important pour les populations et les écosystèmes, et l'augmentation des précipitations peut être bénéfique en compensant l'augmentation de l'évaporation due aux températures plus chaudes. D'autre part, une augmentation de l'évapotranspiration due à une augmentation de la température sans modification des conditions de précipitations peut aggraver considérablement le stress hydrique des arbres. Les effets du stress hydrique sur les plantes sont multiples. Ils varient selon la sévérité et la durée du stress et le stade de développement de la plante et de l'espèce (**Forget, 2003**).

I.2. Eléments du climat

Les éléments du climat sont les paramètres physiques et les observations visuelles qui caractérisent le climat, résultant :

Soit directement à partir de lectures ou d'enregistrements d'appareils de mesure (thermomètres, pluviomètres, etc.) soit à partir d'observations visuelles encodées directement par des observateurs (**ingénieurs de station**) (**Giovanni, 1978**).

I.2.1. Température

La température est un paramètre clé dans l'étude et la caractérisation du climat en raison de son rôle prépondérant dans les bilans radiatif et énergétique, et est donc d'une importance cruciale pour les études qui touchent directement ou indirectement le domaine du changement climatique.

De plus, la température est un facteur qui a un impact important sur le bilan hydrique, car elle affecte le déficit de ruissellement (**évapotranspiration**) (**Touhami, 2017**).

I.2.1.1.Température moyenne

représente l'environnement thermique général pour une période donnée (année, saison, mois, etc.). C'est un paramètre souvent utilisé pour modéliser l'évolution des écosystèmes et des cultures sous l'influence du changement climatique.

I.2.1.2.Température maximale

Cet indicateur convient à la surveillance de courants importants. La chaleur représente le début d'après-midi .

I.2.1.3.Température minimale

généralement en fin de nuit en été, ça brille vraiment. A cette époque, on sait que les températures nocturnes doivent être suffisamment basses pour un repos physiologique moins perturbé. L'unité de température internationale est le Kelvin (K°). En Europe, Celsius est aussi une unité à laquelle on peut répondre.

Certains pays anglo-saxons et les États-Unis utilisent des unités différentes. Fahrenheit (F°).

La température la plus basse du système est de -273,15° Celsius, ce qui correspond à 0 K° (Vincent et al., 2013). La formule de conversion d'unité pour la température est :

$$C = 0,55 \times (F^\circ - 32)$$

$$K = C^\circ + 273,15$$

$$F = 32 + (1,8 \times C^\circ)$$

I.2.2.Humidité

L'humidité est un facteur plus important dans la caractérisation du climat, et sa valeur dépend principalement de la température de l'air et des propriétés d'humidité de la masse d'air (**Touhami, 2017**).

I.2.2.1.Humidité Relative

Le rapport à la pression de vapeur d'eau est exprimé en pourcentage (%). La valeur observée de la pression de vapeur saturante à une température spécifique. L'air humide est donc un mélange de deux gaz.

Air sec et vapeur d'eau (**Frédéric, 2010**).

I.2.2.2.Humidité Absolue

L'humidité absolue d'une masse d'air indique la quantité de vapeur d'eau en grammes.

Quantité d'eau (g vapeur/kg air sec) présente dans un volume donné d'air sec (m³). Sa valeur reste constante même si la température de l'air change et dépasse la température du point de rosée. La vapeur d'eau contenue dans les masses d'air est invisible, mais lorsque l'air sec est saturé d'humidité au-delà d'une certaine limite, on voit du brouillard et de la condensation, et que l'eau forme des gouttelettes qui flottent dans l'air et lorsque l'air est dit saturé. La température à laquelle la vapeur d'eau contenue dans l'air commence à se condenser dans l'air (<http://googleweblight.com>).

I.2.3. Le Vent

C'est un facteur climatique qui affecte directement le climat local. le vent est un mouvement d'air, ou mouvement d'air. C'est le mouvement de l'air des zones de haute pression vers les zones de basse pression. Le vent a un pouvoir asséchant car il favorise l'évaporation. Il a également une capacité de refroidissement considérable (**Touhami, 2017**)

I.2.4. Evaporation

Phénomène physique dans lequel l'eau se transforme en vapeur. Il intervient à chaque étape du cycle de l'eau. Le potentiel d'évapotranspiration (ETP) est la quantité d'eau qui peut être renvoyée dans l'atmosphère par la transpiration des organismes et l'évaporation du sol et des surfaces d'eau externes (**Touhami, 2017**).

I.2.5. Mesure des précipitations :

Il existe deux grandes catégories de pluviomètres. Pluviomètre et pluviographe. Les pluviomètres indiquent généralement la couche totale d'eau déposée en mm sur une période de 24 heures. Un graphique cumulus reflète les changements dans les couches de précipitations au fil du temps, vous permettant de déterminer l'intensité de la pluie pour différentes périodes d'agrégation de 1 minute à 24 heures. Il existe de nombreux types de pluviographes avec différentes technologies. Les deux types les plus couramment utilisés sont les jauges à godet basculant et les jauges de poids. Les données de précipitations utilisées dans notre étude ont été obtenues à partir de pluviomètres.

I.2.6. Exploitation des données pluviométriques

L'hydrologie opérationnelle est la discipline responsable à la récolte, le prétraitement, le mode d'archivage des données hydrométéorologiques, les techniques de mesure (manuelle, automatique) et de stockage de l'information primaire.

On appelle la série qui contient les enregistrements de lames d'eau précipitées instantanées une série complète. A partir de la série complète une extraction de trois séries peut être faite (**Meylan et al 1999**).

- La série de maximum annuel (SMA).
- La série des durées partielles (SDP, série tronquée).
- La série des k des plus grandes valeurs annuelles.

I.2.7. Précipitations journalières maximales

I.2.7.1. Précipitations journalières maximales annuelles dans le monde

Pluie qui apporte beaucoup d'eau en peu de temps (1 heure à 1 journée). Ce montant peut correspondre à ce que vous recevriez normalement dans un mois ou quelques mois. Le seuil critique serait d'environ 50 mm en 24 h pour la plupart des zones de plaine et d'environ 100 mm en 24 h pour les zones montagneuses.

Le dépassement de ces limites, si le terrain le permet, peut entraîner de graves inondations.

L'évaluation des valeurs extrêmes de crue présente un grand intérêt en hydrologie pour résoudre les problèmes d'occupation des sols et de dimensions des ouvrages hydrauliques. Au cours des 25 dernières années, 5 milliards de personnes ont été touchées par des catastrophes naturelles, entraînant des pertes économiques d'environ 1 000 milliards de dollars américains dans le monde (**Stromberg, 2007**).

En particulier, les inondations sont le phénomène hydrologique le plus dangereux (**Hebal et Remini, 2011**).

I.3. Précipitations journalières maximales annuelles en l'Algérie

Les estimations des statistiques de précipitations sont étendues, Elle pose de nombreux défis aux météorologues et aux hydrologues. Dans certains cas, il est nécessaire, voire indispensable, de considérer des sites et leurs périodes de retour qui correspondent à des événements extrêmes pour lesquels peu ou pas de données sont disponibles (**Habibi et al., 2013**).

La définition des événements extrêmes rend difficile l'estimation de leur fréquence. Ces données sont rares et disponibles localement sont souvent obtenues à partir d'observations à court terme et sont insuffisantes pour estimer de manière fiable les quantiles extrêmes (**Benabdeslamet Amarchi, 2013**).

I.4. Testes statistique

Les tests statistiques sont une méthode d'analyse des données obtenues à partir de tirages au sort. Elles consistent à transférer à la population les caractéristiques observées lors de l'observation. Tous les tests statistiques fonctionnent sur le même principe. En d'autres termes, nous posons une hypothèse nulle (notée H_0) et une hypothèse alternative (H_1), et définissons deux risques d'erreur associés au choix de H_1 (noté α) et H_0 . (notée β), calculer une valeur de probabilité notée P , et prendre une décision basée sur P (**Labreuche, 2010**).

I.4.1. Test d'homogénéité

Lors de l'analyse de séries chronologiques, il est important de tester l'hypothèse selon laquelle les observations de la chronique sont identiquement distribuées. Encore une fois, cela permet de s'assurer que les observations de la Chronique sont uniformes. Cette hypothèse devrait être testée avant de mener des études d'inférence statistique. L'homogénéité des observations dans les séries chronologiques est donc un préalable fondamental aux études statistiques.

Il existe de nombreux tests d'uniformité. Par exemple:

- Tests d'homogénéité de tendance, basés sur la fonction de répartition empirique.
- Test d'homogénéité appliqués à une tendance, basés sur les moyennes empiriques.
- Tests paramétriques d'homogénéité.
- Test non paramétrique d'homogénéité.
- Test de la médiane.
- Test des blocs de Wald-Wolfowitz.

I.4.2. Test d'indépendance (Test de Wald-Wolfowitz)

On parle d'indépendance statistique lorsque la densité de probabilité jointe d'une série chronologique, une collection de n variables aléatoires, peut être écrite comme un produit de densités marginales pour chacune des n variables aléatoires, c'est-à-dire:

$$f_{x_1, x_2, \dots, x_n} = f_{x_1}(x_1) f_{x_2}(x_2) \dots f_{x_n}(x_n)$$

L'hypothèse d'indépendance est au cœur de nombreux problèmes statistiques.

Dans des contextes expérimentaux, cette hypothèse est souvent justifiée lorsque les échantillons sont tirés au hasard ou par des méthodes adaptées à la randomisation. Quels traitements sont assignés au hasard aux unités expérimentales ? Lors de l'analyse de séries chronologiques, l'hypothèse d'indépendance est importante car les observations chroniques s'accumulent au fil du temps. Dans de telles situations, on peut supposer que les observations recueillies de cette manière ne sont pas sans rapport avec le passé. Par conséquent, il est normal de soupçonner divers types de dépendances affectant les observations de séries chronologiques.

(Jean-Cléophas et al., 1997).

Ces différents types de dépendance peuvent être représentés par:

1. **Un effet de persistance** : une valeur n'est pas indépendante de la ou des valeurs précédentes.
2. **Un effet de tendance monotone**: l'espérance mathématique (la moyenne de la série) croit (ou décroît) avec le temps de manière continue.
3. **Des effets cycliques ou pseudo-cycliques**.

I.4.3. Test de stationnarité (Test de Kendall)

Une série chronologique de réalisations d'une grandeur aléatoire, à un pas de temps donné, est dite stationnaires ces réalisations sont issues d'un même processus stochastique dont les paramètres (moyenne, variance, asymétrie, auto corrélation ...) restent constants au cours du temps. De façon plus mathématique, la stationnarité au sens strict sera mieux interprétée par la définition suivante :

Un processus stochastique est dit strictement ou fortement stationnaire si ses propriétés, C'est-à-dire probabilités, ne dépendent pas de l'instant :

$$P(X_1, \dots, X_n : t_1, \dots, t_n) = P(X_1, \dots, X_n : t_1+h, \dots, t_n+h)$$

La définition précédente stipule qu'un processus sera dit stationnaire au sens strict quand les lois de probabilité pour chaque instant t sont identiques, et lorsque la loi de probabilité conjointe pour deux instants t_1 et t_2 est invariante pour toute translation du temps. Ainsi, les propriétés (instantanées) des processus strictement stationnaires sont invariantes lorsque l'origine du temps change (**Jean-Cléophas, 2002**).

I.4.4. Test d'homogénéité à l'échelle annuelle (Test de Wilcoxon ou de Mann-Whitney)

Il est important de confirmer les hypothèses dans l'analyse des séries chronologiques. Encore une fois, en supposant que les observations de la chronique sont distribuées de manière similaire, vous vous assurez que les observations de la chronique sont uniformes. Cette hypothèse devrait être testée avant de mener des études d'inférence statistique. La caractéristique d'homogénéité observée des séries temporelles est donc une hypothèse fondamentale de la recherche statistique et mérite d'être prise très au sérieux (**Jean-Cléophas et al., 1997**).

Le test de l'uniformité d'un ensemble d'observations indique l'effet sur les observations des conditions changeantes autour de l'entrée de ces observations. La formulation statistique du problème d'homogénéité considère k populations aléatoires définies par k fonctions de distribution.

$$F_j(x), j = 1, \dots, k.$$

Si nous tirons "au hasard" un échantillon de taille n_j de chaque population, nous obtenons k échantillons indépendants tirés au hasard, alors testons l'hypothèse suivante:

En général, cette étude est toujours restreinte à deux populations. $H. k = 2$.

Dans le système précédent, l'hypothèse nulle H_0 affirme que les observations de la série chronologique sont uniformes, mais l'hypothèse alternative réfute cette affirmation selon laquelle les observations de la série chronologique ne sont pas uniformes.

I.5. Bassin versant

Le bassin versant d'un canal est la zone drainée par ce canal et ses affluents en amont. Les flux provenant de cette surface doivent traverser des tronçons considérés, appelés sorties, pour continuer leur cheminement vers l'aval (**La borde. J.P., 2009**). La sortie d'un bassin est le point le plus bas du système d'égouts par lequel s'écoulent toutes les eaux de ruissellement du bassin. La ligne de crête du bassin versant est la ligne de partage des eaux (**Morell. M, 1999**).

Cependant, dans les formations imperméables ou les conditions complexes des eaux souterraines, le bassin peut recevoir des eaux de pluie des bassins versants topographiques adjacents.

I.5.1 Caractéristiques des bassins versants

I.5.1.1 Caractéristiques de forme

La forme de la piscine a un impact important sur le débit global, en particulier sur le temps de réponse de la piscine. Une composition géométrique projetée sur un plan horizontal. Les bassins allongés ne répondent pas aussi bien que les bassins groupés lorsqu'ils sont exposés aux mêmes conditions climatiques (**Touaibia. B, 2004**).

En termes de forme, le bassin versant est caractérisé par :

- **La Surface** du bassin versant, **A** en Km^2
- **Le périmètre** du bassin versant, **P** en Km

Indice de Gravilius, K_c : Cet indice est un paramètre de forme. Son utilisation pour caractériser la forme des bassins est très courante en hydrologie. L'idée est plus simple. Elle consiste à comparer le bassin étudié avec des bassins de forme standard. Ainsi, en 1914, Gravilius propose un facteur de compacité défini comme le rapport du périmètre d'un bassin au périmètre d'un cercle sur la même surface (**Wisler et Brater, 1959 ; Bendjoudi et Hubert, 2002**).

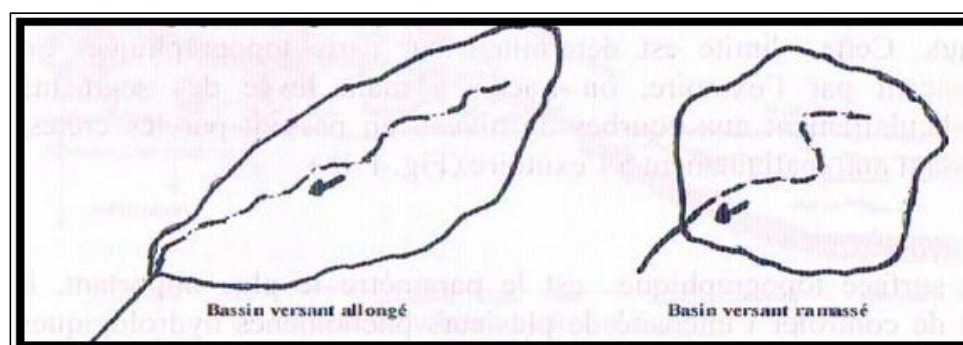


Figure I.1: Forme d'un bassin versant (Touaibia. B, 2004)

➤ **Rectangle équivalent ou Rectangle de Gravelius :**

Il s'agit d'une transformation purement géométrique en un rectangle de dimensions (L et l) de même aire que le bassin versant. Cela permet de comparer les écoulements du bassin versant entre eux. Une courbe plane est une droite parallèle aux petits côtés d'un rectangle, et la sortie est l'un de ces petits côtés (Touaibia.B, 2004).

Le périmètre et l'aire d'un rectangle sont respectivement:

$$P= 2(L+B) \quad S=L \times B$$

La longueur L et la largeur l (en km) sont données par les relations suivantes :

$$\text{et } l = \frac{P}{2} - L$$

I.5.1.2. Relief

➤ **Courbe Hypsométrique**

Les courbes d'élévation sont très importantes lors de l'étude du relief d'un bassin versant. Le graphique montre la hauteur sur l'axe vertical et la surface sur l'axe horizontal, souvent exprimée en pourcentage. Les descriptions des bassins versants affichent également une distribution d'élévation indiquant le rapport ou le pourcentage de la superficie entre deux courbes de niveau consécutives. La hauteur moyenne ou H50% peut être déterminée sur la courbe de mesure de la hauteur. La taille moyenne est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum S_i \cdot H_i}{S} \quad \text{avec } H_i = \frac{H_{n-1} + H_n}{2}$$

et :

H_{moy} : Altitude moyenne en mètres entre deux contours consécutifs (n-1) et (n).

S_i : Sous-région entre deux contours consécutifs n-1 et n à l'intérieur du km².

S : Superficie totale du bassin (km²).

I.6. Systèmes d'Information Géographique (S.I.G)

Un système d'information géographique (SIG) est un système permettant de créer, d'organiser et d'afficher des données numériques spatiales ou géoréférencées pour la planification et la cartographie. D'après Jollibor, Un SIG T (année) est un ensemble de structures, de méthodes, d'outils et de données créés pour prendre en compte des phénomènes dans un espace particulier et faciliter la prise de décision dans cet espace.

"Description du cours et des effets du choléra à Paris" a été l'une des premières applications de l'analyse spatiale en épidémiologie par le géographe français Charles Piquet en 1832. Il y a eu trois périodes principales de développement du SIG :

Fin des années 1950 - milieu des années 1970 :

Les débuts de l'informatique, la première cartographie automatique, et la naissance des éditeurs de logiciels SIG.

Milieu des années 1970 au début des années 1980 :

Diffusion d'outils automatisés de cartographie/SIG aux administrations (armée, cadastre, services topographiques, etc.).

Depuis les années 1980 :

Croissance du marché des logiciels, développement des applications PC, mise en réseau (bases de données distribuées, applications sur Internet depuis les années 1990), normalisation de l'utilisation de l'information géographique (Zeroili. D et al, 2012).

I.6.1 Carte

Une carte est un dessin plat à un échelle réduite ou une partie du monde .

D'autre part, le fond peut aussi représenter une carte géographique ou un phénomène concret ou abstrait. Cette représentation peut se faire sur papier ou sur un autre support comme le verre, le bois, ou un écran d'ordinateur. Conçu à la main ou à la machine. Les distances sur la carte correspondent toujours aux distances au sol (**Poidevin. D, 2010**).

Les éléments de la carte sont définis comme suit :

- Titre :Il doit définir chaque carte , est un éléments nécessaires à son affichage et à sa compréhension.
- Contenu de la carte.
- Orientation:C'est un facteur très important. nous sommes face au nord.
- Echelle:il devrait toujours être là. Cela vous permet d'évaluer l'étendue de la zone cartographiée. Les spécifications peuvent être données sous forme numérique (1/5000, 1/10000, etc.) ou graphiquement.
- forme
- Légende doit être possible et visible.
- Détails de contenu

La latitude et la longitude sont utiles pour les petites cartes.

-Date :Ceci est très utile pour vérifier l'âge des informations géographiques.

-Nomenclature:Il s'agit de noms de lieux ou de faits géographiques inscrits sur le fond de carte. une liste de noms de lieux est requise pour la carte de localité sous-jacente.

I.7.Géostatistique

La géostatistique est un ensemble de techniques et de méthodes qui permettent d'étudier des phénomènes qui couvrent l'espace et représentent l'organisation et la structure. La géostatistique a été historiquement associée à l'estimation des gisements miniers dans les mines, mais son champ d'application actuel est beaucoup plus large, par exemple dans l'étude des phénomènes spatiaux dans les domaines de la géologie, des télécommunications, de la biologie, de la santé et de la climatologie appliquée à la recherche.

I.8.Variogrammes théoriques et expérimentaux

En moyenne, deux observations proches devraient être plus similaires l'une à l'autre que deux observations éloignées. La différence entre les valeurs de deux variables aléatoires est $Z(s)-Z(s+h)$. C'est aussi une variable aléatoire dont la variance peut être calculée. Cette variance est plus petite lorsque les points sont rapprochés et plus grande lorsque les points sont plus éloignés. La moitié de la variance de cette différence s'appelle le variogramme.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var}(Z(s+h) - Z(s))$$

Un variogramme mesure la dissemblance (variabilité spatiale) entre les valeurs sur la distance. Il décrit la continuité spatiale des variables localisées. Un variogramme théorique est défini comme :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var}(Z(s+h) - Z(s)) = \frac{1}{2} E \left[(Z(s+h) - Z(s))^2 \right] = C(0) - C(h)$$

$$\text{Avec } C(0) = \text{var}(Z(s)) \text{ et } C(h) = \text{cov}(Z(s+h), Z(s))$$

Un variogramme peut se calculer non seulement pour une distance donnée mais aussi pour direction θ donnée $\gamma_\theta(h)$.

I.9. Modélisation de variogramme

Le variogramme expérimental n'est pas défini aux distances h pour lesquelles on n'a pas de paires de points de mesures. Ainsi lui est-il ajusté une fonction mathématique appelée modèle de variogramme. (P.Goovaerts, 1997)recommande d'utiliser des modèles éprouvés ou des modèles construit à partir de modèles éprouvés.

Les types de modèles courants sont :

- Linéaire : $\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + \frac{C}{a} h & \text{pour } a \geq h \geq 0 \\ C_0 + C & \text{pour } h > a \end{cases}$
- Sphérique : $\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) & \text{pour } a \geq h \geq 0 \\ C_0 + C & \text{pour } h > a \end{cases}$
- Gaussien : $\gamma(h) = C_0 + C \left(1 - \exp \left(-\frac{3h^2}{a^2} \right) \right)$

- Exponentiel : $\gamma(h) = C_0 + C \left(1 - \exp\left(-\frac{3h}{a}\right)\right)$

I.10. Krigeage

Le krigeage est une méthode d'estimation linéaire qui garantit une variance minimale. Le krigeage effectue une interpolation spatiale de variables régionalisées en calculant la moyenne mathématique de variables aléatoires à l'aide de l'interprétation et de la modélisation de variogrammes expérimentaux (**Bogaert, 2007**).

Dès les années 1960, une technique appelée Krigeage a été développée par les travaux de Matérn et de son équipe à l'École des Mines de Paris (**Laborde. J.P., 2009**).

Le krigeage et le cokrigeage font partie des techniques d'estimation en géostatistique locale.

Mesures observées $Z(s_i)$, $i=1, \dots, n$ (n : nombre de points d'observation).

Le krigeage est un interpolateur exact et optimal, où les estimations aux points de mesure sont égales aux valeurs aux points de mesure, minimisant la variance de l'erreur d'estimation (**Laborde. J.P., 2000**).

Il existe trois types de krigeage:

- Le krigeage simple ;
- Le krigeage ordinaire ;
- Le krigeage universel.

Conclusion

Ce chapitre représente des définitions et des recherches bibliographiques sur le climat, les lois statistiques, on définit la géostatistique, la variographie, qui sont plus importants pour bien comprendre le contexte de chapitre suivante.

CHAPITRE II

Introduction

La connaissance de la région d'étude ainsi que ses caractéristiques physiques et géographiques constituent des éléments essentiels dans le déroulement d'une étude hydrologique. Le bassin versant qu'on va traiter dans notre travail est celui de Sébaou. Dans Ce chapitre se concentre sur les propriétés morphométriques, géologiques, climatologiques afin d'étudier les particularités de la forme, réseau, relief...

II.1 Présentation du bassin versant

II.1.1 Situation géographique

Administrativement, le bassin versant du Sébaou se situe dans les Wilaya de Tizi-Ouzou et de Boumerdés, à 80Km à l'Est d'Alger. La surface drainée par l'oued Sébaou et ses affluents est limitée entre les altitudes 36°27 et 36°55 Nord et les longitudes 3°55 et 4°53 Est. S'étalant sur une superficie de 2500Km².

Le bassin versant de Sébaou est caractérisé par un relief typiquement montagneux, couvrant 82% de la superficie totale, elle se limite :

- Au nord ouest par la mer méditerranée
- Au nord et nord est par la chaîne littorale
- Au sud et sud est par la chaîne de Djurdjura

A l'ouest par les chaînons de Naciria et Sidi-Ali-Bounab orienté ENE –WSW

Il est subdivisé en six sous bassins réparties de façon inégale sur le Haut, le Moyen et le Bas Sébaou :

- Sous bassin de l'Acif N'boubhir (02-15).
- Sous bassin de l'oued Sébaou Rebta (02-16)
- Sous bassin de l'oued Aissi (02-17).
- Sous bassin de l'oued Sébaou Sebt (02-18)
- Sous bassin de l'oued Bougdoura (02-19).
- Sous bassin de l'oued Sébaou Maritime (02-20)

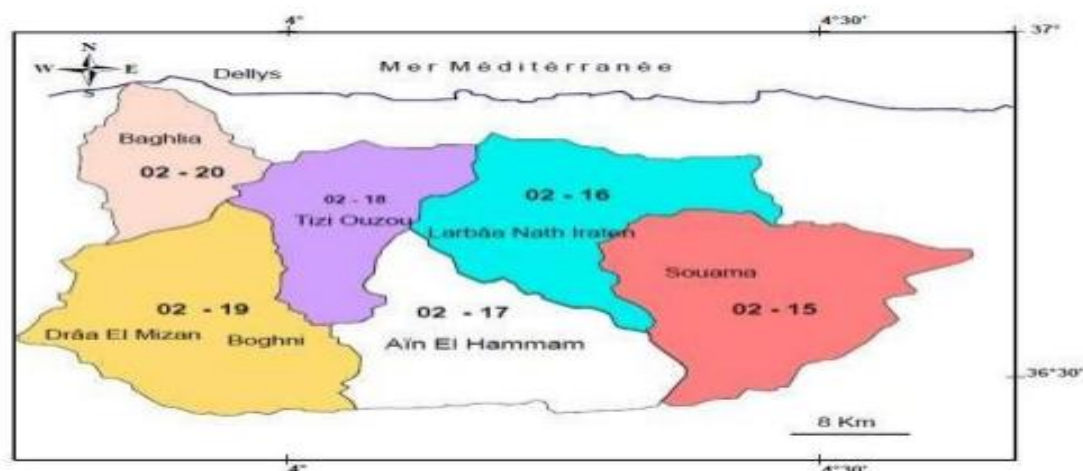


Figure II.1 : Bassin versant de Sébaou

II.2 Géomorphologie

La climatologie, l'hydrologie de surface et souterraine sont étroitement tributaires des caractéristiques physiques, morphologiques de reliefs et morphométriques des bassins versants. Aussi, il apparaît nécessaire voir indispensable de quantifier ces paramètres.

II.2.1 Grands ensembles morphologiques

Le paysage de la région d'étude est diversifié, caractérisé par un relief montagneux très accidenté. Les chapelets de surélévations rudes et accentuées apparaissent dans toute la région.

Le grand bassin de Sébaou est limité au Nord par la chaîne littorale et au sud par le massif Kabyle. Cette double masse surélevée délimite un couloir étroit d'orientation générale Est-Ouest, formant la vallée de l'oued de Sébaou, qui s'étend d'Azazga à l'Est jusqu'au Dellys à l'Ouest.

II.2.3 Végétation

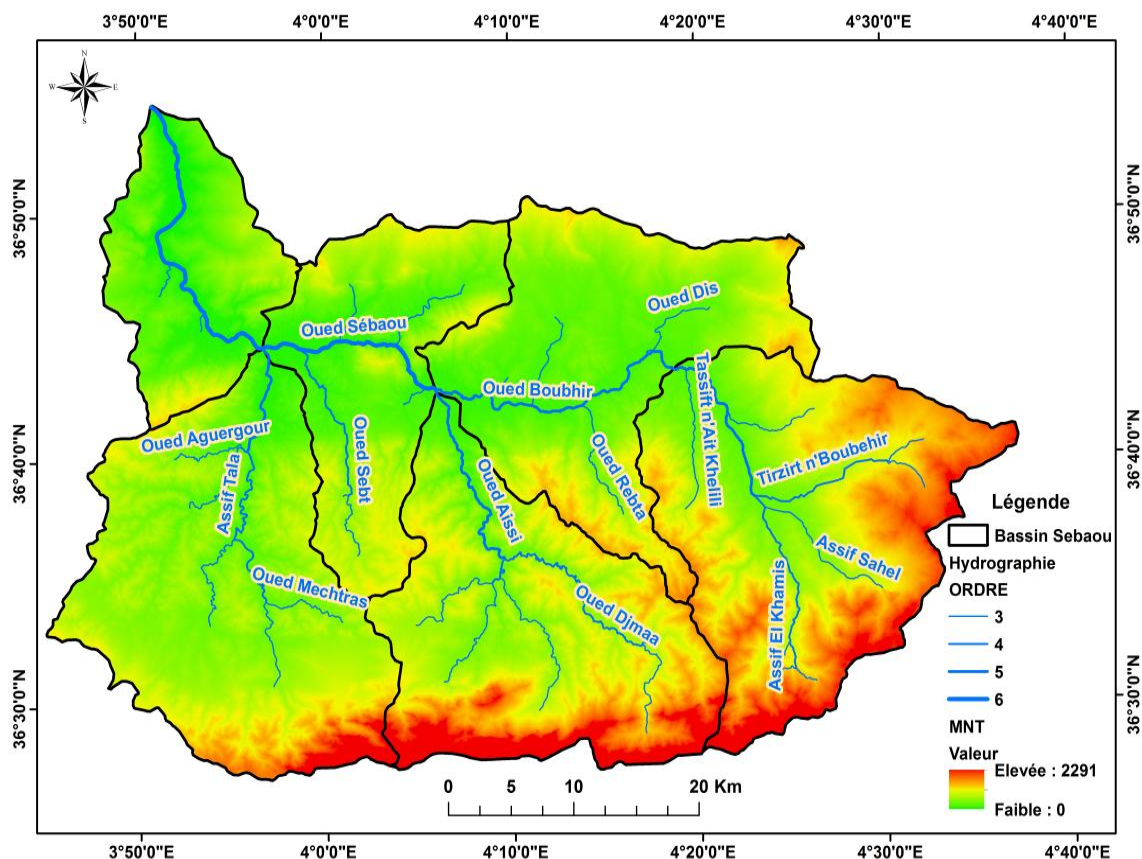
Dans notre secteur d'étude la végétation est de type méditerranéen. Le couvert végétal joue un rôle important dans l'amortissement des crues en réduisant et en freinant le ruissellement superficiel, ainsi la perméabilité des terrains est liée à leur nature lithologique.

II.2.4 Réseau hydrographique

Le bassin versant du Sébaou représente un réseau hydrographique très développé. Le drainage très dense s'effectue par une multitude de torrents plus ou moins long. Les torrents de rive droite proviennent de la chaîne littorale au nord du bassin versant et ne dépassent pas une quinzaine de kilomètres de long. L'oued Dis qui présente le plus fort débit prend sa source au Dj. Tamgout à 1278m d'altitude et débouche dans l'oued Sébaou juste après le premier coude majeur de l'oued à hauteur du village de Freha.

Les torrents de la rive gauche naissant dans le socle de la grande Kabylie :

- L'oued Sébaou lui-même et ses deux principaux affluents sud prennent naissance dans la chaîne du Djurdjura.
- L'oued Bougdoura prend sa source à 1900m d'altitude. le profil longitudinal très relevé dans la section amont, s'abaisse rapidement, et au contact de la plaine, s'insinue entre les inter-fleuves.
- L'oued Aissi prend sa source à 2000m d'altitude. C'est l'affluent qui a le plus fort débit et qui est responsable des modifications du tracé du lit de l'oued sébaou. En effet l'oued Aissi débouche dans l'oued sébaou juste en amont des gorges du Belloua.



- L'oued Sébaou débute à l'Est de la chaîne du Djurdjura par l'intermédiaire de quatre torrents qui naissent entre le col de Tirourda à 22000m d'altitude et le col de Chellata à 2100m d'altitude.

Figure II.2 : Réseau hydrographique du bassin versant du Sébaou

II.2.5 Paramètres physiques et géomorphologiques

Chaque cours d'eau draine une certaine surface de terrain appelée bassin versant. Le bassin versant fonctionne donc comme un collecteur chargé de recueillir les précipitations et de les transporter par écoulement vers le point le plus bas appelé exutoire. Cette transformation est plus ou moins rapide suivant les caractéristiques physiques du bassin.

La morphométrie du bassin fait partie des facteurs permanents, leur variation influe sur les modalités des écoulements superficiels et leur analyse permettra une meilleure compréhension des causes de variation des régimes hydrogéologiques.

II.2.5.1 Paramètre géométriques

Le bassin versant de la vallée de Sébaou (code 02 au répertoire de l'ANRH) subdivisé en 06 sous bassin réparties de façon inégale sur le Haut, Moyen, le Bas Sébaou figure 04. Cette répartition est représentée dans le tableau n°01.

a) La surface

La surface d'un bassin versant est l'aire géographique délimitée par la ligne de crêtes bordant le bassin. A l'intérieur de cette surface l'eau précipitée est drainée et orientée par un réseau hydrographique vers l'exutoire. la surface influe sur le processus de la formation de l'écoulement.

Le bassin versant de la vallée de sébaou couvre une superficie $S= 2500\text{km}^2$.

b) Le Périmètre

Le périmètre est défini par la ligne de crêtes formant le contour du bassin versant. Le périmètre du bassin versant de l'oued sébaou est $P=250.4\text{km}$

Tableau II.1 : Répartition des superficies par sous bassin

	Code des sous bassins versant de sébaou	Superficie en km^2	Périmètre en km
Haut Sébaou	02-15	532	102,4
	02-16	432	112
	02-17	468	98,6
Moyen Sébaou	02-18	304	82
	02-19	544	94,2
Bas Sébaou	02-20	220	62,6

II.2.5.2 Paramètre du relief

II.2.5.2.1 Indice de compacité de Gravelius :

La forme du bassin versant du bassin versant exerce une influence considérable sur la concentration des débits résultant d'une pluie donnée, plus le bassin est ramassé plus le débit se concentrent.

L'indice admis pour représenter cette caractéristique est l'indice de compacité de Gravelius K_c .

L'indice de compacité, il est exprimé en fonction de la formule suivant :

$$K_c = \frac{0.28P}{\sqrt{A}}$$

Avec :

P : périmètre du bassin en km.

A : surface en km².

Les valeurs de K_c pour l'ensemble du bassin versant de sébaou ainsi pour ces sous bassins, sont mentionnées dans le tableau suivant :

Tableau II.2 : Paramètres de forme

Bassin versant		Périmètre (km)	Surface (km ²)	K _c
Haut Sébaou	02-15	102.4	532	1.24
	02-16	112	432	1.50
	02-17	98.6	468	1.27
Moyen Sébaou	02-18	82	304	1.31
	02-19	94.2	544	1.13
Bas Sébaou	02-20	62.6	220	1.18
Le grand bassin		250.4	2500	1.4

Les valeurs de K_c aussi bien pour le grand barrage que pour ces sous bassins sont supérieur à l'unité, suggérant a priori une forme allongée pour l'ensemble, donc la concentration des eaux à l'exutoire se fait lentement, ce qui favorise l'infiltration sur le ruissellement. L'indice admis pour représenter cette caractéristique est l'indice de compacité de Gravelius K_c.

II.5.2.2 Rectangle équivalent

C'est une transformation purement géométrique. On assimile le bassin à un rectangle de même périmètre et de même surface, donc même indice de compacité. Le rectangle équivalent sert à la comparaison des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement.

-La longueur du rectangle équivalent L en km :

$$L = \frac{k_c \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{k_c} \right)^2} \right)$$

-La largeur du rectangle équivalent l en km :

$$l = \frac{P}{2} - L$$

Pour $k_c=1.4$ et $A=2500\text{Km}^2$ on a $L=100\text{km}$ et $l=25\text{km}$

a) Indice de pente globale (I_g) :

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} = \frac{D}{L}$$

Avec :

D : la dénivelée en (m), L : longueur du rectangle équivalent =100m

Dans notre cas : $I_g=1.1$

II.6. Climatologie

Nous analyserons les paramètres climatologiques d'après l'ANRH et l'ONM, il existe neuf stations climatiques réparties (Figure.1), dans le bassin versant du Sébaou, couvrant des périodes différentes.

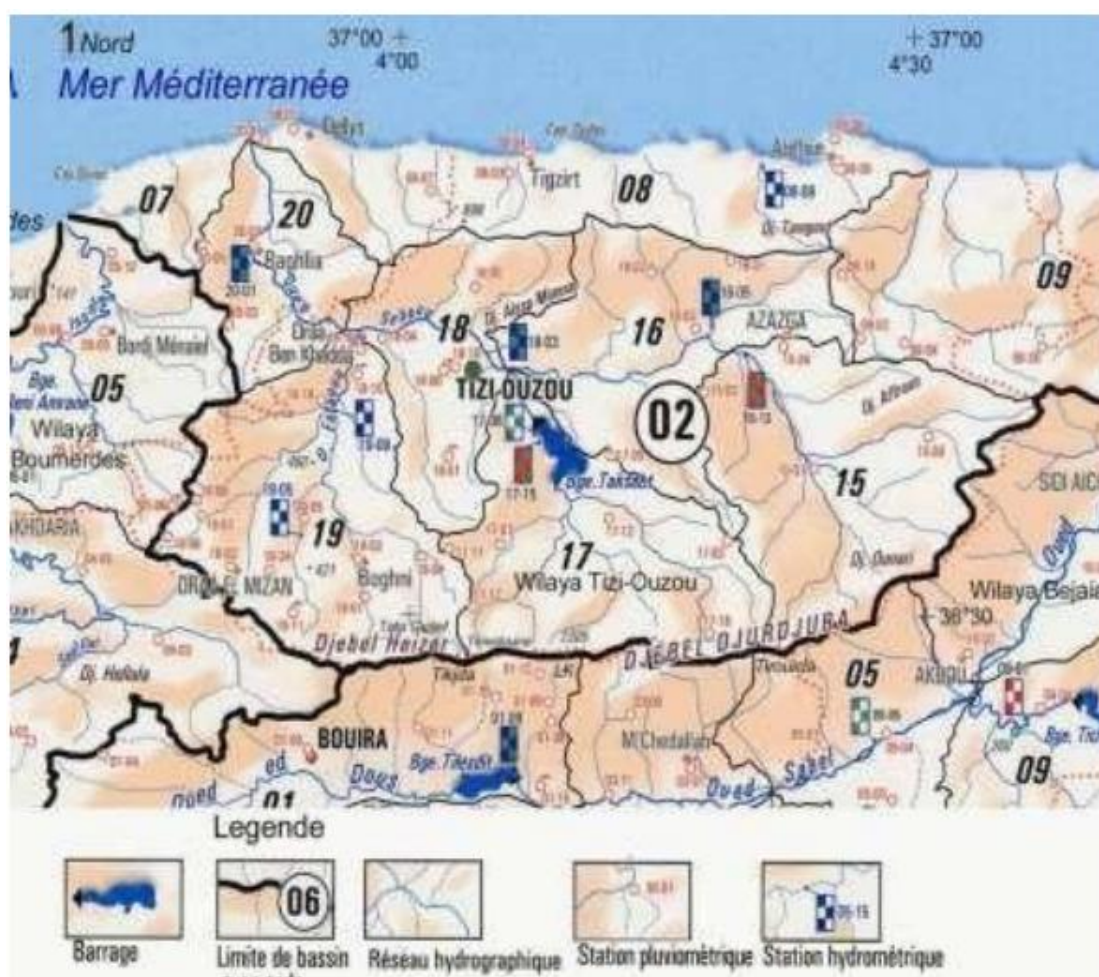


Figure II.3: stations hydroclimatiques (ANRH)

II.6.1. Températures

Les températures ont un rôle très important dans le phénomène de l'évapotranspiration et de l'établissement du bilan hydrique, ainsi que dans la détermination des critères climatiques d'une région.

II.6.1.1. Température moyenne mensuelle:

Les températures moyennes mensuelles mesurées dans la station de Dellys la plus proche de notre région d'étude, sur une période de 14 ans (1994- 2010) Sont reportées dans la figure suivant :

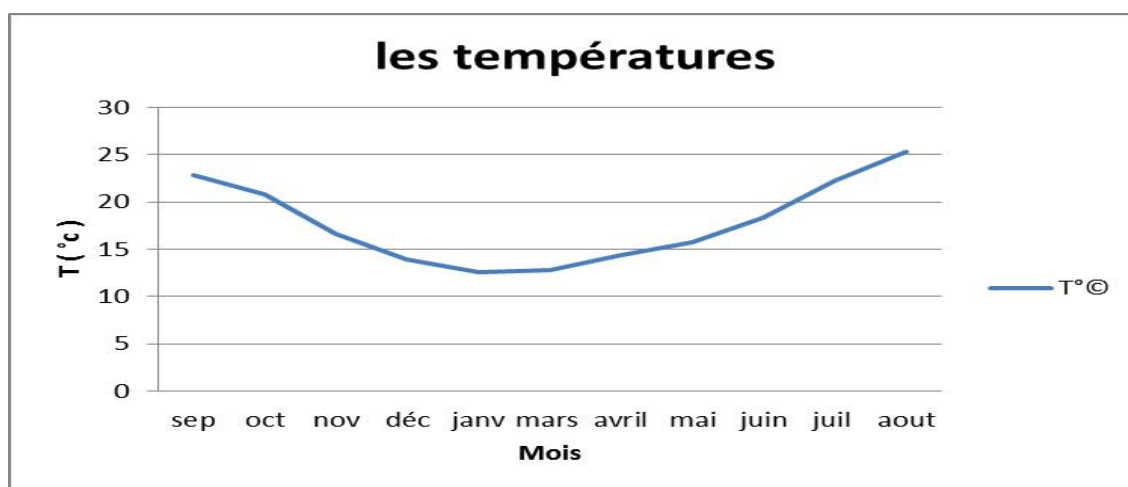


Figure II.4 : Variation des températures moyennes mensuelles T(C°) période (1994-2010) (Source ANRH)

La figure II.4 des températures moyennes mensuelles montrent des variations de 12,6°C en hiver à 25,3°C en été. On remarque que le mois le plus froid est le mois de décembre, janvier, février Par contre le mois le plus chaude de l'année étant celui d'aout.

II.6.1.2. Etudes de L'humidité

L'humidité est le rapport, exprimé en % de la tension de vapeur d'eau à la tension de vapeur d'eau saturante, c'est un élément atmosphérique très important puisqu'il donne le taux de condensation de l'atmosphère. Les seuls enregistrements disponibles pour ce paramètre sont ceux effectués à la station de Dellys qui est tout près de notre zone d'étude pour une période de 10 ans (2000-2005)

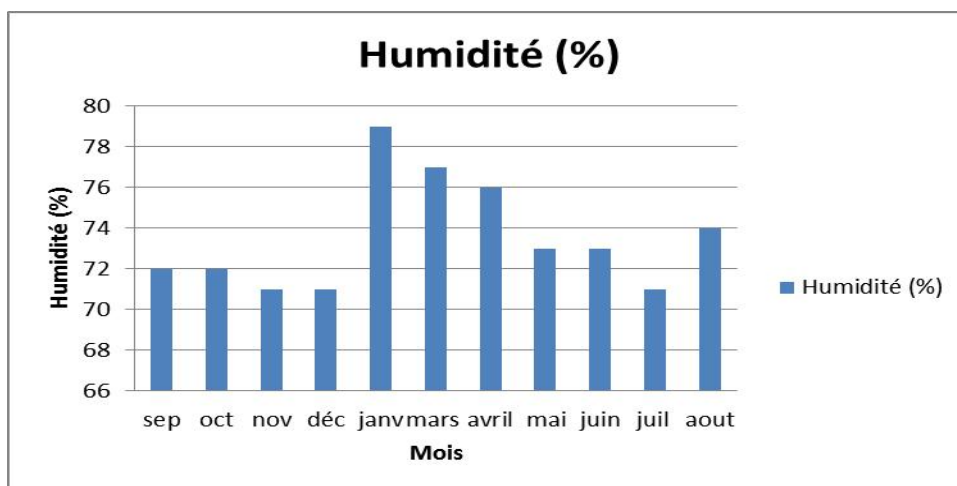


Figure II.5 : Variation d'humidité relative de l'air période (2000-2010).

L'humidité à Dellys est de 74 % en moyenne mensuels ces résultats montrent que l'humidité de l'air est relativement élevée du mois janvier jusqu'au mois Mai, caractérisant la saison humide avec un maximum de 79 % au mois de Janvier

II.6.1.3. Vents

Le vent est l'un des éléments caractéristiques du climat régissant l'évaporation à la surface du sol et de la végétation. Les résultats des moyennes mensuelles de la vitesse du vent enregistrées au niveau de la station de Dellys sont présentés dans la figure suivant :

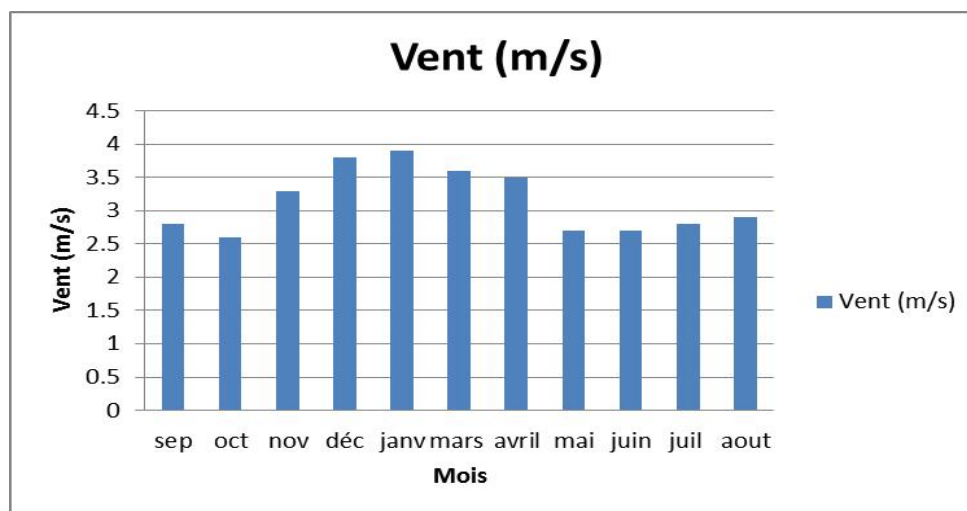


Figure II.6: Variation de vitesses de vents (m/s) période (1994-2010).

Les vitesses moyennes mensuelles comprises entre 2,6m/s et 3,9m /s, nous constatons que la zone d'étude n'est pas soumise à des vents très violents.

Les différents paramètres morphologiques du bassin versant du Sébaou sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau II.3 : Les paramètres morphologiques du bassin versant du Sébaou

Paramètres morphologiques	Valeurs
Surface	2500km ²
Périmètre	240km
Longueur	93km
Largeur	27km
Altitude maximale	2305km
Altitude moyenne	504km
Altitude de fréquence ½	510km
Altitude la plus fréquente	300m
Indice de compacité de Gravelius	1.4
Indice de pente globale (I _g)	1.15%

Conclusion

Le bassin versant de l'oued Sébaou est de forme allongée, de direction E-W, il couvre une superficie de 2500km², dont l'altitude moyenne est de 504m. Notre bassin est caractérisé de bon climat .

CHAPITRE III

Introduction

L'étude des précipitations extrêmes et des phénomènes hydroclimatiques est une tâche très délicate car elle peut couvrir la variabilité saisonnière et interannuelle. Ils sont complexes et dépendent d'un certain nombre de paramètres considérés comme aléatoires. Parmi ceux-ci, les précipitations et les débits sont les paramètres les plus déterminants de l'évolution hydrologique. Dans notre cas c'est les précipitations journalières maximales.

III.1. Définition de l'analyse fréquentielle

L'analyse de fréquence est une méthode de prédiction statistique qui consiste en une recherche. Les événements passés caractéristiques d'un processus particulier (hydrologique) sont utilisés pour définir les probabilités futures d'occurrence (Paul Meylantal, 2008).

III.2. Analyse fréquentielle des pluies maximales

Plusieurs techniques statistiques sont utilisées dans l'analyse de fréquence.

Un domaine complexe qui doit être traité avec le plus grand soin. Ses différentes phases peuvent être très facilement schématisées à l'aide du schéma ci-dessous.

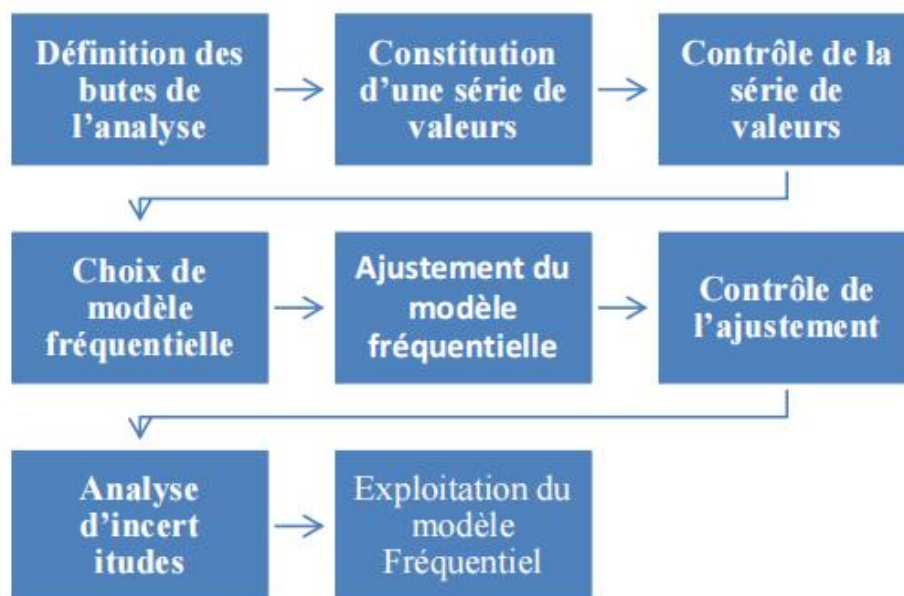


Figure III.1: Principales étapes de l'analyse fréquentielle (Benyahyetal, 2004).

III.3. Loïs statistiques de l'Analyse fréquentielle

Une enquête de l'ONM en 1989 a été faite pour l'analyse théorique des lois utilisées. Dans l'analyse fréquentielle des précipitations journalières maximales montre que 52 % des agences de la majorité des pays ont l'habitude d'utiliser comme référence principale la loi des valeurs extrêmes généralisées (GEV), cette loi admet comme cas particuliers, les lois de Gumbel, Fréchet et Weibull. La loi Log Normal ont été utilisées par 31% des agences (**Habibi et al., 2012**).

Il existe plusieurs lois (modèles) d'ajustement pour les précipitations journalières maximales annuelles (**Aksouh, 2017**), on cite comme suit :

Tableau III.1: Loïs de distribution utilisées statistiques utilisées dans la présente étude

Lois	Fonction de densité de probabilité	Paramètres	Référence
GEV	$F(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \frac{k}{\alpha} (x - u) \right]^{\frac{1}{k}} - 1 \exp \left[- \left[1 - \frac{k}{\alpha} (x - u) \right] \right]$	α, u, k	(Perreault et Bobée, 1992)
Gumbel	$F(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-u} \cdot e^{-e^{-u}} \quad u = \frac{x-x_0}{\alpha}$	α, u, c	(Bois et al., 2007)
log normal 2	$F(x) = \frac{1}{x\sigma_{\ln x}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2\sigma_{\ln x}^2} \left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma_{\ln x}} \right)^2}$	$\mu, \sigma_{\ln x}$	(Roche, 1963)

La courbe de distribution expérimentale de la série des pluies maximales a été ajustée à différentes lois statistiques pour déterminer les quantiles. L'ajustement des pluies maximales journalières a été effectué à l'aide du logiciel HYFRAN-Plus.

III.3. 1 Aperçu sur Hyfran-Plus

Le logiciel Hyfran-Plus a été conçu pour l'analyse fréquentielle en hydrologie particulièrement pour les valeurs extrêmes. Ainsi pour l'analyse des crues, on s'intéresse les pluies extrêmes journalières annuelles. Cependant il peut être utilisé pour n'importe quelle série des valeurs extrêmes dans d'autres domaines avec différents pas de temps, à condition que les observations soient Indépendantes et Identiquement Distribuées. Le logiciel Hyfran-Plus permet d'ajuster un nombre important de distributions statistiques à une série de données qui vérifient les hypothèses d'indépendance, d'homogénéité et de stationnarité (**Aksouh, 2017**).

III.4. Stations pluviométriques

La distribution des données assure une bonne couverture sur l'ensemble du bassin versant Sebaou, les données ont été choisies par les archives de l'ANRH. La période retenue dans l'étude, après l'analyse critique, correspond à une série entre la

plupart des stations pluviométrique et suffisamment longue pour être traitée statistiquement (nombre d'année supérieur à 30 ans).

Tableaux III.2: Coordonnées des stations pluviométriques dans le bassin versant de Sebaou (Source de l'ANRH)

Nom Station	CodeStation	X	Y	Z
AZAGA ECOLE	21504	622523,822	4067142,801	430
AIT AICHA	21509	635046,422	4057105,815	1000
AGHRIBS (Adrar)	21601	618394,432	4074505,245	680
BERBER (ex S, EL HAD)	21607	612645,951	4075071,511	490
BENI YENNI	21712	608219,774	4048531,643	760
AIT DJEMAA	21717	594644,852	4040170,537	840
DRAA BEN KHEDDA	21804	588469,774	4065790,278	90
LARBAA MAKOUDA	21805	595941,651	4073468,992	520
TIZI OUZOU ANRH	21810	594163,199	4063573,679	
TIZI MEDENE	21901	584849,268	4041699,601	500
BAGHLIA VILLAGE	22002	576942,439	4073373,886	30

III.5. Statistique des données

Ce choix et cette critique nous ont permis de faire une présentation des données sur l'ensemble des stations pluviométrique (Annexe 1)

Le tableau suivant résume les caractéristique statistiques des pluies journalières maximales annuelles pour l'ensemble des stations, tous les calculs (médiane ,moyenne , maximum ...).

Tableaux III.3: Statistiques des précipitations journalières maximales annuelles

Nom Station	Code Station	Moy	Max	Min	Médiane	Ecart Type
AZAGA ECOLE	21504	76,8	139	38,6	74,9	27,0
AIT AICHA	21509	76,3	150,2	37,7	71,4	28,4
AGHRIBS (Adrar)	21601	93,0	182,6	37	88	36,7
BERBER (ex S, EL HAD)	21607	77,4	155,9	38,4	70	26,8
BENI YENNI	21712	70,7	173,9	32,8	63,5	27,9
AIT DJEMAA	21717	66,506	172	33,5	59,2	26,27
DRAA BEN KHEDDA	21804	60,217	137	28,4	56	22,18
LARBAA MAKOUDA	21805	79,931	200,2	27,5	70,3	35,19
TIZI OUZOU ANRH	21810	65,684	129	28,6	63,3	20,60
TIZI MEDENE	21901	58,555	141	26,9	53,7	22,57
BAGHLIA VILLAGE	22002	67,371	174,9	32,7	62,7	29,53

III.5.1. Ajustement des précipitations maximales journalières des stations

A. Station 021504:

Ajustement par la loi log normal (maximum vraisemblance):

Paramètres	
mu	4.273922
sigma	0.361469

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	166	17.4	132
50.0	0.9800	151	14.4	123
20.0	0.9500	130	10.8	109
10.0	0.9000	114	8.34	97.8

Ajustement par la loi Gumbel (Méthodes des moments)

Paramètres	
u	64.23
alpha	21.15

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	162	15.9	130
50.0	0.9800	147	13.6	120
20.0	0.9500	127	10.7	106
10.0	0.9000	112	8.44	95.3

Ajustement par la loi de GEV

Paramètres	
alpha	24.56
k	0.13
u	65.26

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	149	14.4	121
50.0	0.9800	139	11.4	117
20.0	0.9500	125	8.27	109
10.0	0.9000	113	6.56	99.9

Comparaison des lois d'Ajustement :

	BIC	AIC	Période de retour	Station
Log normal	427.389	423.775	100-50-20-10	21504
Gumbel	428.165	424.551		
GEV	432.052	426.632		

B.Station 021509:

Ajustement par la loi log normal

Paramètres	
mu	4.26
sigma	0.36

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	167	17.7	132
50.0	0.9800	151	14.6	122
20.0	0.9500	130	10.9	108
10.0	0.9000	114	8.42	97.1

Ajustement par la loi de Gumbel:

Paramètres	
u	63.08
alpha	22.17

Quantiles					
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)					
T = 1/(1-q)					
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)	
100.0	0.9900	165	16.6	132	198
50.0	0.9800	150	14.3	122	178
20.0	0.9500	129	11.2	107	151
10.0	0.9000	113	8.85	95.6	130

Ajustement par la loi de GEV:

Paramètres	
alpha	23.65
k	0.05
u	63.419

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	160	20.7	119
50.0	0.9800	147	15.6	116
20.0	0.9500	128	10.4	108
10.0	0.9000	114	7.74	98.4

Comparaison des lois d'Ajustement:

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour	Station
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	427.656	424.043	100-50-20-10	21509
Gumbel (Méthode des moments)	2	428.188	424.575		
GEV (Méthode des moments)	3	432.652	427.232		

B. Station 021601:

Ajustement avec loi log normal :

Paramètres	
mu	4.45
sigma	0.40

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	221	26.1	170
50.0	0.9800	198	21.4	156
20.0	0.9500	168	15.7	137
10.0	0.9000	144	11.9	121

Ajustement par loi de Gumbel :

Paramètres	
u	76.16
alpha	28.66

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	208	21.5	166
50.0	0.9800	188	18.5	152
20.0	0.9500	161	14.5	133
10.0	0.9000	141	11.4	118

Ajustement par la loi GEV:

Paramètres	
alpha	32.70
k	0.11
u	77.30

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	193	20.9	152
50.0	0.9800	179	16.4	147
20.0	0.9500	159	11.7	136
10.0	0.9000	142	9.15	124

Comparaison avec des lois d'Ajustement:

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour	Station
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	454.095	450.482	100-50-20-10	21601
Gumbel (Méthode des moments)	2	454.831	451.618		
GEV (Méthode des moments)	3	458.894	453.474		

D.Station 021607

Ajustement par la loi log normal :

Paramètres	
mu	4.29
sigma	0.33

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	158	15.1	128
50.0	0.9800	144	12.7	119
20.0	0.9500	126	9.60	107
10.0	0.9000	112	7.48	97.0

Ajustement avec la loi de Gumbel:

Paramètres	
u	65.06
alpha	20.86

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	161	15.7	130
50.0	0.9800	146	13.4	120
20.0	0.9500	127	10.5	106
10.0	0.9000	112	8.33	95.7

Ajustement par la loi de GEV :

Paramètres	
alpha	21.65
k	0.029
u	65.22

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	158	21.5	116
50.0	0.9800	145	15.9	114
20.0	0.9500	127	10.3	107
10.0	0.9000	112	7.50	97.7

Comparaison des lois d'Ajustement :

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour	Station
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	421.055	417.442	100-50-20-10	21607
Gumbel (Méthode des moments)	2	421.192	417.578		
GEV (Méthode des moments)	3	425.532	420.112		

E.Station 021712:

Ajustement par loi log normal :

Paramètres	
mu	4.18
sigma	0.37

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	157	17.1	124
50.0	0.9800	142	14.1	114
20.0	0.9500	122	10.5	101
10.0	0.9000	106	8.06	90.4

Ajustement par la loi de Gumbel :

Paramètres	
u	57.79
alpha	21.83

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	158	16.4	126
50.0	0.9800	143	14.1	115
20.0	0.9500	123	11.0	101
10.0	0.9000	107	8.72	89.9

Ajustement par la loi du GEV :

Paramètres	
alpha	21.13
k	-0.024
u	57.68

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	161	13.7	134
50.0	0.9800	144	6.84	131
20.0	0.9500	123	0.388	122
10.0	0.9000	107	2.52	102

Comparaison des loi d'Ajustement :

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	422.658	419.044	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	423.569	419.955	
GEV (Méthode des moments)	3	426.909	421.489	

F.Station 021717:

Ajustement par la loi log normale:

Paramètres	
mu	4.131
sigma	0.343

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	139	13.8	112
50.0	0.9800	126	11.5	104
20.0	0.9500	110	8.67	92.6
10.0	0.9000	96.7	6.73	83.5

Ajustement par la loi Gumbel :

Paramètres	
u	54.41
alpha	20.52

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	149	15.4	119
50.0	0.9800	135	13.2	109
20.0	0.9500	115	10.3	95.1
10.0	0.9000	101	8.19	84.5

Ajustement par la loi GEV:

Paramètres	
alpha	17.82
k	-0.094
u	54.16

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	157	17.6	N/D
50.0	0.9800	138	6.76	125
20.0	0.9500	115	2.36	111
10.0	0.9000	98.8	5.75	87.6

Comparaison des lois d'ajustement:

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	410.039	406.425	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	411.761	406.541	
GEV (Méthode des moments)	3	412.240	408.626	

G.Station N°021804:

Ajustement avec la loi log normale:

Paramètres	
mu	4.027
sigma	0.351

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	127	13.0	102
50.0	0.9800	116	10.8	94.5
20.0	0.9500	100	8.11	84.2
10.0	0.9000	88.1	6.27	75.8

Ajustement par la loi Gumbel:

Paramètres	
u	49.665
alpha	17.327

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	129	13.0	104
50.0	0.9800	117	11.2	95.4
20.0	0.9500	101	8.74	84.0
10.0	0.9000	88.7	6.92	75.1

Ajustement avec la loi GEV:

Paramètres	
alpha	16.648
k	-0.029
u	49.561

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	132	9.64	113
50.0	0.9800	118	4.73	109
20.0	0.9500	101	0.177	101
10.0	0.9000	88.3	1.85	84.7

Comparaison des lois d'Ajustement:

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	402.791	399.178	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	403.114	399.501	
GEV (Méthode des moments)	3	406.608	401.188	

H. Station 021805:

Ajustement par la loi log normale :

Paramètres	
mu	4.28
sigma	0.42

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	196	24.3	149
50.0	0.9800	175	19.8	136
20.0	0.9500	147	14.4	119
10.0	0.9000	126	10.8	104

Ajustement par la loi du Gumbel:

Paramètres	
u	63.636
alpha	27.463

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	190	20.6	150
50.0	0.9800	171	17.7	136
20.0	0.9500	145	13.8	118
10.0	0.9000	125	11.0	104

Ajustement par la loi GEV:

Paramètres	
alpha	26.073
k	-0.037
u	63.43

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	194	15.2	165
50.0	0.9800	173	7.29	159
20.0	0.9500	145	0.0466	145
10.0	0.9000	125	3.12	119

Comparaison avec des lois :

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	443.518	439.904	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	443.978	440.365	
GEV (Méthode des moments)	3	447.344	441.924	

I.Station 021810:

Ajustement avec la loi log normale:

Paramètres	
mu	4.129
sigma	0.329

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	134	12.8	109
50.0	0.9800	122	10.7	101
20.0	0.9500	107	8.11	91.0
10.0	0.9000	94.8	6.32	82.4

Ajustement par la loi Gumbel:

Paramètres	
u	56.062
alpha	16.137

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	130	12.1	107
50.0	0.9800	119	10.4	98.7
20.0	0.9500	104	8.14	88.0
10.0	0.9000	92.4	6.44	79.8

Ajustement par la loi GEV:

Paramètres	
alpha	18.08
k	0.10
u	56.58

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	123	12.6	98.6
50.0	0.9800	115	9.79	95.8
20.0	0.9500	103	6.86	89.6
10.0	0.9000	93.0	5.29	82.7

Comparaison avec des lois :

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	406.115	402.501	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	407.605	403.992	
GEV (Méthode des moments)	3	408.612	403.192	

J.Station 021901:

Ajustement par la loi log normale:

Paramètres	
mu	4.00
sigma	0.34

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	123	12.5	98.8
50.0	0.9800	112	10.4	91.7
20.0	0.9500	97.1	7.81	81.8
10.0	0.9000	85.5	6.04	73.7

Ajustement par la loi Gumbel:

Paramètres	
u	47.98
alpha	17.621

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	129	13.2	103
50.0	0.9800	117	11.3	94.5
20.0	0.9500	100	8.89	82.9
10.0	0.9000	87.6	7.03	73.8

Ajustement par la loi GEV :

Paramètres	
alpha	15.60
k	-0.082
u	47.769

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	135	13.5	N/D
50.0	0.9800	120	5.51	109
20.0	0.9500	100	1.36	97.6
10.0	0.9000	86.4	4.01	78.5

Comparaison des lois :

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	399.736	396.123	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	400.626	397.012	
GEV (Méthode des moments)	3	402.712	397.292	

K.Station 022002:

Ajustement avec la loi log normale:

Paramètres	
mu	4.12
sigma	0.39

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	155	17.6	120
50.0	0.9800	139	14.5	111
20.0	0.9500	118	10.7	97.2
10.0	0.9000	102	8.16	86.5

Ajustement par la loi Gumbel:

Paramètres	
u	53.69
alpha	23.01

Quantiles				
q = F(X) (probabilité au non-dépassement)				
T = 1/(1-q)				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	160	17.3	126
50.0	0.9800	144	14.8	114
20.0	0.9500	122	11.6	99.3
10.0	0.9000	105	9.19	87.5

Ajustement par la loi GEV:

Paramètres	
alpha	20.10
k	-0.090
u	53.40

Quantiles				
$q = F(X)$ (probabilité au non-dépassement)				
$T = 1/(1-q)$				
T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)
100.0	0.9900	168	19.1	N/D
50.0	0.9800	148	7.48	133
20.0	0.9500	122	2.37	117
10.0	0.9000	104	6.08	91.7

Comparaison avec des lois :

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	2	421.702	418.089	100-50-20-10
Gumbel (Méthode des moments)	2	424.102	420.489	
GEV (Méthode des moments)	3	425.195	419.775	

III.6. Validation d'ajustement par les critères Akaike et Bayesian:

Un grand nombre de critères ont été développés par différents chercheurs, les plus connus sont les critères BIC (critère d'information bayésien) et AIC (Le critère d'information d'Akaike), , ces deux critères étant souvent mis en concurrence dans la pratique et utilisés lors de la sélection des modèles pour choisir le meilleur d'entre eux à partir d'un ensemble de modèles acceptables (**Hebal et Remini,2011**).

Tableau III.4: Validation des lois d'ajustement selon les critères AIC et BIC

Modèle	Nombre de Paramètres	BIC	AIC	Période de retour	Station code
Lognormale	2	421.702	418.089	100-50-20-10	22002
		399.736	396.123		21901
		406.115	402.501		21810
		443.518	439.904		21805
		402.791	399.178		21804
		410.039	406.425		21717
		422.658	419.044		21712
		421.055	417.442		21607
		454.095	450.482		21601
		427.656	424.043		21509
		427.389	423.775		21504

D'après les résultats des critères Bayésien et Akaike sur les séries pluviométriques, on remarque que la loi Log Normal à deux paramètres montre un bon ajustement par rapport à les autres lois qui présentent des grandes valeurs de BIC et AIC

III.7. Calcul des quantiles :

Après avoir choisi la loi d'ajustement la plus adéquate pour chaque série pluviométrique, le tableau suivant résume le calcul des quantiles c'est-à-dire la valeur correspondante à une probabilité donnée.

Tableau III.5: quantiles des stations (10, 20, 50,100 ans)

CODE	X degré décimale	Y degré décimale	Q100	Q10	Q20	Q50
21504	4.373666723	36.73881622	166	151	130	114
21509	4.514338165	36.65250000	167	151	130	114
21601	4.321944444	36.80666667	221	198	168	144
21607	4.235296183	36.79458716	158	144	126	112
21712	4.205475587	36.58250000	157	142	122	106
21717	4.063911134	36.50225108	139	126	110	96.7
21804	3.977255621	36.72938905	127	116	100	88.1
21805	4.070433366	36.77613351	196	175	147	126
21810	4.053611111	36.71555556	134	122	107	94.8
21901	3.954444444	36.51527778	123	112	97.1	85.5
22002	3.863266535	36.81762219	155	139	118	102

Conclusion:

L'intérêt principal de ce travail a été de trouver un modèle fréquentiel capable de rendre compte du régime des pluies maximales journalières annuelles du bassin versant de Sebaou. Les distributions usuelles utilisées pour l'ajustement des pluies journalières maximales annuelles ont donné des résultats différents pour les modèles suivants : GEV, Gumbel, Log Normal à deux paramètres (LN2).

D'après les résultats du test d'adéquation, l'examen graphique et aussi les critères AIC et BIC. Il en ressort que les séries des 12 stations pluviométriques suivent préférentiellement la loi Log normal à deux paramètres.

CHAPITRE IV

Introduction

La géostatistique est l'étude des phénomènes naturels distribués dans l'espace (phénomènes régionaux) ou dans le temps. La géostatistique peut utiliser des modèles probabilistes pour traiter des données spatiales ou temporelles.

Dans ce chapitre, l'approche géostatistique est appliquée pour obtenir un modèle géostatistique permettant d'obtenir une estimation de la variabilité spatio-temporelle des quantiles (10,20, 50, 100 ans) dans le bassin de Sébaou passant par une étude variographique et établir des cartes de ces quantiles .

IV.1.Théorie des variables régionalisées concepts et méthodes

IV.1.1 Quelques points vocabulaires

En général un jeu de données spatiales se présente sous la forme d'une liste de valeurs numériques $z = (z_1, \dots, z_n)$ (la variable) et des coordonnées des sites (s_1, \dots, s_n) auxquelles la variable a été mesurée ou estimée. Quand on réalise une mesure physique, cette dernière est associée à une longueur, une surface ou un volume élémentaire. Par exemple, on peut mesurer la pluie avec un pluviomètre qui donne la hauteur d'eau tombée sur une surface d'environ 400 cm². Ces longueurs, surfaces, volumes, élémentaires constituent ce que l'on appelle le support de la mesure. Une mesure réalisée à support spatial donné peut être réalisée à différents supports temporels. Par exemple, on peut mesurer la pluie avec un pluviographe pendant une journée et en déduire la pluie moyenne sur la journée ou la pluie maximale sur la journée qui est notre cas d'étude. Il s'agit de deux variables distinctes qui auront des propriétés géostatistiques très différentes. Lorsqu'on cherche à déduire les propriétés statistiques d'une variable à un certain support à partir de cette même variable à un autre support, on dit qu'on réalise un changement de support. Il ne faut pas confondre la notion de support avec la notion d'échelle qui désigne quelque chose de beaucoup plus vague selon le contexte. Il s'agit de la taille du domaine étudié ou du support temporel de la mesure.

IV.1.2 Distribution monovariante

Avant d'envisager quoi que se soit, il est bon de représenter l'histogramme de z , qui permet d'évaluer à quel point la distribution s'écarte d'une loi gaussienne. Beaucoup de méthodes atteignent une efficacité maximale lorsque la distribution de z est celle d'un vecteur gaussien, ce qui suppose entre autres que la distribution marginale soit gaussienne. L'écart au caractère gaussien peut se manifester par :

- une dissymétrie, une accumulation de valeurs en un ou en plusieurs points.
- un ensemble borné de valeurs possibles.

IV.1.2.1 Répartition spatiale

Cette inspection très partielle de la distribution de z doit être complétée par une étude de la répartition spatiale des valeurs de z . On peut le faire en traçant un

« symbol plot » dans lequel on représente pour chaque site un symbole (croix, étoile, cercle) dont la taille est proportionnelle à la valeur observée z . L'examen de ce « symbol plot » permet de détecter la présence de variations systématiques dans les données, on parlera de tendance.

IV.1.2.2 Nuée variographique

A ce stade, on ne s'est pas encore préoccupé de l'éventuelle dépendance entre les données. C'est ce que l'on fait en construisant ce que l'on appelle la nuée variographique. Il s'agit du nuage de points formés par les couples $(s_i - s_j), (z_i - z_j)^2$. Les paires de valeurs de z mesurées en des sites géographiquement proches ont tendance à être plus similaires que celle mesurées en des sites éloignés. C'est ce genre de comportement qui fait qu'on doit rejeter l'hypothèse d'indépendance entre les données.

IV.1.2.2 Fonctions aléatoires

La question qui se pose maintenant est de modéliser la distribution statistique de l'échantillon z_1, \dots, z_n . Il suffit de spécifier une fonction de répartition commune à toutes les variables aléatoires de l'échantillon. Il est plus difficile, parce qu'en toute généralité, il faudrait spécifier comment est distribué chaque Z_i , chaque couple (Z_i, Z_j) , chaque triplet etc. Mais il se trouve que l'on peut décrire la distribution spatiale d'un échantillon de manière assez précise dans le cas où la distribution statistique de la variable présente une forme d'invariance par translation dans l'espace. Pour préciser cette notion, il sera commode de pouvoir faire référence à des valeurs de la variable en tout point de l'espace. Notons $Z(s)$ la valeur de notre variable (mesurée ou non) au point de coordonnées (s) . Comme z_1, \dots, z_n , cette grandeur est une réalisation d'une variable aléatoire. On définit ainsi en tout point (s) une variable aléatoire $Z(s)$. On dit que Z est une fonction aléatoire.

IV.1.2.3 Hypothèses de bases

Une fonction aléatoire $Z(s)$ est caractérisée par sa loi spatiale F . Elle correspond à la loi de probabilité conjointe de $(Z(s_1), Z(s_2), Z(s_3), \dots, Z(s_n))$.

$$F(v_1, v_2, v_3, \dots, v_n) = P \{ (Z(s_1) < v_1), (Z(s_2) < v_2), \dots, (Z(s_n) < v_n) \}$$

Or cette fonction est très complexe par l'infinité des combinaisons possibles. Nous n'allons donc pas pouvoir estimer la fonction de distribution conjointe. La géostatistique linéaire se limite à la fonction de distribution d'ordre un $F(v)$ et d'ordre deux $F_{Z(s_i), Z(s_j)}(v_i, v_j)$.

a- Stationnarité du second ordre :

Une fonction aléatoire $Z(s)$ est stationnaire du 2^{ème} ordre quand l'espérance mathématique existe et ne dépend pas du point (s) et que la covariance entre chaque paire $(Z(s+h), Z(s))$ existe et ne dépend que de h (distance).

b- Hypothèse intrinsèque :

On dit qu'une fonction aléatoire $Z(s)$ est intrinsèque quand ses accroissements $Z(s+h)-Z(s)$ sont stationnaires d'ordre 2. C'est-à-dire que

- L'espérance des écarts est zéro ;
- La variance des écarts ne dépend que de h .

Cette hypothèse permet de dire que la variabilité entre les valeurs prises en deux points différents ne dépend que de h (la distance entre ces points). Toute fonction aléatoire stationnaire d'ordre deux est également intrinsèque (la réciproque est fautive). Autrement dit, l'hypothèse de stationnarité intrinsèque est moins restrictive que la stationnarité du second ordre. L'hypothèse intrinsèque ne requiert pas de connaître l'espérance ni sa covariance de la variable aléatoire. La fonction la plus utilisée en géostatistique pour décrire la continuité spatiale est le variogramme. La continuité spatiale est réalisée lorsque les valeurs prises entre deux sites proches l'un de l'autre sont similaires.

IV.2. Variogramme théorique et variogramme expérimental

D'après Cressie (1993), la nature n'est pas entièrement imprévisible. Deux observations situées l'une près de l'autre devraient en moyenne se ressembler davantage que deux observations éloignées. La différence entre les valeurs prises par deux variables aléatoires est $Z(s)-Z(s+h)$. C'est également une variable aléatoire dont on peut calculer la variance. Cette variance devrait être plus petite lorsque les points sont rapprochés (les valeurs se ressemblent plus en moyenne) et plus grande lorsque les points sont éloignés. On appelle variogramme la demi-variance de cette différence.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} var(Z(s + h) - Z(h))$$

L'outil mesure la variabilité spatiale, c'est-à-dire la dissemblance entre les valeurs en fonction de leurs séparations. Il décrit la continuité spatiale de la variable régionalisée. Le variogramme théorique est défini comme :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} var(Z(s + h) - Z(h)) = \frac{1}{2} E \left[(Z(s + h) - Z(h))^2 \right] = C(0) - C(h)$$

Avec $C(0) = var(Z(s))$ et $C(h) = cov(Z(s + h), Z(h))$

Remarque :

- Un variogramme peut se calculer non seulement pour une distance donnée mais aussi pour direction θ donnée $\gamma_{\theta}(h)$.
- La covariance mesure la ressemblance entre les valeurs en fonction de leur éloignement alors que le variogramme mesure la dissemblance entre les valeurs en fonction de leur éloignement.
- Dans l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2, covariance et variogramme existent et sont liés par la relation $\gamma(h)=C(0)-C(h)$. Dans l'hypothèse intrinsèque, seul le variogramme existe. C'est pourquoi il est généralement

préférée à la covariance pour décrire et interpréter la structure spatiale du phénomène étudié.

- Le variogramme réel d'une fonction aléatoire est généralement inconnu, mais il peut être évalué à partir des données d'échantillonnages. On obtient ainsi le variogramme expérimental.

$$\tilde{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_1^{N(h)} [Z(s_i + h) - Z(s_i)]^2$$

$N(h)$ est le nombre de paires dans la classe de distance h .

$Z(s_i)$ est l'exposant climatique au point de mesure s_i (station).

IV.2.1. Propriétés du variogramme

Le variogramme est une fonction de h , croissante et souvent caractérisé par trois paramètres :

- l'Effet pépité : C_0
- le Palier : $C+C_0$
- la Portée : a

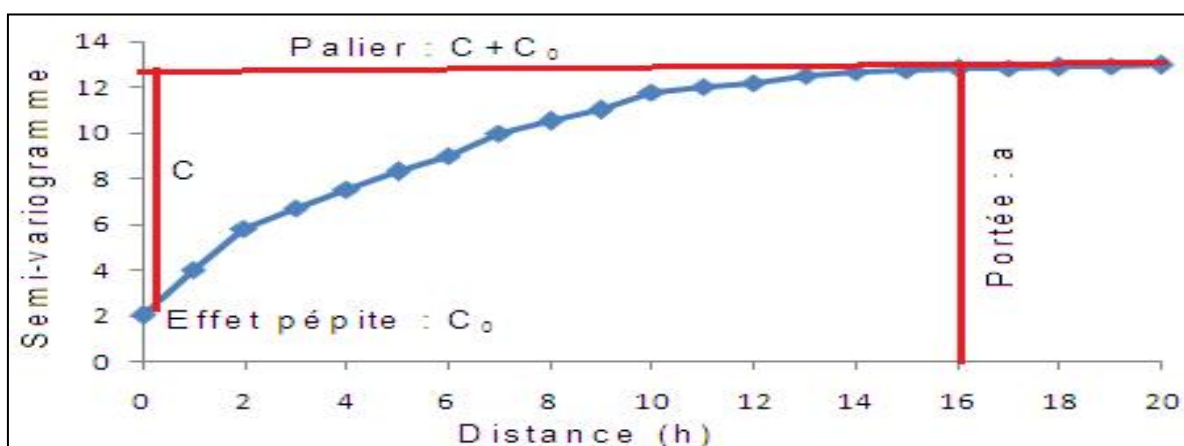


Figure IV.1 : Propriétés du variogramme

Remarques :

- Plus la fonction croit, moins les observations se ressemblent ;
- L'effet de pépité : le comportement à l'origine du variogramme reflète le degré de régularité spatiale de la variable régionalisée. Si le variogramme présente un saut abrupt à l'origine (effet de pépité), cela indique une absence partielle de corrélation entre les valeurs prises en deux sites très proches. C'est-à-dire qu'il y a une faible ressemblance entre les valeurs régionalisées très voisines ;
- Le palier : Valeur du variogramme pour la distance égale à la portée ;
- La portée : distance où deux observations ne se ressemblent plus du tout. Leur covariance est nulle ;
- Si le variogramme est borné alors la covariance existe et l'on peut présumer une stationnarité du second ordre (Journel et Huijbergts, 1978) ;

- Si la variable régionalisée est stationnaire du second ordre alors le palier est égal à la variance de cette même variable ;
- Inversement, si un variogramme est non borné, il ne possède ni portée, ni palier. La variance de la fonction n'est pas définie et elle n'est donc pas stationnaire du second ordre ;
- Arnaud et Emery (2000, p.126) affirment que le variogramme expérimental n'est pas fiable pour des distances supérieures à la moitié du diamètre du champ D.

IV.3. Modélisation du variogramme

Le variogramme expérimental n'est pas défini partout, notamment aux distances h pour lesquelles il n'existe pas de paire de points de mesures. Ainsi lui est-il ajusté une fonction mathématique appelée modèle de variogramme. Goovaerts, P, 1997 recommande d'utiliser des modèles éprouvés ou des modèles construits à partir de modèles éprouvés.

IV.4. Validation croisée

Une pratique intéressante pour valider le modèle de variogramme et consiste à effectuer une validation croisée. Le principe est d'éliminer à tour de rôle chaque observation et de l'estimer à l'aide de ses voisins. En chaque point, on obtient donc une valeur vraie et une valeur estimée que l'on peut comparer pour déterminer si le modèle fournit des estimations se comportant comme prévu. Plus précisément, soit Z_i^* l'estimation obtenue par krigeage au point "i" (en enlevant la valeur observée Z_i) ainsi que la variance de krigeage σ_{ki}^2 . On peut définir un résidu $e_i = Z_i - Z_i^*$ et un résidu normalisé $n_i = e_i / \sigma_{ki}$. Un modèle et adéquat devraient fournir : la distribution des erreurs standardisées est gaussienne avec une moyenne des erreurs standardisées (MES) proche de zéro et une variance des erreurs standardisées (VES) égale à l'unité.

IV.5. Isotropie et anisotropie

Le variogramme ne dépend que de h , c'est-à-dire le vecteur de déplacement entre les points s et $s+h$. Ce vecteur contient de l'information sur la distance entre ces deux points, par l'intermédiaire de sa norme, ainsi que sur l'orientation de h . Si le variogramme ne dépend en fait que de la norme de h , il est dit isotrope. S'il dépend aussi de la direction (θ) du vecteur de translation, il est dit anisotrope. Rappelons que

la norme euclidienne d'un vecteur :
$$h = (s_i, s_j) \text{ est } |h| = \sqrt{s_i^2 + s_j^2}$$

IV.6 Méthodologie

Notre travail est articulé comme suit :

- Obtenir des données sur les précipitations : Les données proviennent de l'ANRH. Il s'agit des précipitations journalières maximales pour la période (1968-2014) pour les 12 stations pluviométriques.

- Analyse et modélisation géostatistique (variogramme expérimental) à l'aide du logiciel ARC GIS. Le semi-variogramme expérimental est calculé en prenant la moitié de la différence au carré entre les valeurs des paires et les distances qui les séparent.

La cartographie et l'interprétation des résultats font l'objet de nos recherches.

Il s'agit d'une interpolation spatiale des quantiles provenant de nombreuses stations. Ceci est réalisé par krigeage ordinaire. C'est une méthode d'interpolation spatiale qui tient compte à la fois de la configuration géométrique des points d'observation et de la structure spatiale inhérente aux variables estimées. Cette méthode est utilisée pour interpoler les quantiles et les cartographiés .

IV.7 Caractéristiques statistiques des données

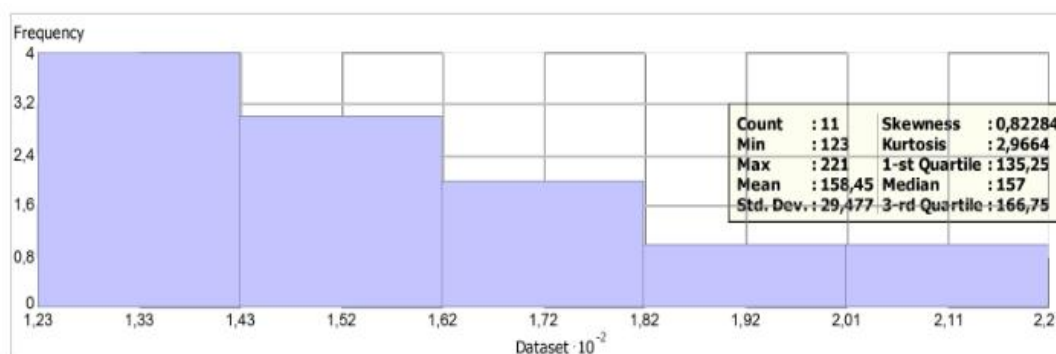
IV.7.1 Présentation des quantiles

Tableau IV.1: Présentation des quantiles

CODE	X	Y	Q100	Q10	Q20	Q50
21504	4.373666723	36.73881622	166	151	130	114
21509	4.514338165	36.65250000	167	151	130	114
21601	4.321944444	36.80666667	221	198	168	144
21607	4.235296183	36.79458716	158	144	126	112
21712	4.205475587	36.58250000	157	142	122	106
21717	4.063911134	36.50225108	139	126	110	96.7
21804	3.977255621	36.72938905	127	116	100	88.1
21805	4.070433366	36.77613351	196	175	147	126
21810	4.053611111	36.71555556	134	122	107	94.8
21901	3.954444444	36.51527778	123	112	97.1	85.5
22002	3.863266535	36.81762219	155	139	118	102

IV. 7.2 Application des approches géostatistiques

Dans ces figures on présente les statistiques et la distribution des déffrents quantiles:

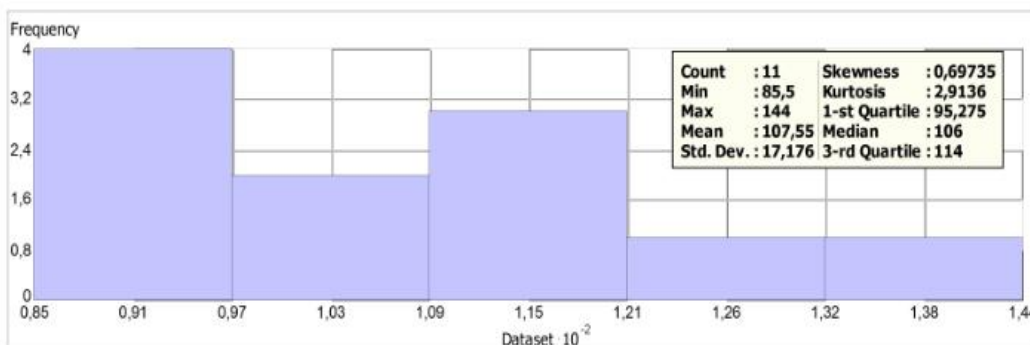


Quantiles : Q100

Figure IV.2: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (100ans)

Interprétations des résultats

les valeurs maximale et minimale qui sont respectivement (123 m, 221m) et d la moyenne est de 158.45 m . Les distributions présentent une histogramme dissymétrie, d’ou elles s’écarterent d’une loi gaussienne.

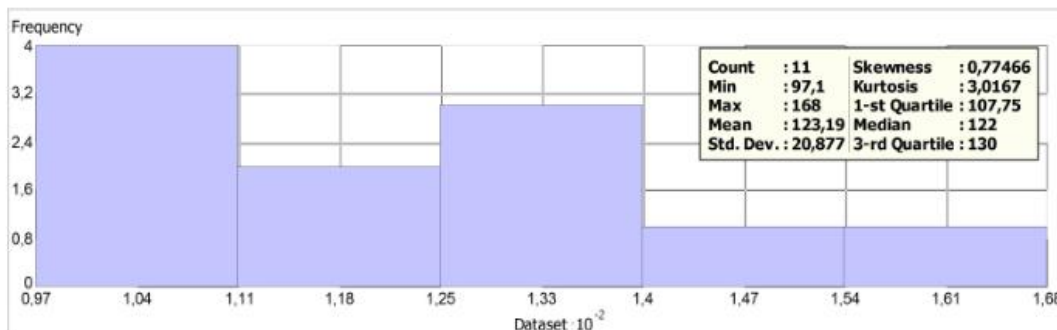


Quantiles : Q50

Figure IV.3: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (50ans)

Interprétations des résultats

les valeurs maximale et minimale qui sont respectivement (85.5 m, 144m) et d la moyenne est de 107.55 m . Les distributions présentent une histogramme dissymétrie, d’ou elles s’écarterent d’une loi gaussienne.

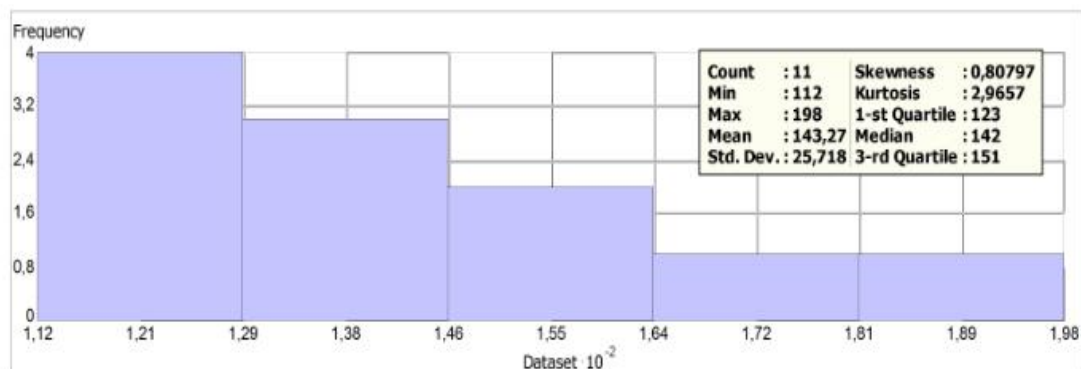


Quantiles : Q20

Figure IV.4: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (20ans)

Interprétations des résultats:

Les valeurs maximale et minimale qui sont respectivement (97.1 m, 168m) et d la moyenne est de 123.19 m . Les distributions présentent une histogramme dissymétrie, d’ou elles s’écarterent d’une loi gaussienne.



Quantiles : Q10

Figure IV.5: Histogramme des quantiles et des paramètres statistiques (10ans)

Interprétations des résultats

Le nombre de points d'eau utilisé pour construire l'histogramme des quantiles dans 10 ans est de 11 points.

Ou on représente les valeurs maximale et minimale qui sont respectivement (112 m, 198m) et la moyenne est de 143.27 m. Les distributions présentent une histogramme dissymétrie, d'où elles s'écartent d'une loi gaussienne.

IV.8.Modélisation des variogrammes expérimentaux des quantiles

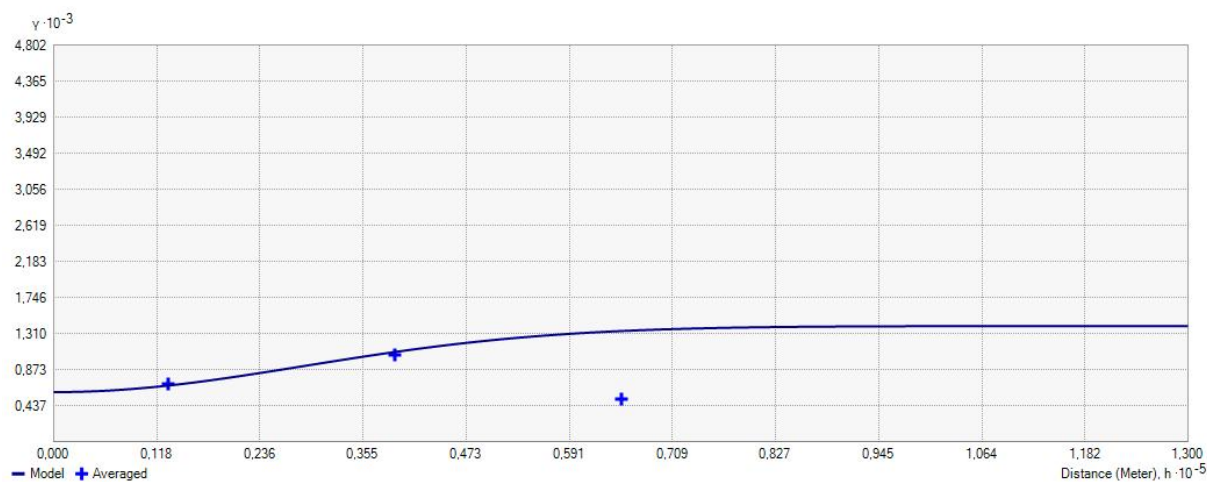


Figure IV .6:Variogramme Q 100 ans

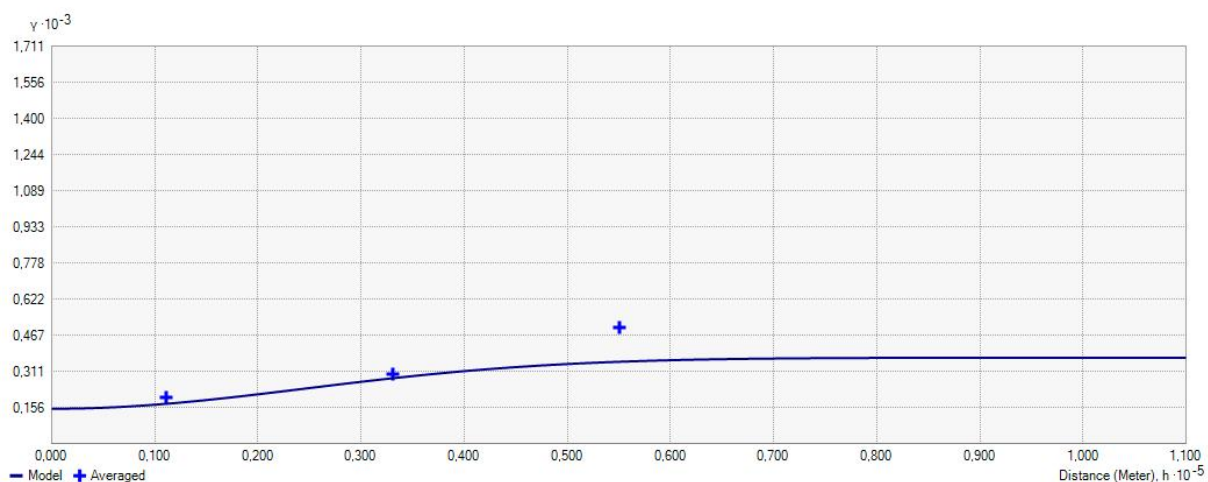


Figure IV.7: Variogramme Q 50 ans

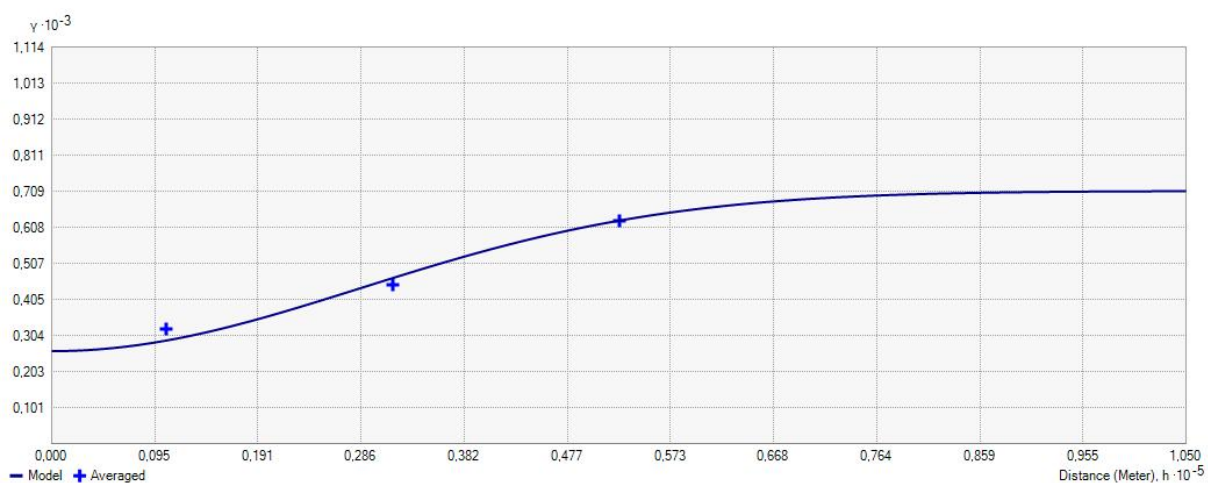


Figure IV.8: Variogramme Q 20 ans

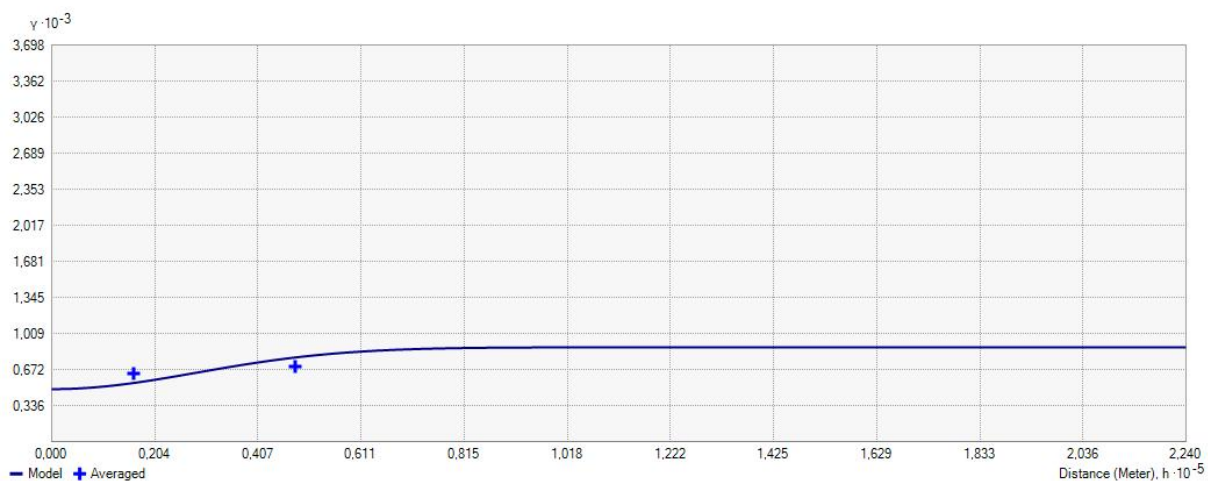


Figure IV.9: Variogramme Q 10 ans

IV. 9 Résultats de la modélisation

Le tableau suivant résume tout les résultats de la modélisation variographie de notre cas , la validation croisée a de bon résultats .

Tableau IV.2 : Paramètres de modélisation des variogrammes expérimentaux.

Périodes	Semi-Variogramme expérimental Omnidirectionnel (ESV)		Numéro et type de la structure	Portée (m)	variance	Validation croisée		
	Nombre des pas	Distance du pas (m)				MES	VES	
Quantile 10 ans	07	32000	1	Effet de pépité	-	490	0.062	0.96
			2	Modèle Gaussien	70000			
Quantile 20 ans	05	21000	1	Effet de pépité	-	260	0.002	0.95
			2	Modèle Gaussien	70000			
Quantile 50 ans	05	22000	1	Effet de pépité	-	150	0.006	0.98
			2	Modèle Gaussien	60000			
Quantile 100 ans	05	26000	1	Effet de pépité	-	600	0.001	0.94
			2	Modèle Gaussien	50000			

IV.10. Cartographie des quantiles

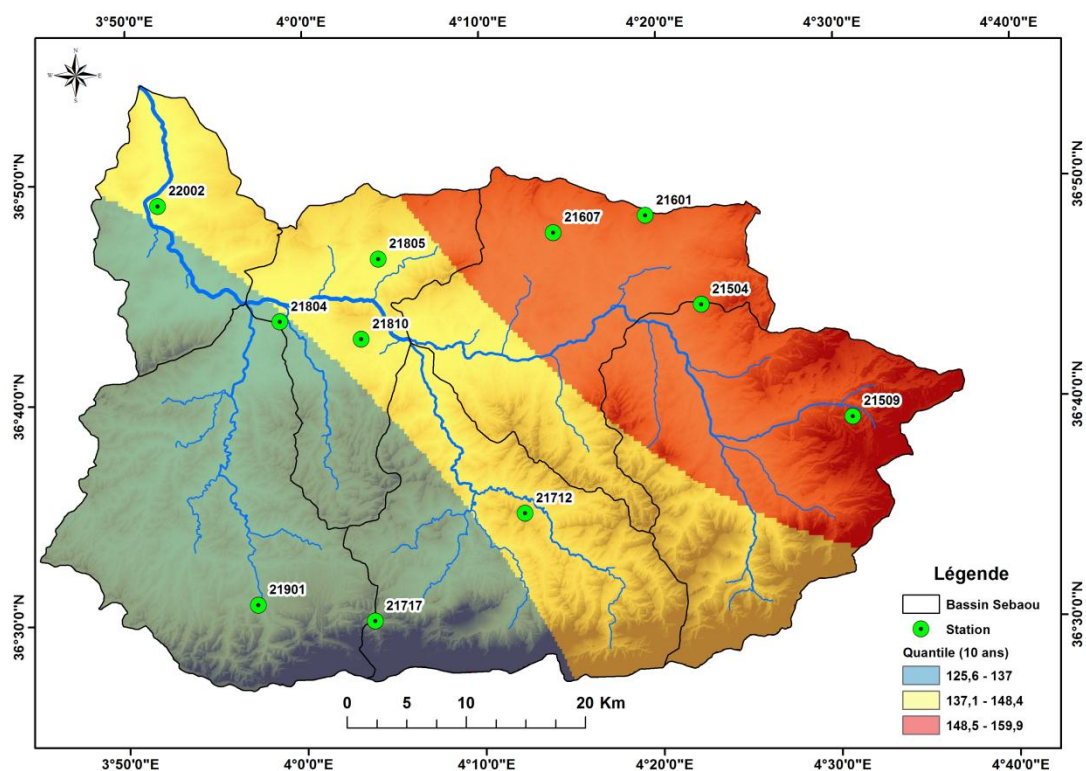


Figure IV.10: Carte de quantile Q10 ans

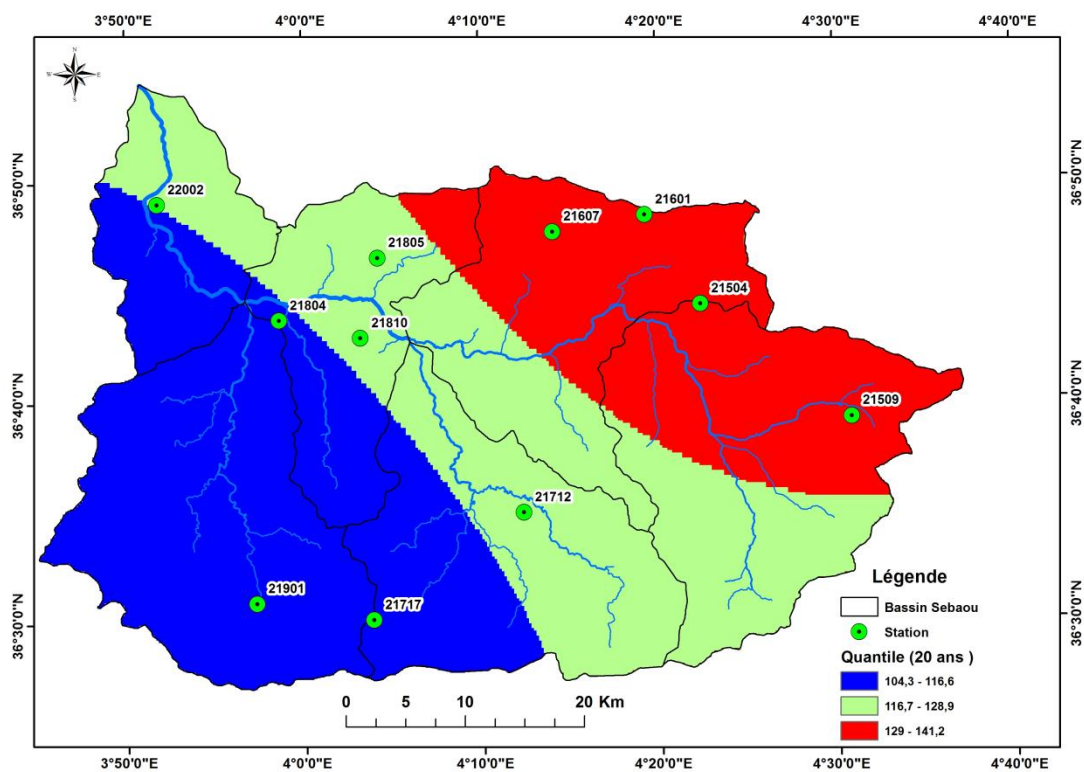


Figure IV.11: Carte de quantile Q20 ans

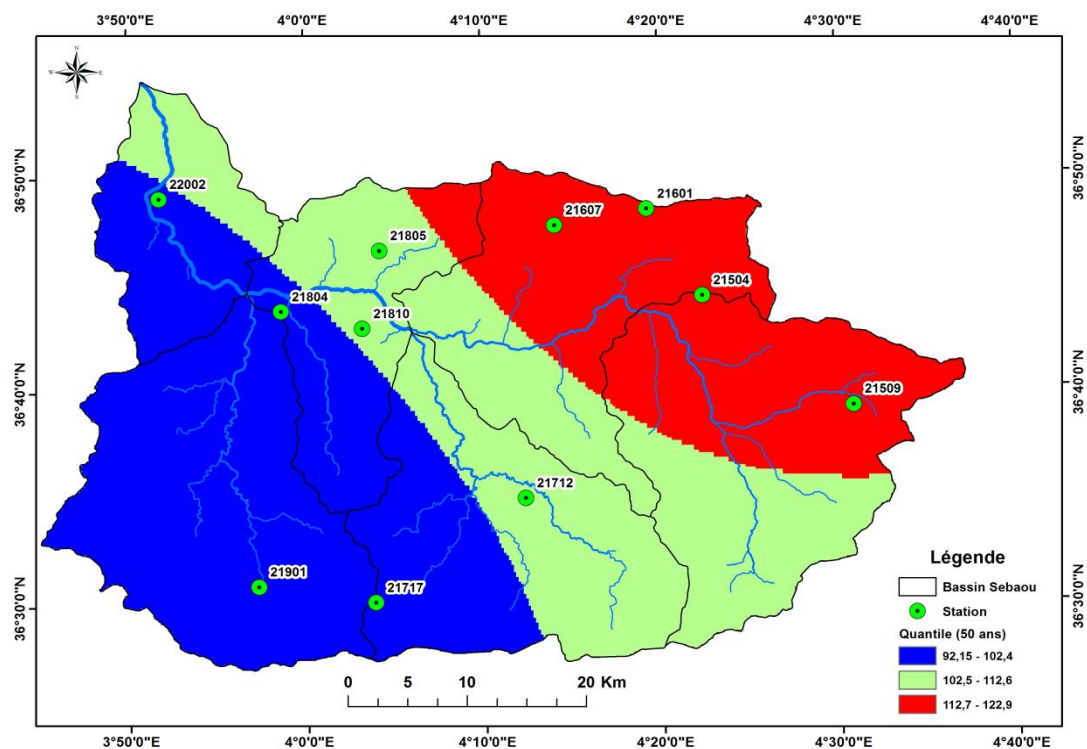


Figure IV.11: Carte de quantile Q50 ans

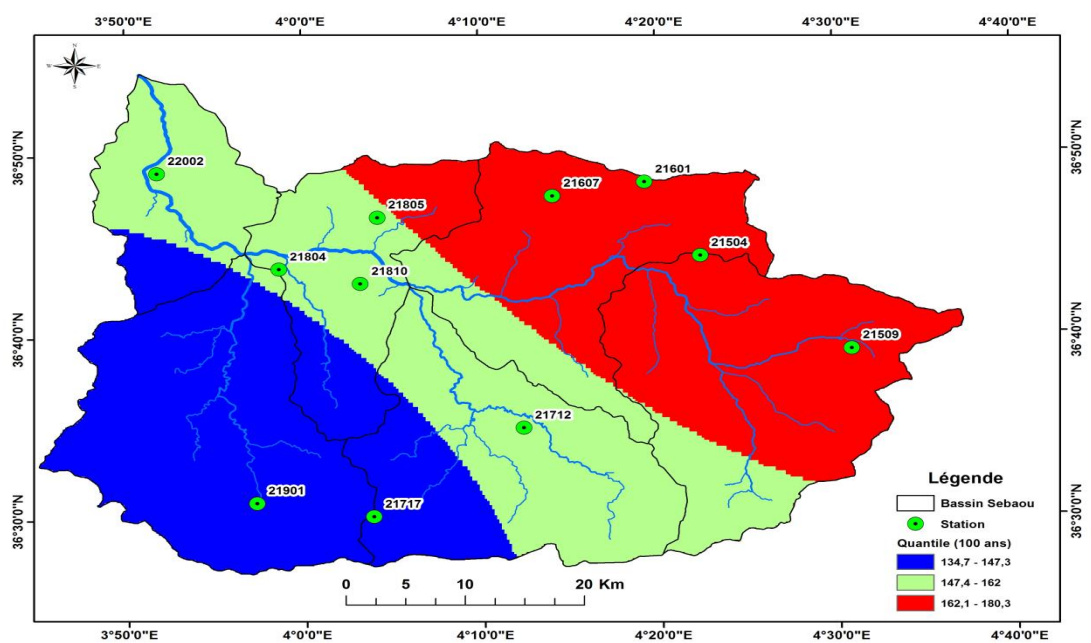


Figure IV.11: Carte de quantile Q100 ans

Conclusion:

À travers ce chapitre, on a appliqué l'approche géostatistique pour analyser la variation spatio-temporelle des quantiles au niveau du bassin versant de Sebaou .

- Les données utilisées sont homogènes , Les variogramme à présenter une structure Gaussienne
- L'interprétation des résultats montre que la zone d'étude présente une variabilité importante, la pluviométrie est maximale à l'est et diminue en allant vers l'ouest.
- la méthode des variables régionalisés a été utilisée pour l'interpolation des données , Il est important de insisté sur la qualité de l'estimation et l'appréciation sur les modèles variographiques utilisés.
- La recherche d'un modèle convenable est assez délicate et nécessite une certaine expérience ou de nombreux essais. C'est une procédure qui ne peut être automatisée. Elle nécessite également les connaissances sur le terrain pour valider la véracité du phénomène observé (régularité spatiale, variabilité à courtes distances et anisotropie). Il doit par conséquent, être le plus cohérent possible avec ce qui a été observé. Le résultat montre que cette approche donne des bons modèles Gaussiens bien structurés aux semi-variogrammes expérimentaux retenus, et leurs qualités sont vérifiées par le biais de la validation croisée.
- Les modèles sont de bonne qualité, en raison que la moyenne des erreurs standardisées (MES) est environ de zéro et la variance est proche de l'unité.

Conclusion

Conclusion Générale

Le bassin de Sebaou a une situation géographique stratigique , car il combine 3 sous bassin : la haute , la moyenne , et le bas de sebaou , ces effluents sont drainées avec une surface important , il diverse les 2 willaya de TIZI OUEZO et de BOUMERDESS , il a une vallée surplante la mer , la forme de ces reliefs est allongée qui favorise l'infiltration et le ruissellement, il est caractérisée par une température moyenne de 25.3°C et une forte humidité .

Après une description de notre zone d'étude c'est la collecte des données pluies maximales journalières et de les Analyser pour faire des approche géostatistiques des quantiles, on a passée à une étude variographique pour faire une carthographie des quantiles et on a choisi un modèle efficace qui se présente dans le tableau de modélisation (chapitre IV).

Dans le chapitre d'Analyse fréquentiel des pluies maximales journalières de la période (1968-2014) ,on a passé par une description statistique pour chaque série pluviométrique, L'Ajustement des seies des pluies pour chaque stations était très bonne ou on constate que la loi LOG NORMAL était la millieure par rapport les autres lois d'ajustement (loi du Gumbel , GEV ...) car les résultats de cette ajustement avec les critères du BIC et AIC sont des valeurs très petites et acceptable que on a montré dans le chapitre III.

D'autres part, on a fait une estimation des quantiles pour défférants périodes (100 ans , 50 ans, 20 ans, 10 ans) et une étude variographique des précipitations maximales journalières de notre bassin , on a présenter des bonnes modèles des variogrammes expérimentaux et des cartes des quantiles .

L' Approche géostatistique a était bien présenter avec la méthode d'interpolation de krickage ou on a choisi la variogramme guassien qui est la milleur pour notre cas .

Les résultats montrent une variabilité spatiale des quantiles de l'est à l'ouest dans notre zone d'étude et les cartes obtenues nous aident à visualiser cette variabilité.

Annexe 1

Tableaux 1: Précipitations journalières maximales annuelles

	ST021504	ST021509	ST021601	ST021607	ST021712	St021717	ST021804	ST021805	ST021810	ST021901	ST022002
1968/69	98.1	150.2	89.5	57.4	59.1	172	72.5	182.1	67.6	56.5	97
1969/70	78.6	56.2	123	62.6	112	70.7	53.2	200.2	101.9	62.2	85.6
1970/71	55.4	120.7	75.5	46.4	41.7	57.1	137	123	60.7	56.5	51.6
1971/72	121	77	182.6	67	58.5	66.2	55.7	54.3	35.5	141	174.9
1972/73	80.2	82	96.3	64.4	66.7	48.8	68.9	89.7	45.9	72.3	70.2
1973/74	139	53.2	139.6	99.6	52.6	42	46.5	93.8	33.4	124	165.7
1975/76	73.7	90.2	75.4	155.9	95	48.2	44.6	88.4	57.3	54	33
1976/77	40	70.5	50.2	140.4	55.2	81.1	35.2	57	60.3	44.4	90.4
1977/78	66	88.7	62.3	60.6	56.3	46	61.2	61.4	67.6	52.2	74.3
1978/79	57	84	46	76.4	94	71.7	53.5	27.5	46.5	41	63.2
1979/80	51	65.1	54	92.7	173.9	59.2	42.4	70.3	72.7	40.4	38.7
1980/81	84	83.5	88.9	135.4	69.2	72.8	75.2	111	73.1	47	45
1981/82	74.9	138.9	103.4	97	45.2	55.8	45.8	106.9	46	67.2	49.5
1982/83	97.4	108.4	50.5	44	36.8	33.5	55.9	59	79.2	52.7	33.5
1983/84	63.8	51.6	82.3	45.9	44.9	85.7	46.6	67.1	28.8	60.7	47.5
1984/85	55.5	46.7	68	49.6	48	87.8	62.6	71.5	80.1	49	35.7
1985/86	77.1	47.6	104.8	90.2	97	64	35.7	69.8	58	51.6	50.3
1986/87	124.4	69.6	177.3	76.4	42.2	104	62.4	128.6	28.6	101.2	62
1987/88	84.6	63.5	111.3	61.9	32.8	109	28.9	99.5	92.3	52.7	49.5
1988/89	43.4	61.6	37	55.1	59	54	39.3	34.1	65.6	34.2	80.4
1989/90	44.5	45.5	49.5	66	48	44.5	54.8	57	52.6	41	75.7
1990/91	66.4	62.1	50	56.4	79.6	47.5	66.9	45.3	61.7	35	32.7

Annexe 1

1991/92	82.7	96.5	88.6	50.1	90.5	67	36.7	61	77.1	53.7	57.4
1992/93	54.2	45.9	74.5	91.9	45.4	44.5	67.8	73.4	129	51	78.6
1993/94	80.8	86.5	85.6	56.2	88.7	42	44.8	113	63.3	74	67.3
1994/95	38.6	37.7	54.7	117.6	104.5	64	43.5	52.4	76.2	35	36.5
1995/96	68.4	99.7	161.2	81.3	33.6	50.2	79.9	68.4	55.3	67.8	41.6
1996/97	87.2	84.7	88	38.4	130	46.2	31.3	107.9	63.7	73.9	52.4
1997/98	39.4	42.9	124	94.2	55.3	47.6	81.7	31.9	60.1	26.9	44.6
1998/99	95.5	118.3	139.4	56.2	82.2	87	65.4	97.7	55.1	84.5	91
1999/20	50.8	71.4	48.8	58.4	94.7	62.5	28.4	36.8	62.5	40	36.3
2000/01	117.5	81.1	124.3	97.2	93.6	38.1	80.9	70.3	38.5	51.4	62.7
2001/02	97.8	99.3	76.3	112.5	89.4	48	80	80.8	57	52.6	68.4
2002/03	47.3	105.9	128	95	96.2	54	39.6	43.7	54	32.8	43.6
2003/04	125	85.4	96	72	44.2	67	49.7	102.8	84	90.9	82
2004/05	47	69.9	132.2	50.3	52.3	89	109.6	69.6	66.2	66.8	91
2005/06	74.5	69.3	125	87.5	52.7	120	114.3	51.8	83	61	58.3
2006/07	90	48.5	135	99.3	60.8	111	59.6	60.1	50.1	62	58.2
2007/08	84	145.1	110	100.2	63.5	89.4	70.8	96.1	90.3	72.9	74.4
2008/09	119.5	73	87.9	65	54	58	74.7	97.8	88	65.9	97.4
2009/10	104.2	50.2	129.5	54.8	88.2	72	66.8	78.7	109	56.5	85.1
2010/11	50.8	48.3	70	78	79	48.6	73.7	49.9	72	27.8	82.2
2011/12	66	78	56	92.4	64	52	47.6	73.1	67	48.2	61.9
2012/13	117.6	41.5	47.8	66.3	65.4	44.1	62.2	65.5	86	48.7	89.3
2013/14	41.3	38.2	86	70	88.2	69	56	116.7	53	53.9	65.1

Annexe 2

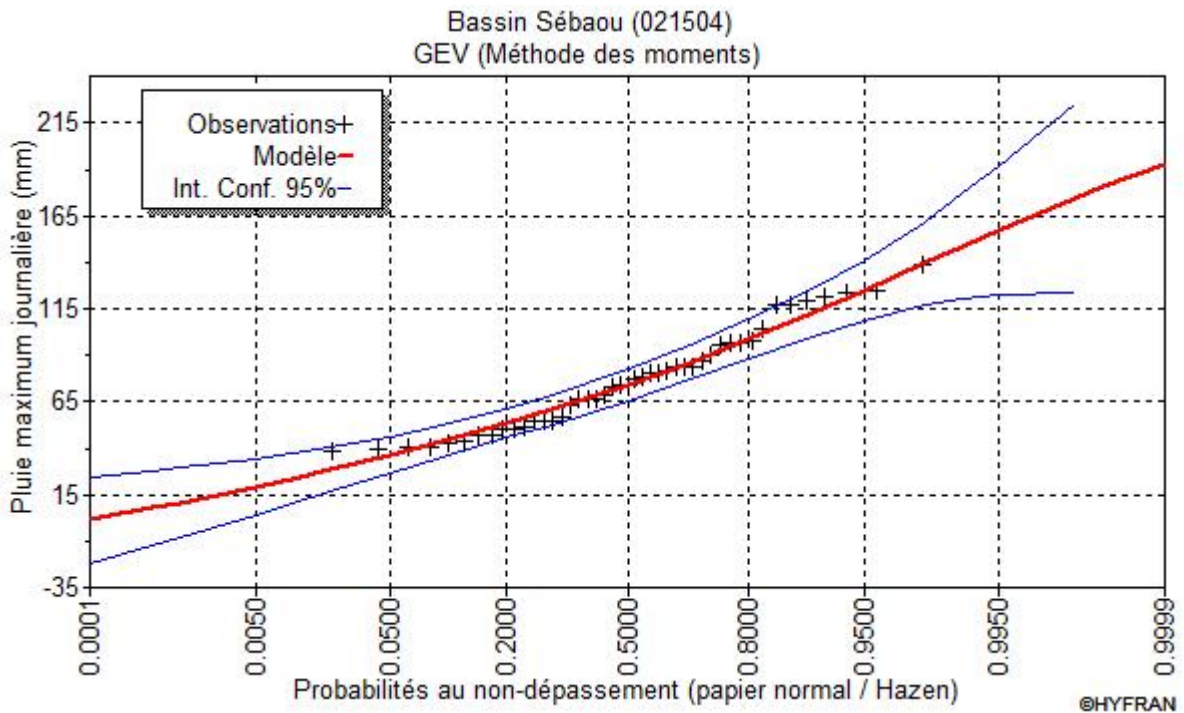


Figure 1: Ajustement graphiquement par loi GEV

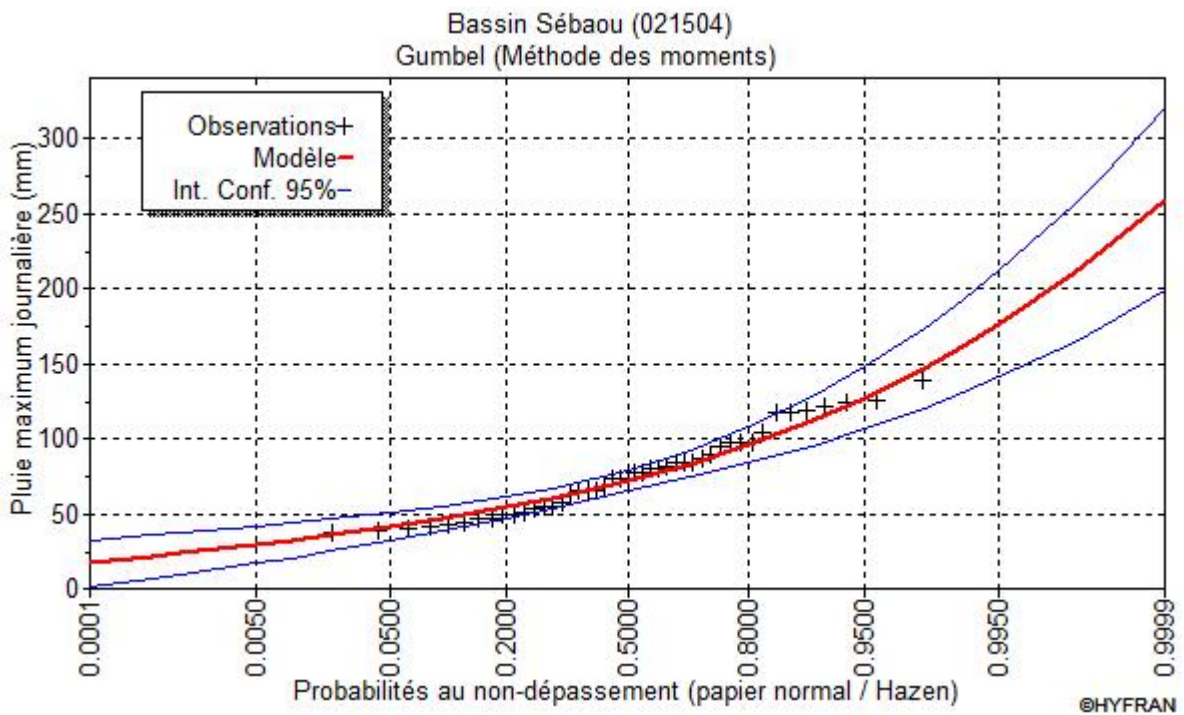


Figure 2: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

Annexe 2

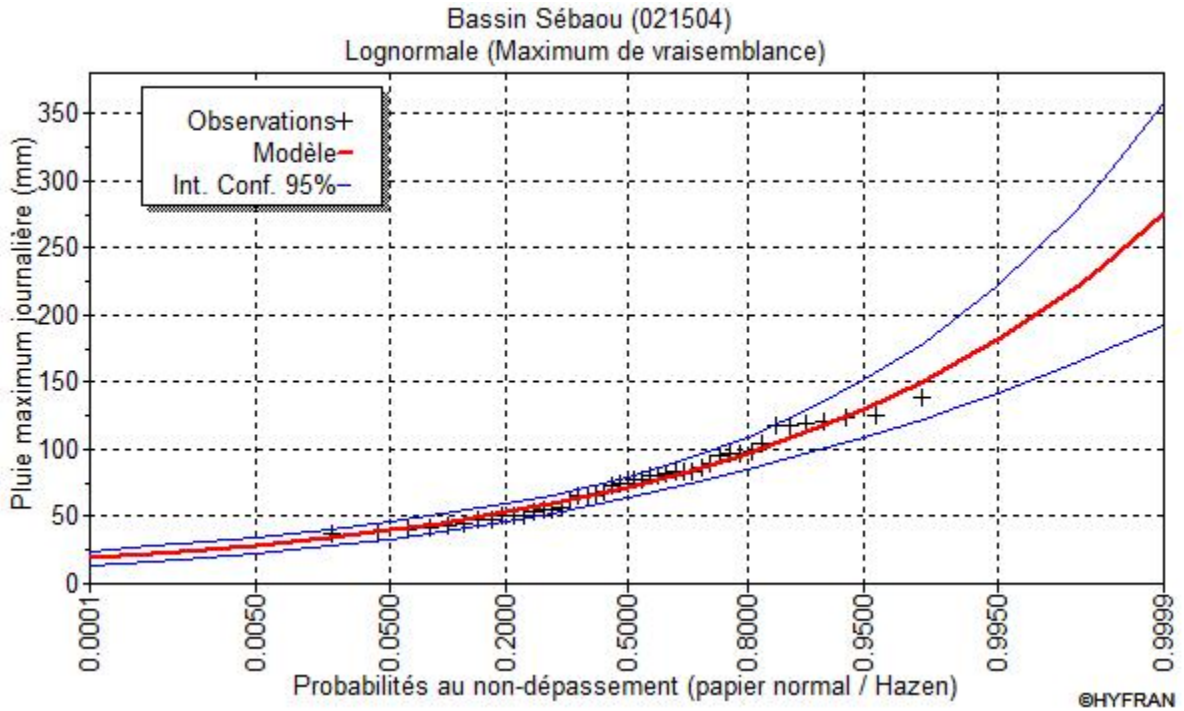


Figure 3: Ajustement graphiquement par loi log normal

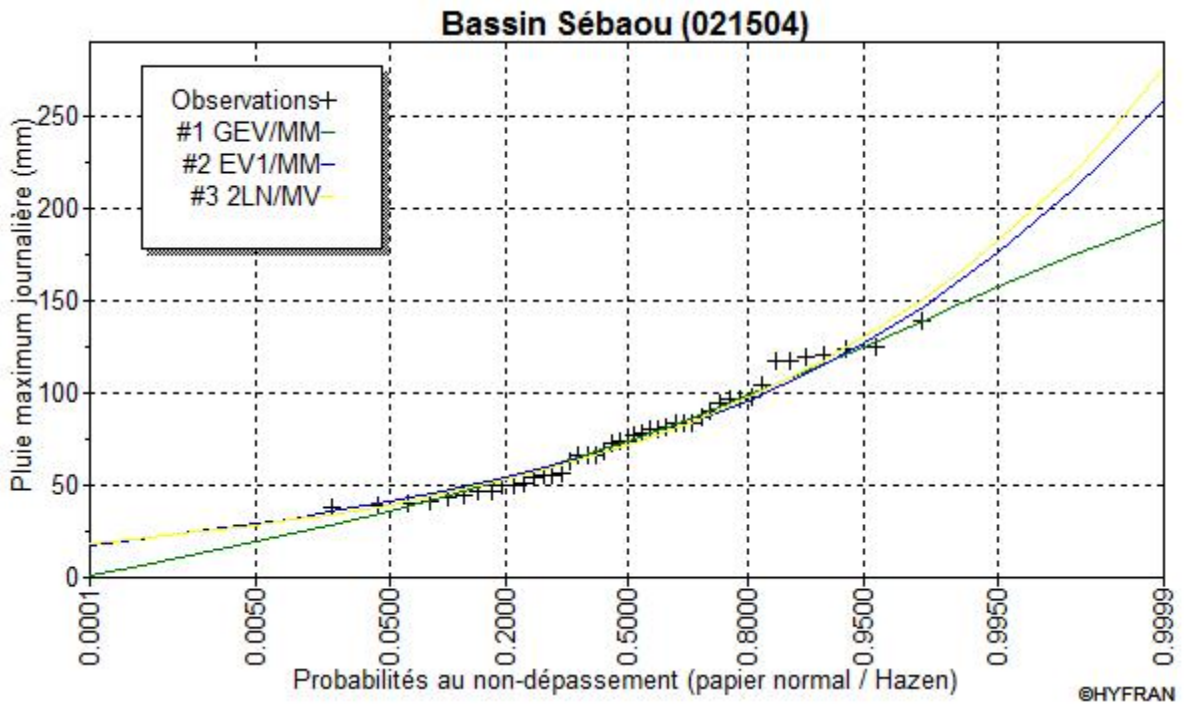


Figure 4: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

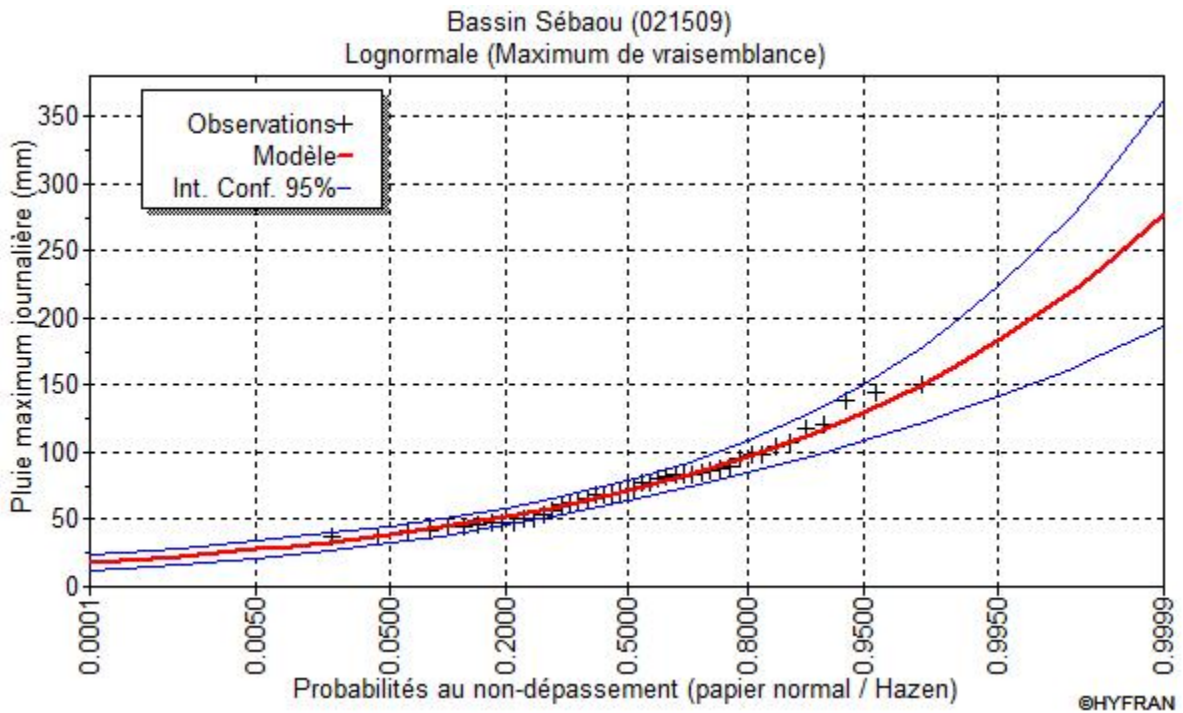


Figure 5: Ajustement graphiquement par loi log normal

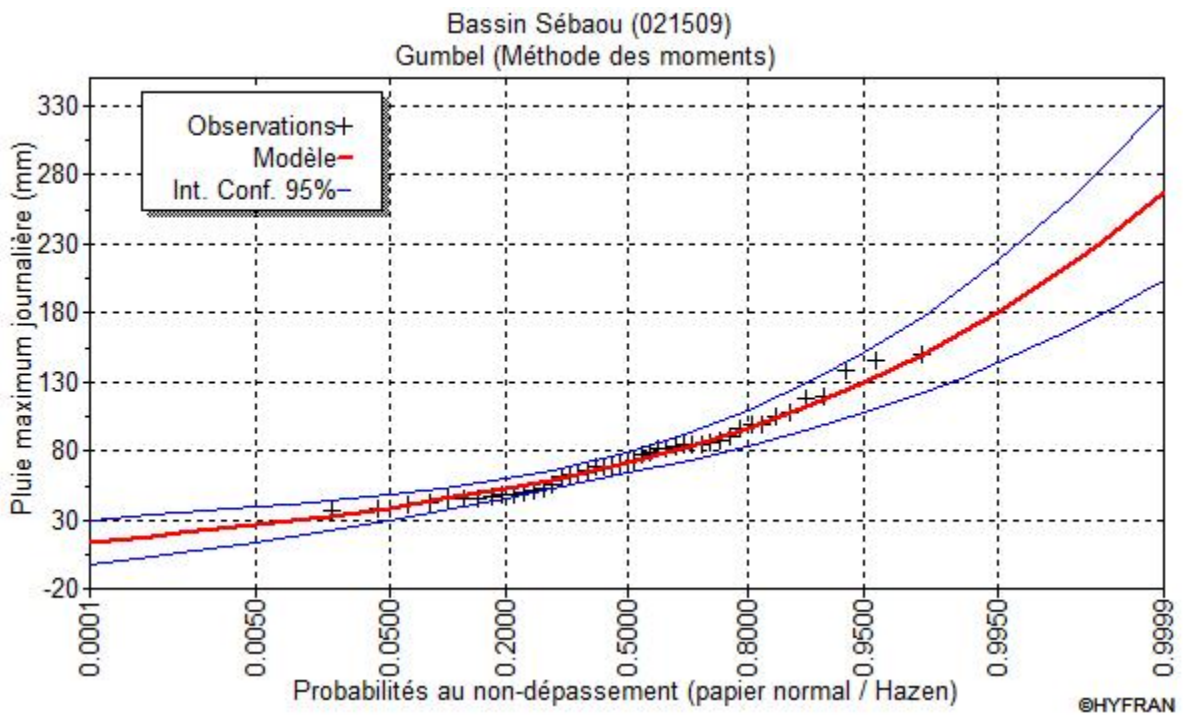


Figure 6: Ajustement graphiquement par loi GUMBEL

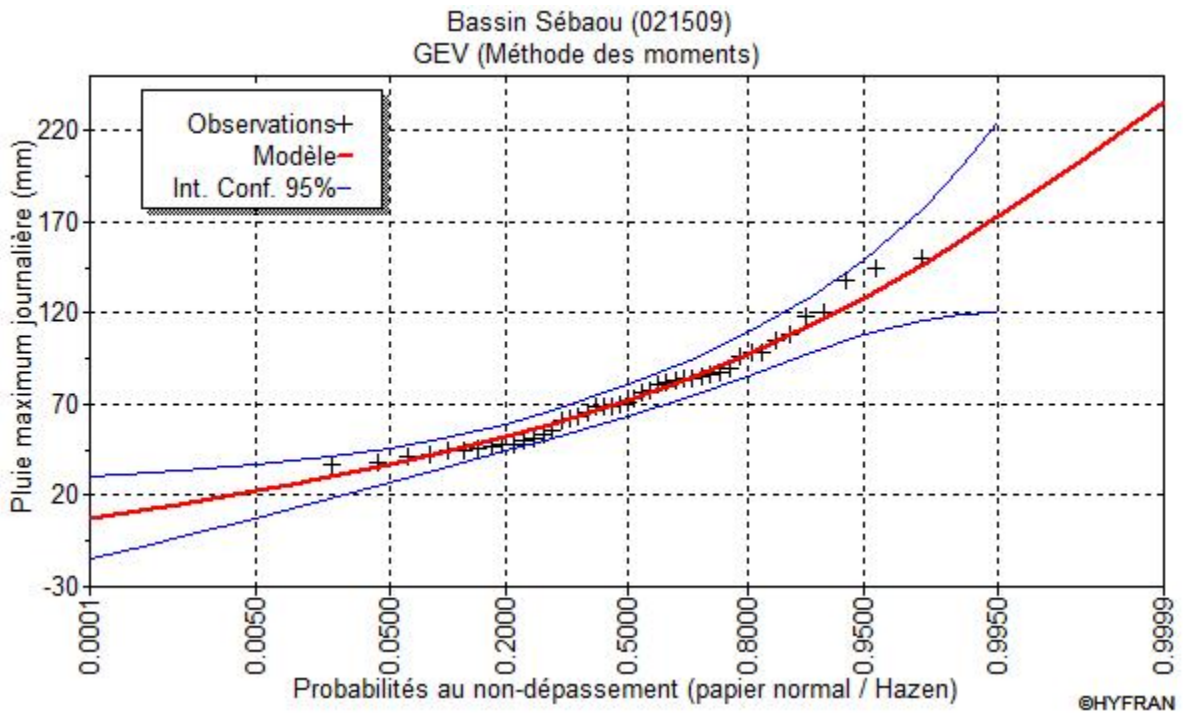
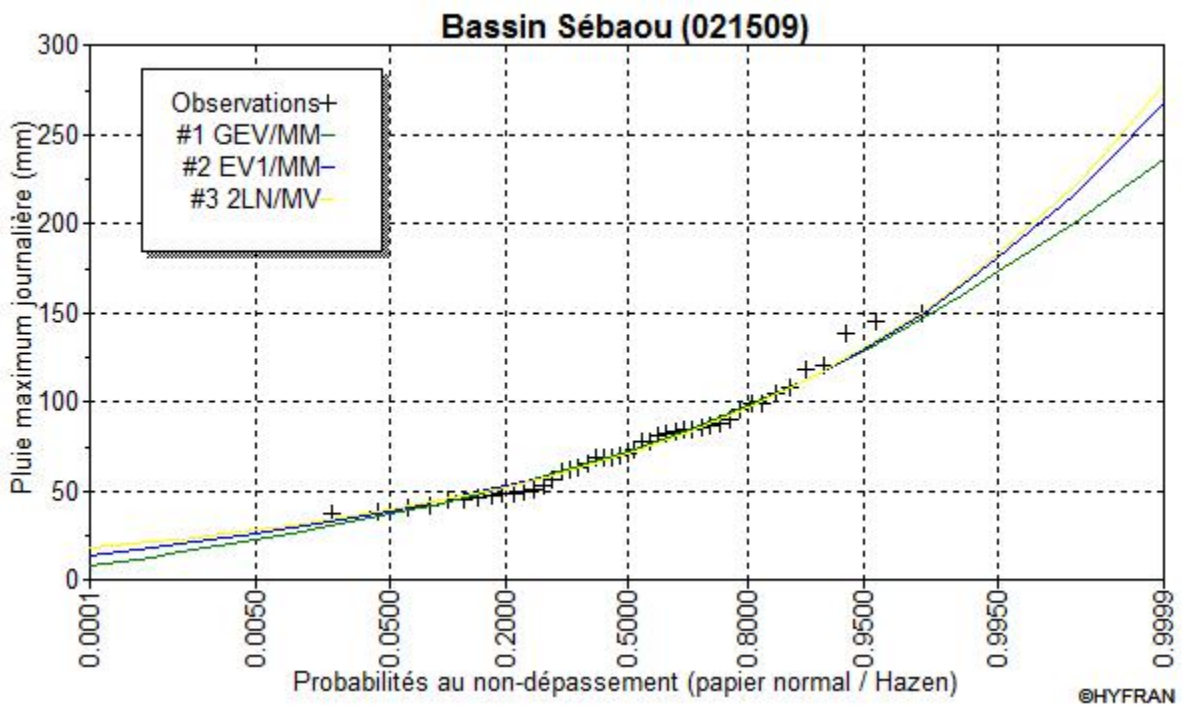


Figure 7: Ajustement graphiquement par loi GEV



Figures 8: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

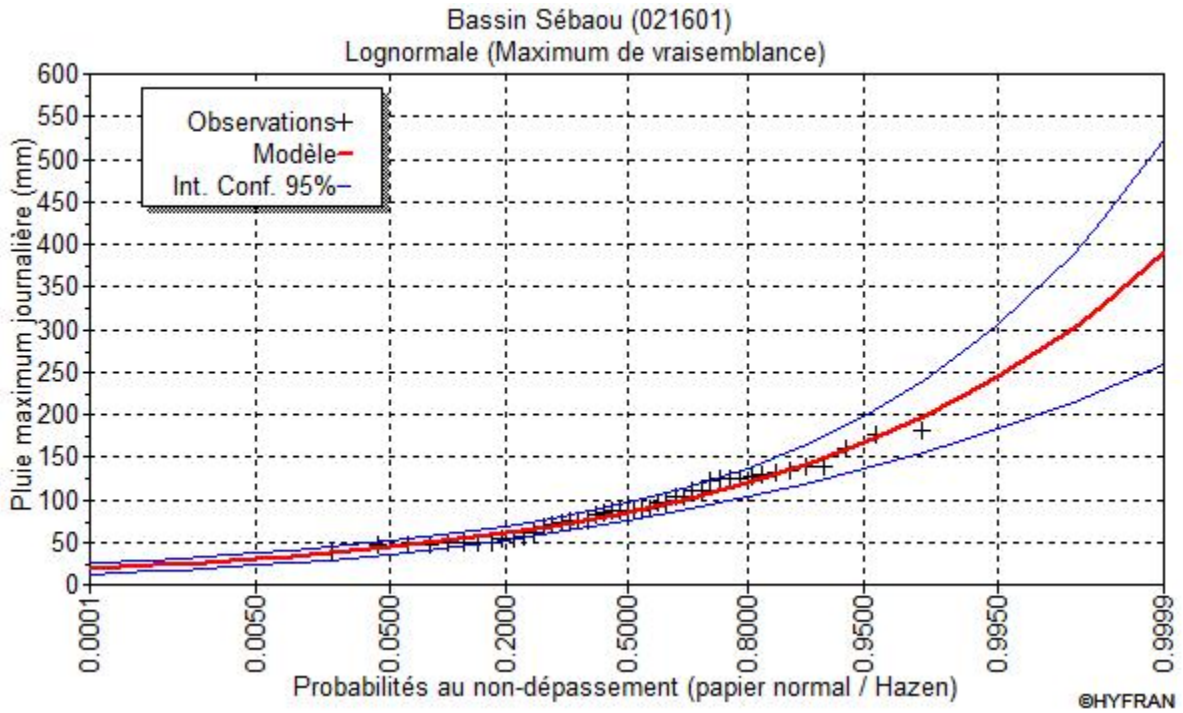


Figure 9: Ajustement graphiquement par loi log normal

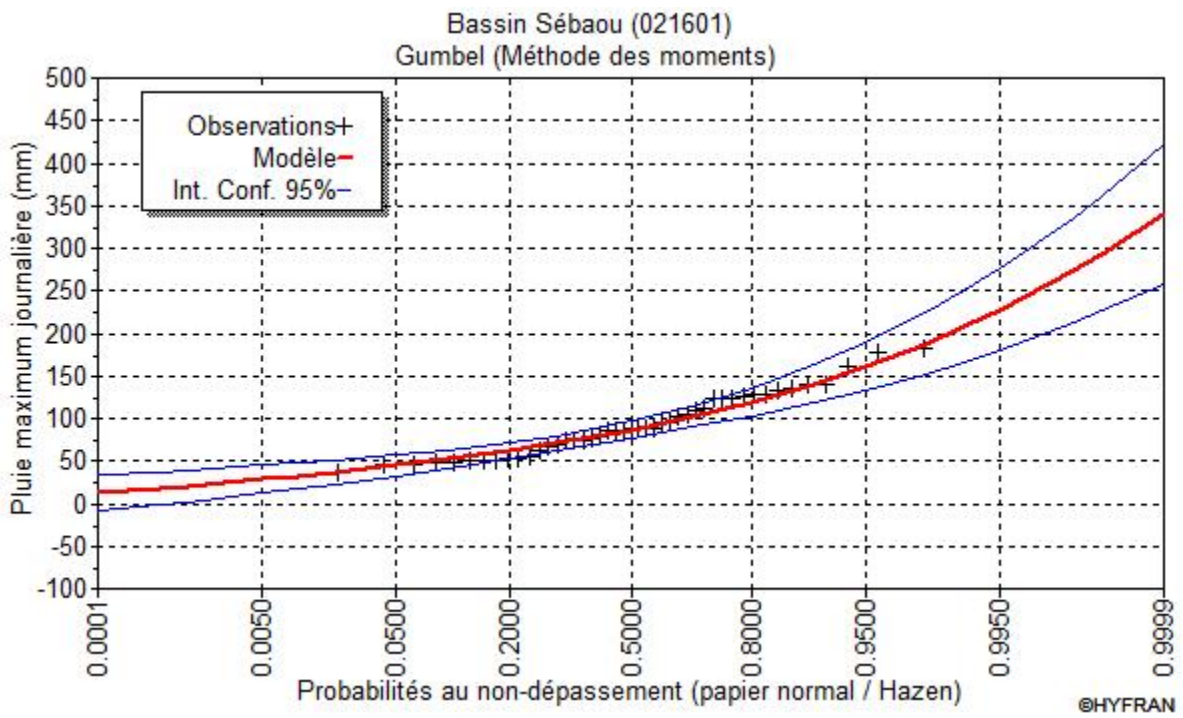


Figure 10: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

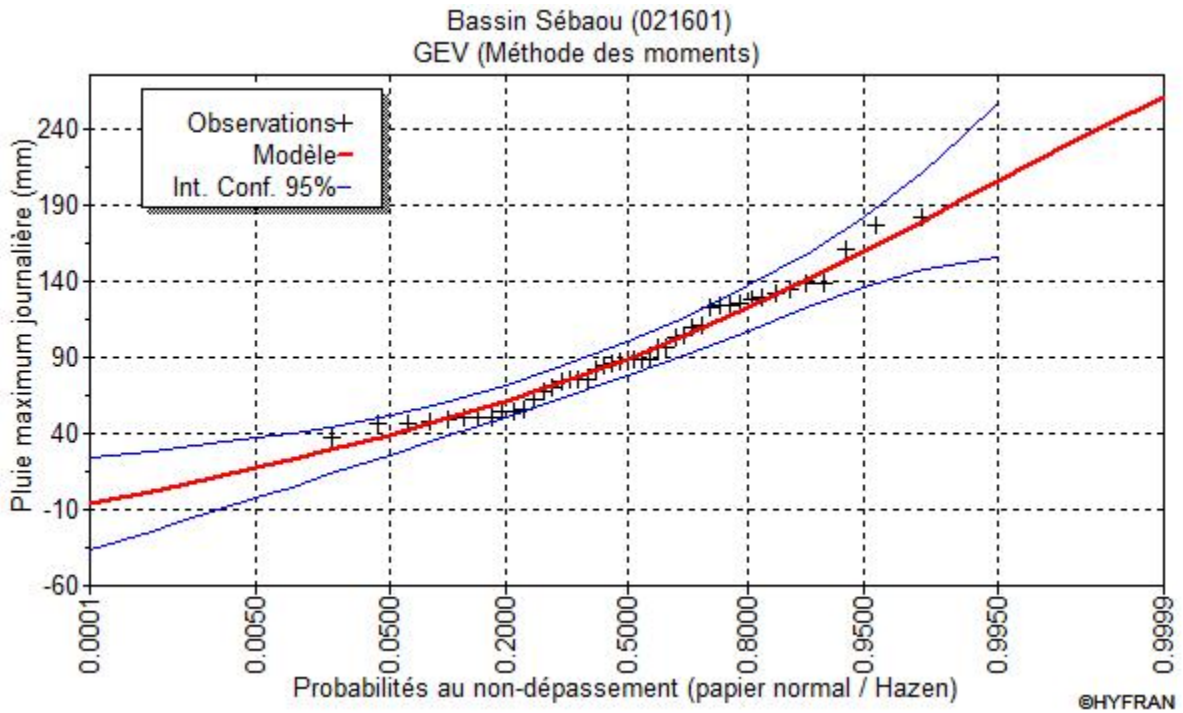


Figure 11: Ajustement graphiquement par loi GEV

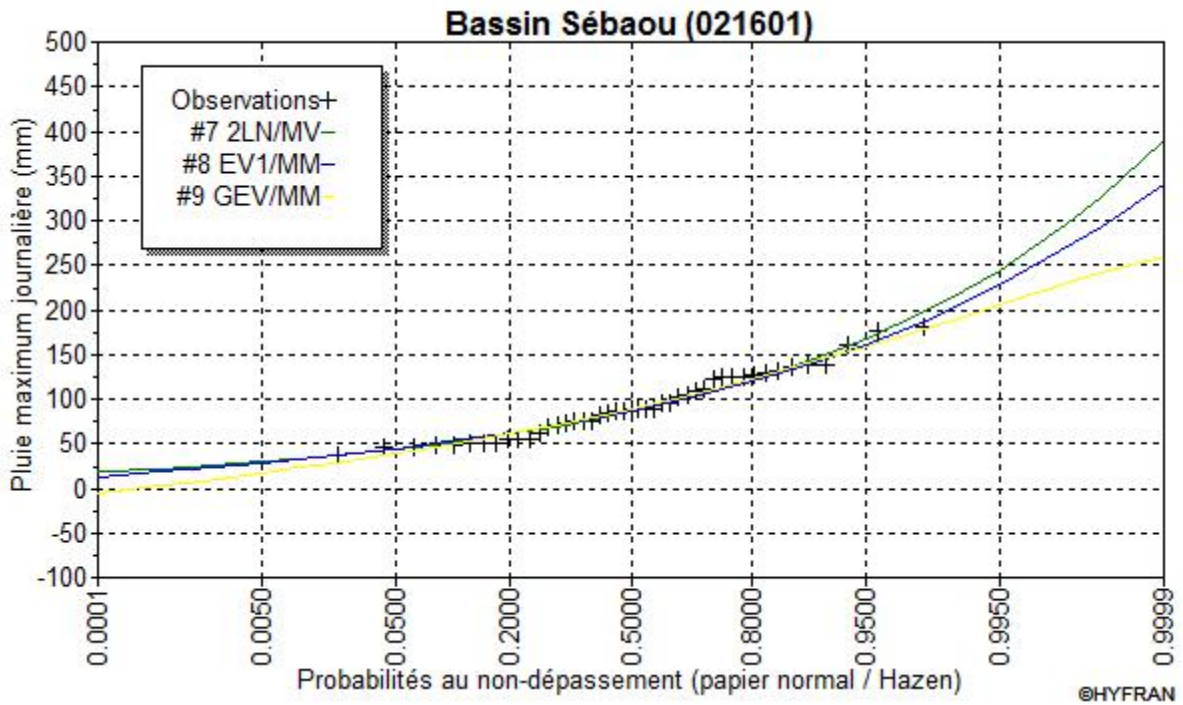


Figure 12: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

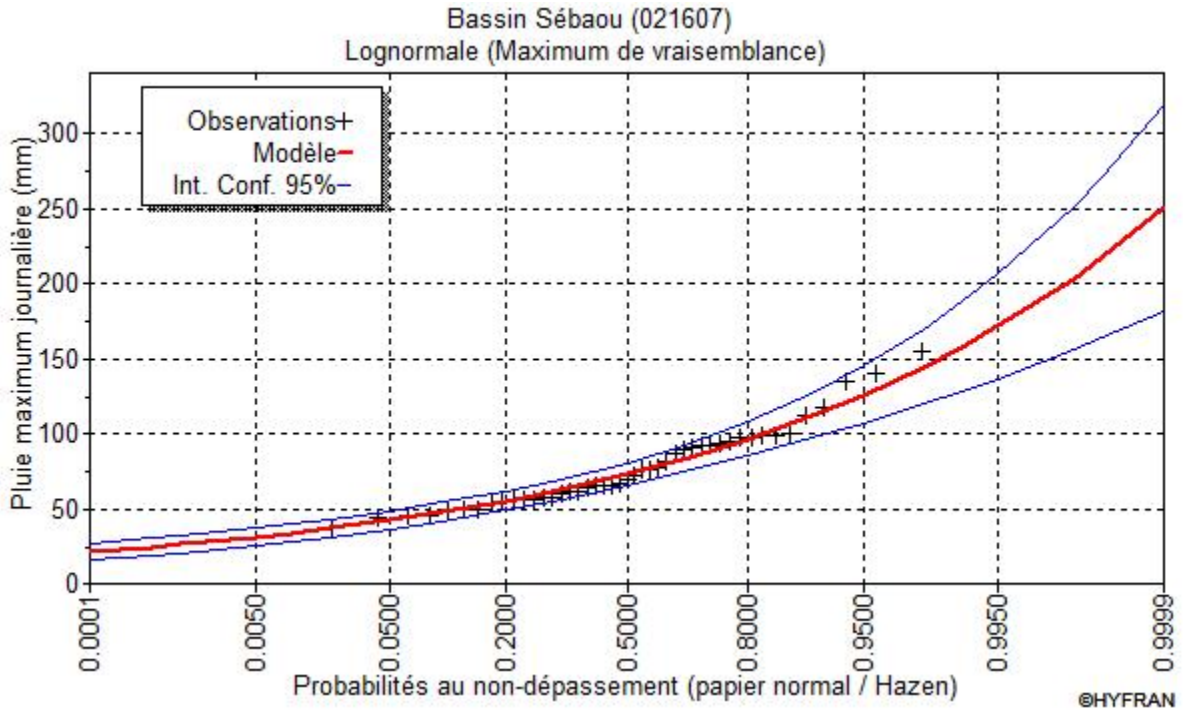


Figure 13: Ajustement graphiquement par loi mog normale

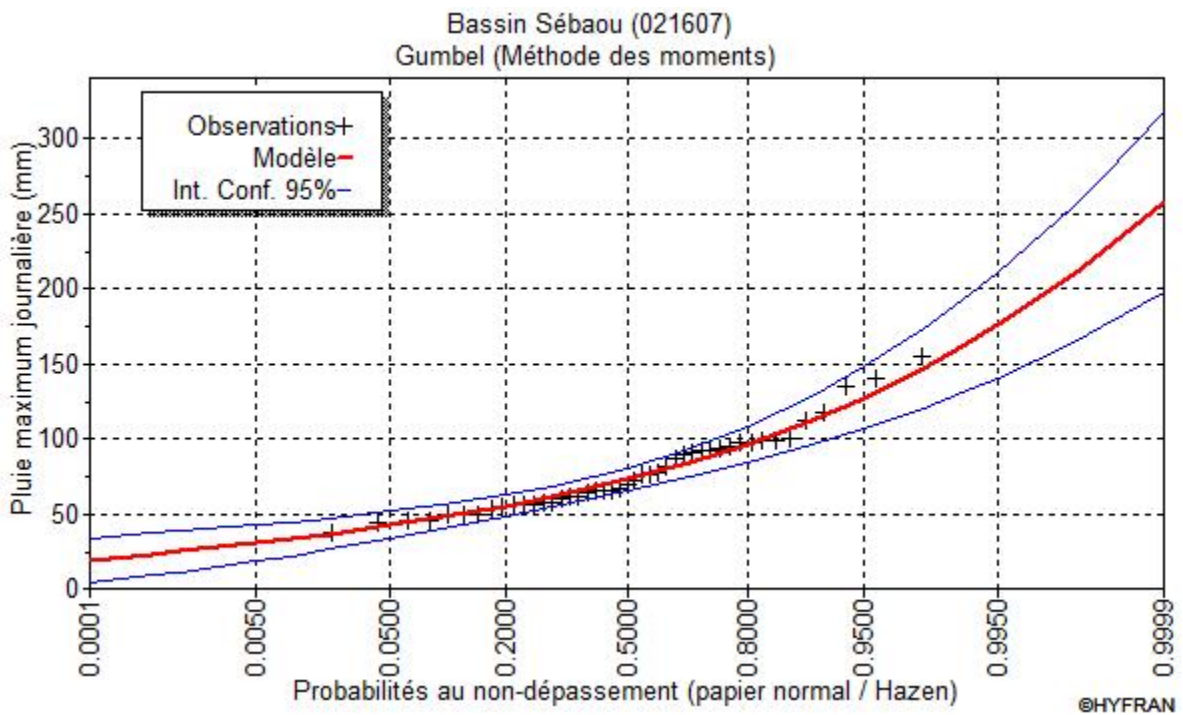


Figure 14: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

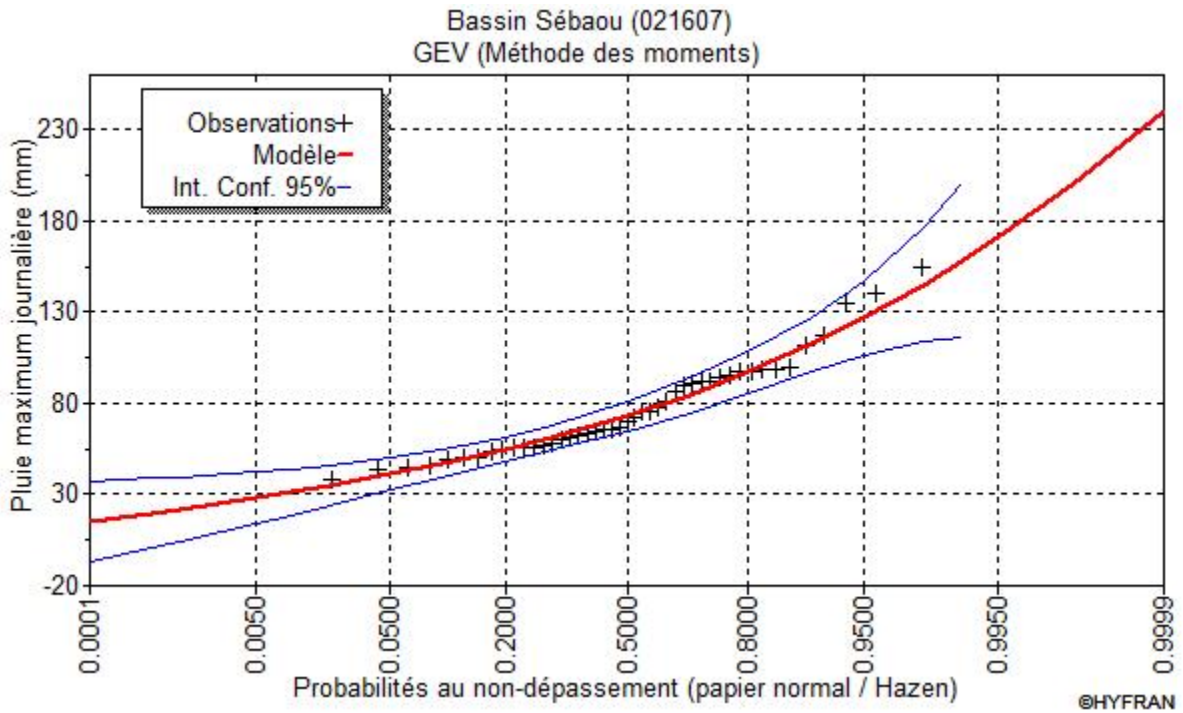


Figure 15: Ajustement graphiquement par loi GEV

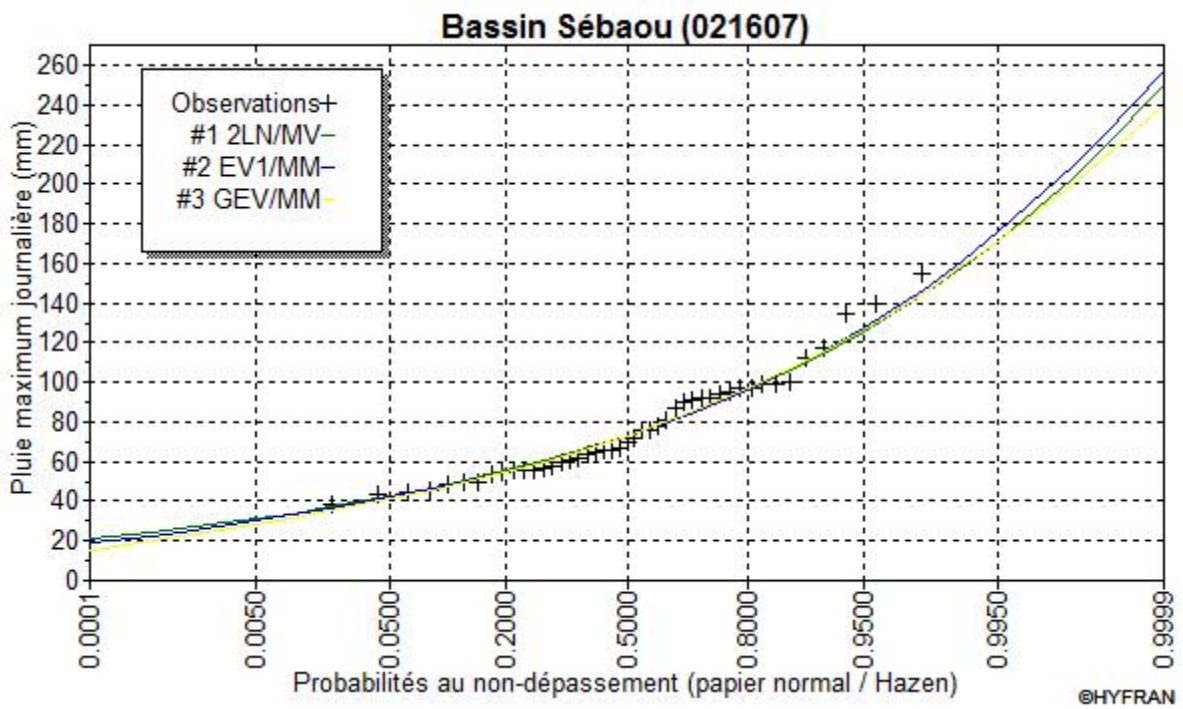


Figure 16: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

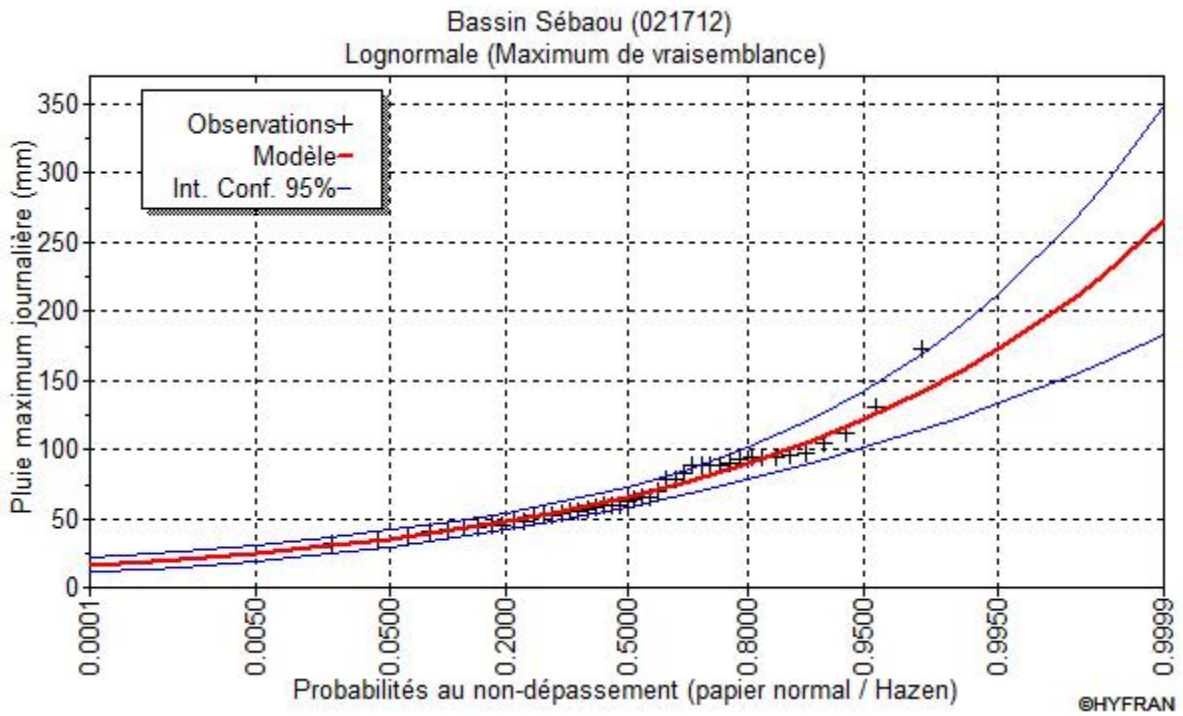


Figure 17: Ajustement graphiquement par loi log normale

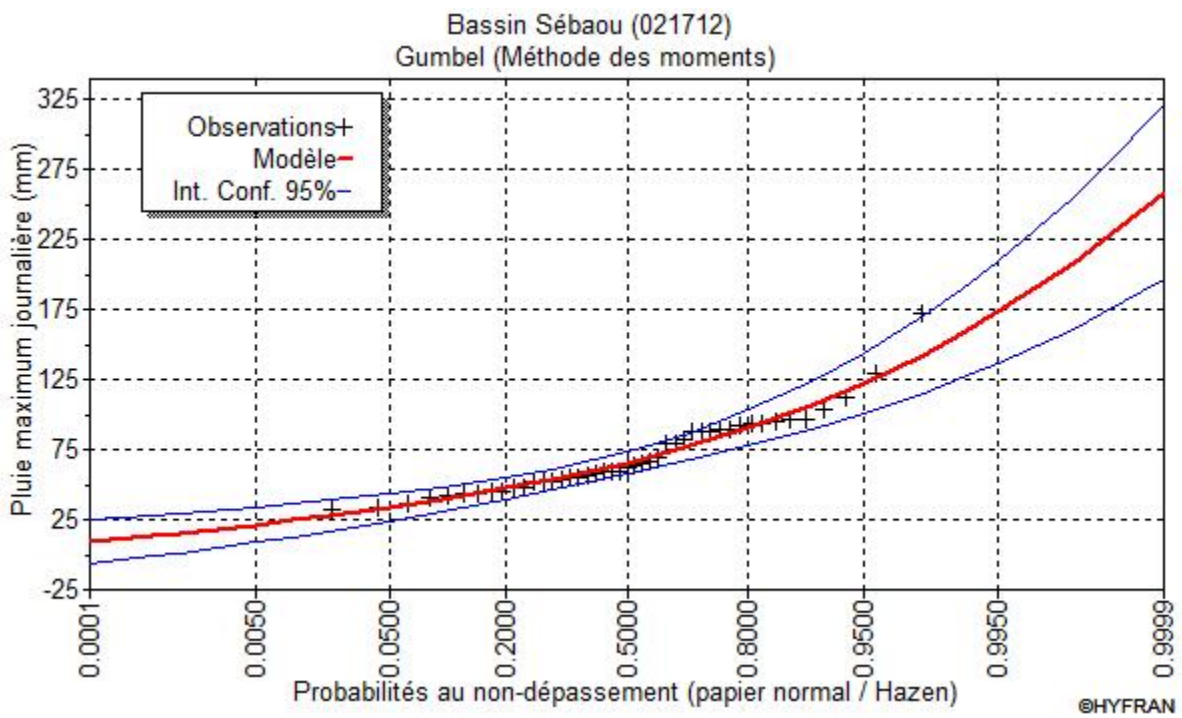


Figure 18: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

Annexe 2

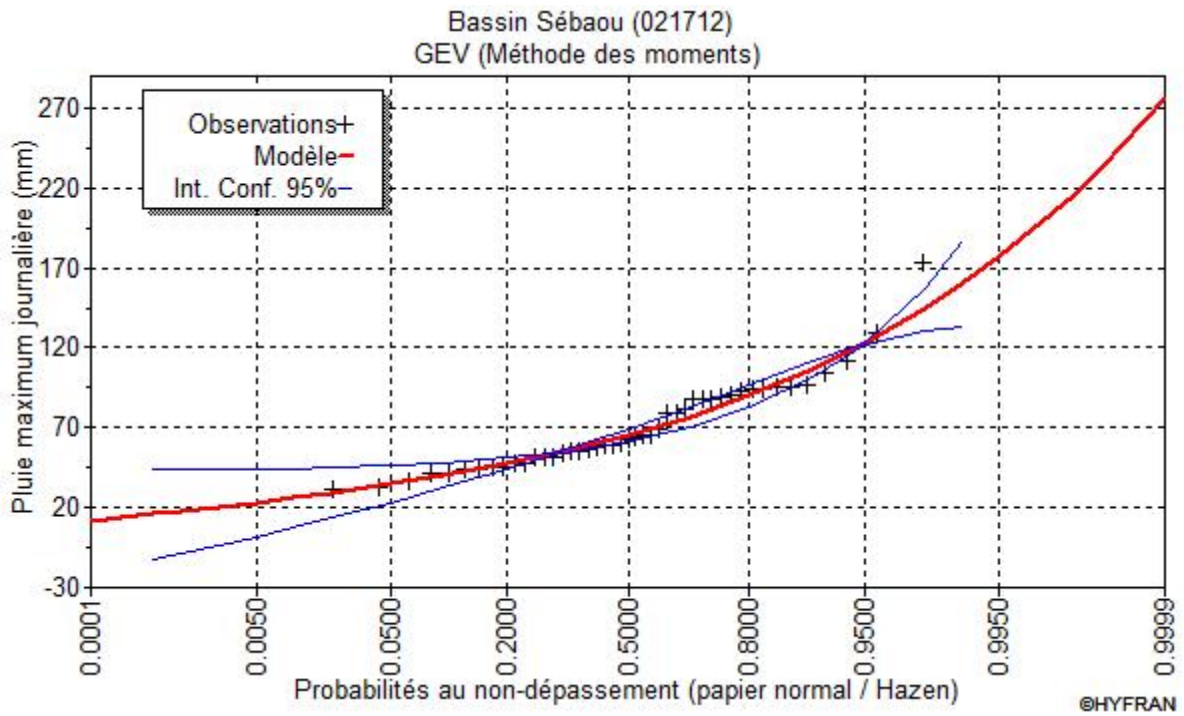


Figure 19: Ajustement graphiquement par loi GEV

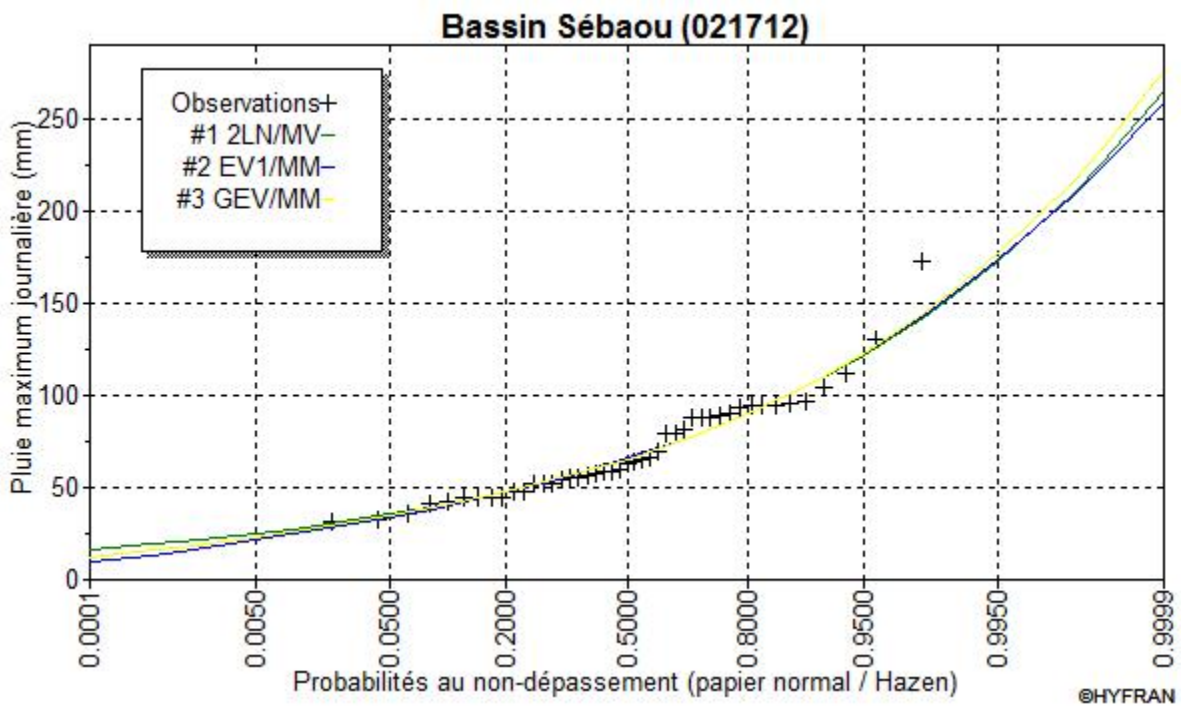


Figure 20: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

Annexe 2

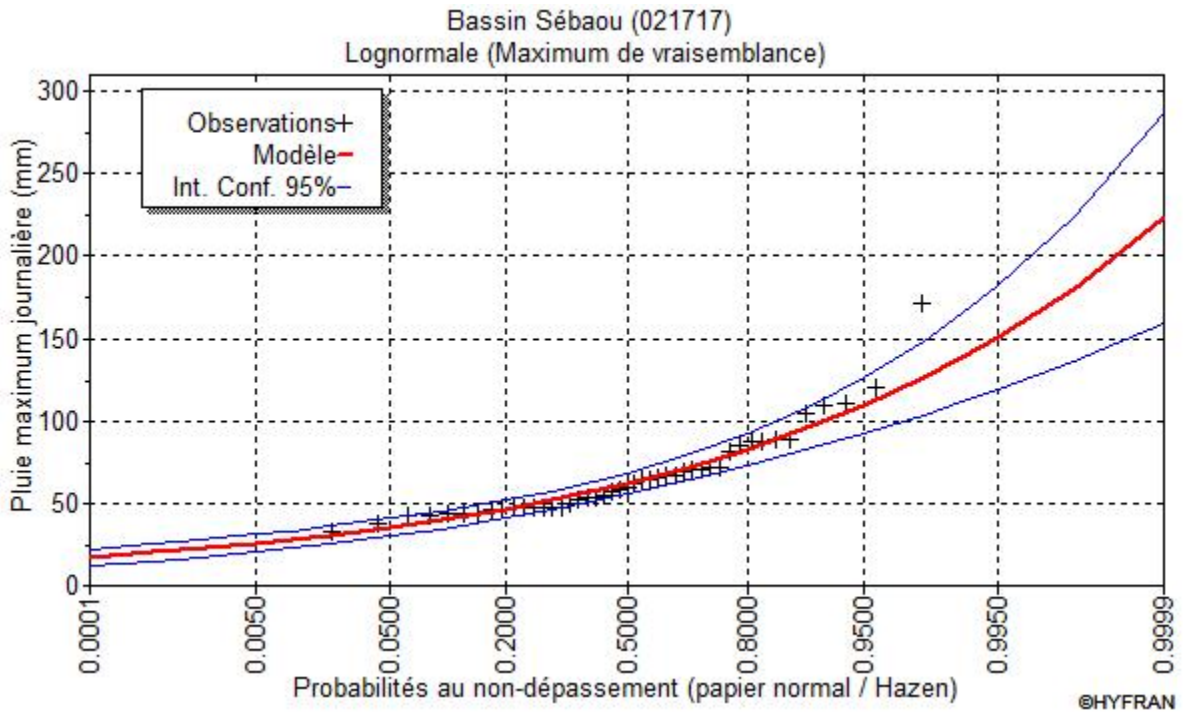


Figure 21: Ajustement graphiquement par loi log normale

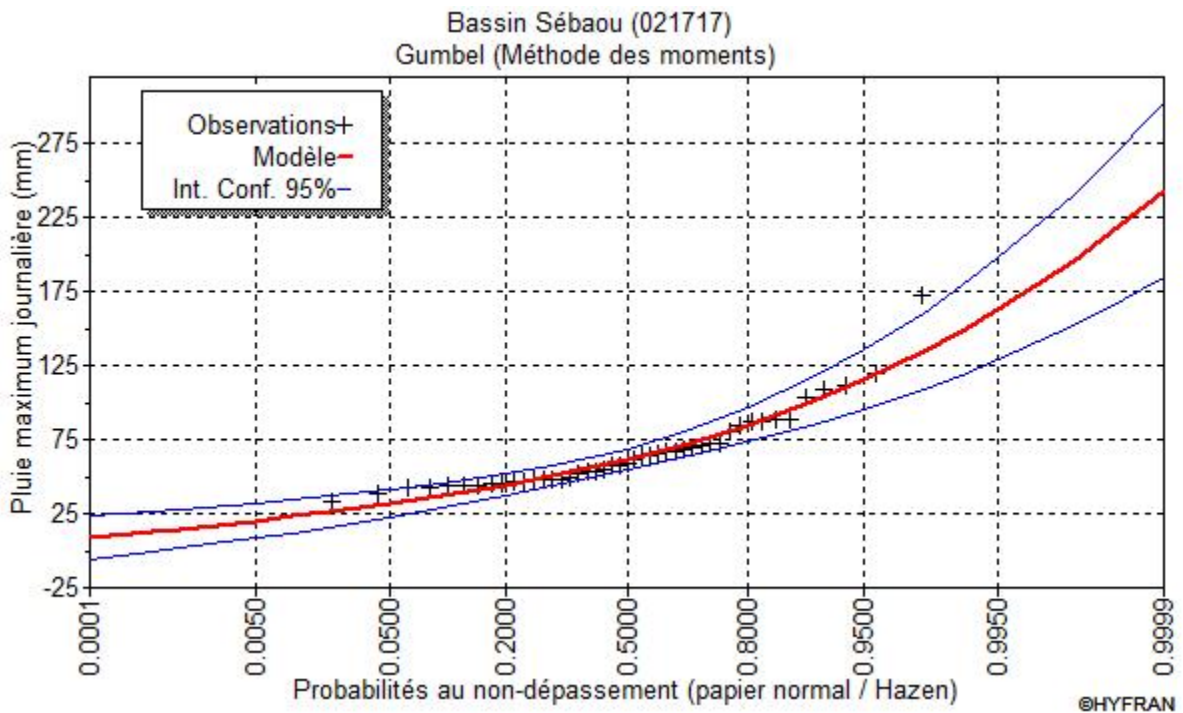


Figure 22: Ajustement graphiquement par loi GUMBEL

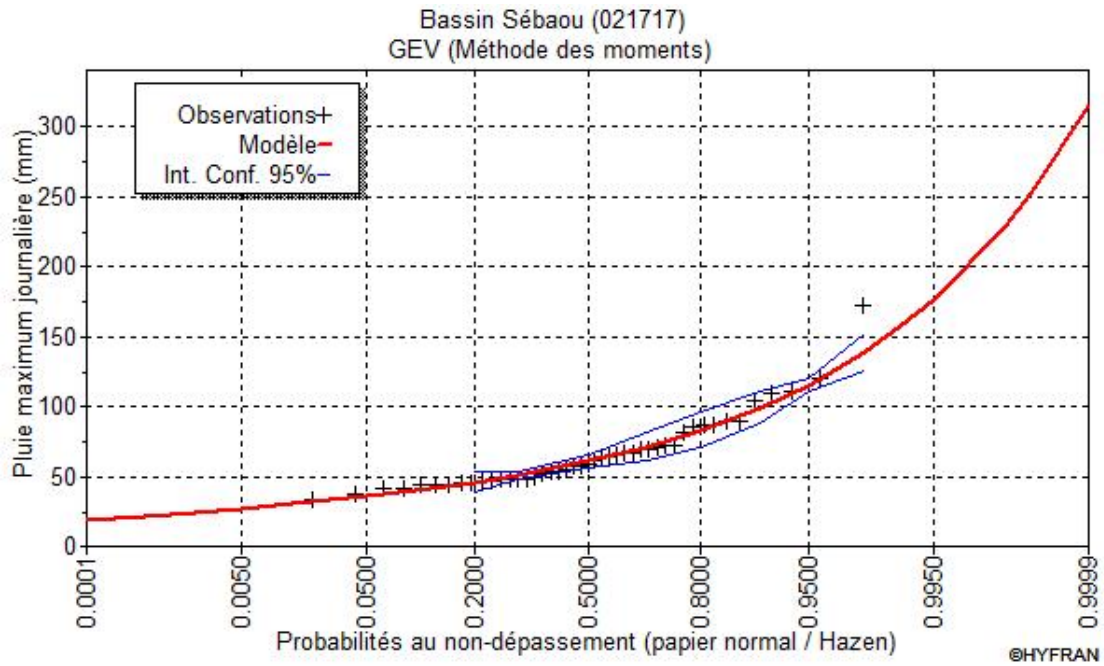
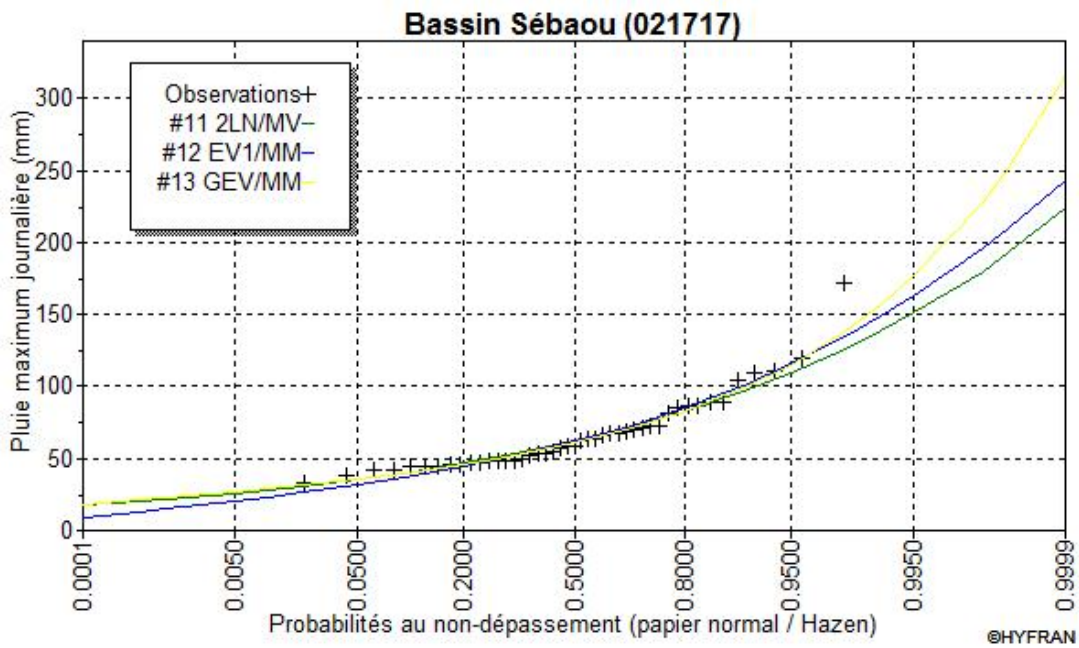


Figure 23: Ajustement graphique par loi GEV



Figures 24: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

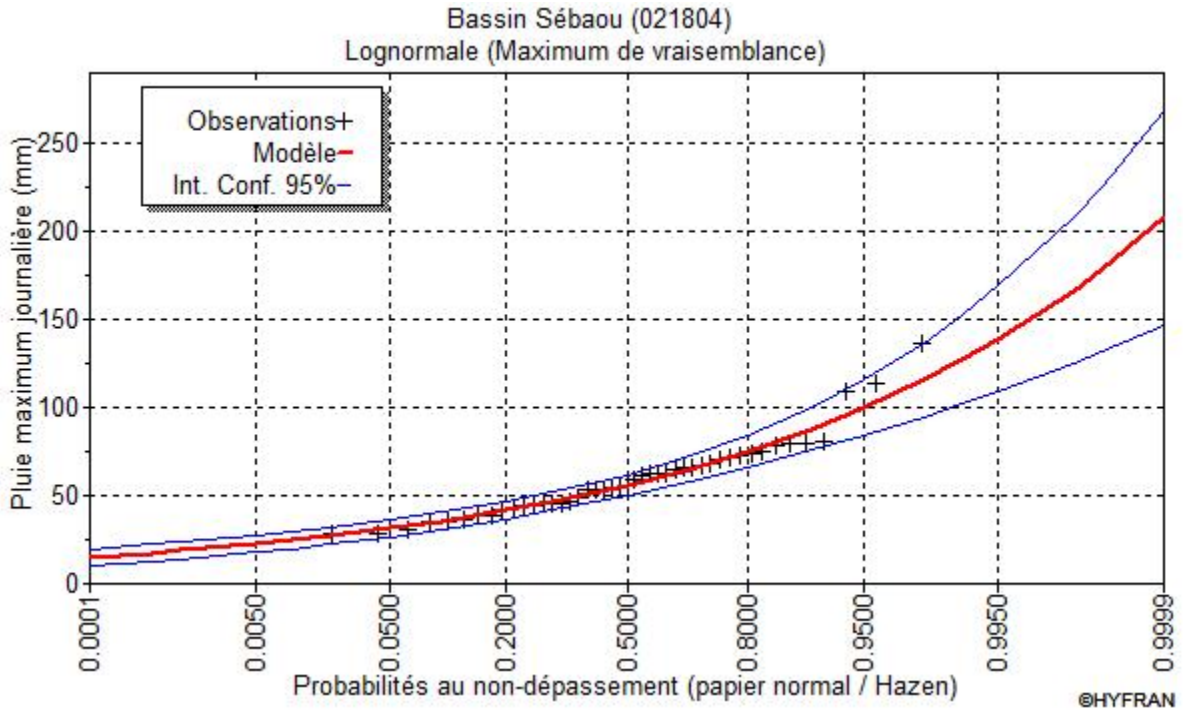


Figure 25: Ajustement graphiquement par loi log normale

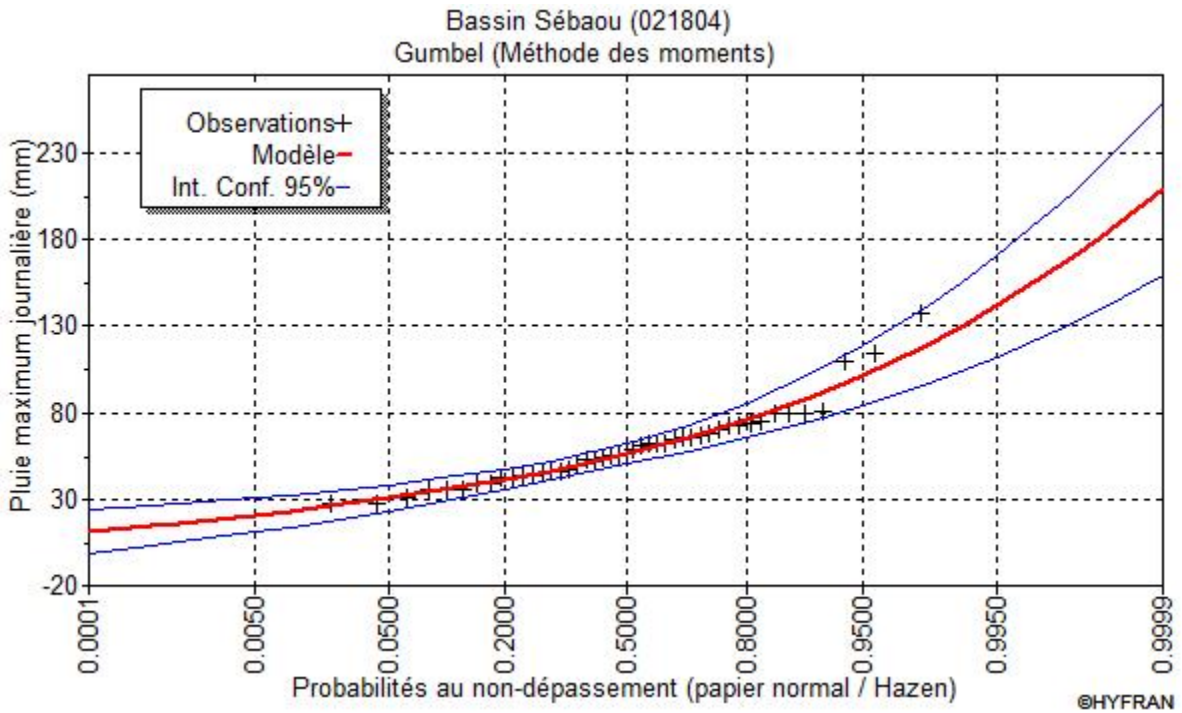


Figure 26 : Ajustement graphiquement par loi Gumbel

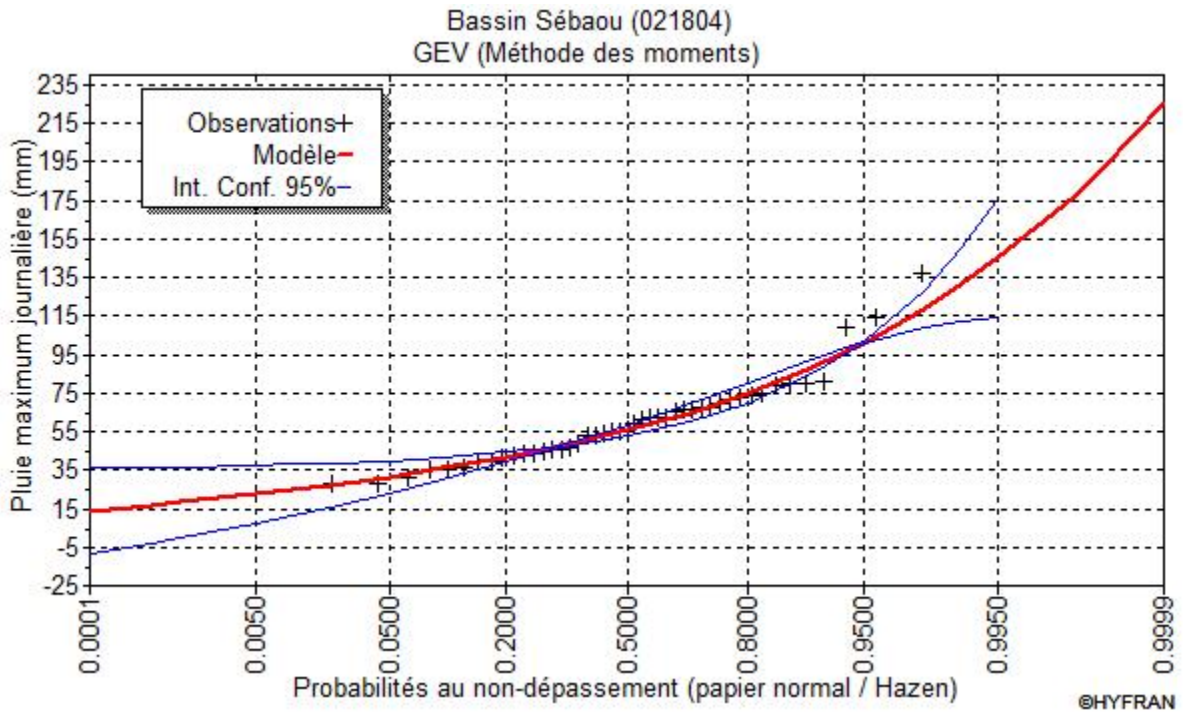
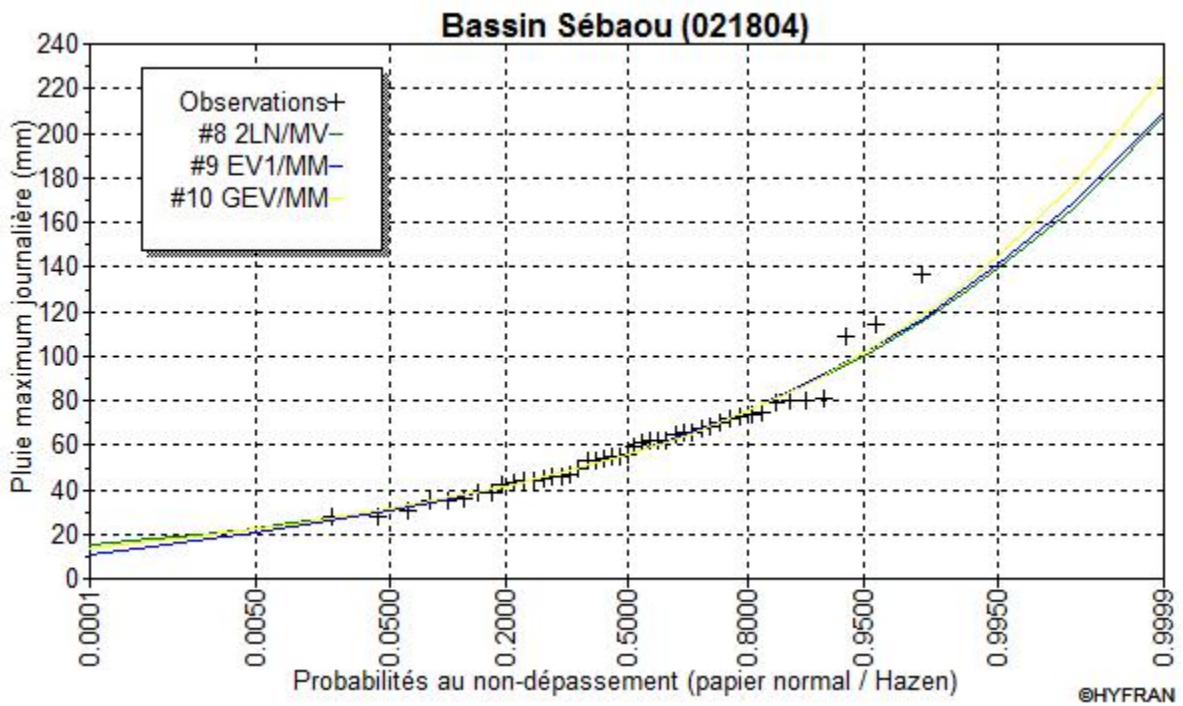


Figure 27: Ajustement graphiquement par loi GEV



Figures 28: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

Annexe 2

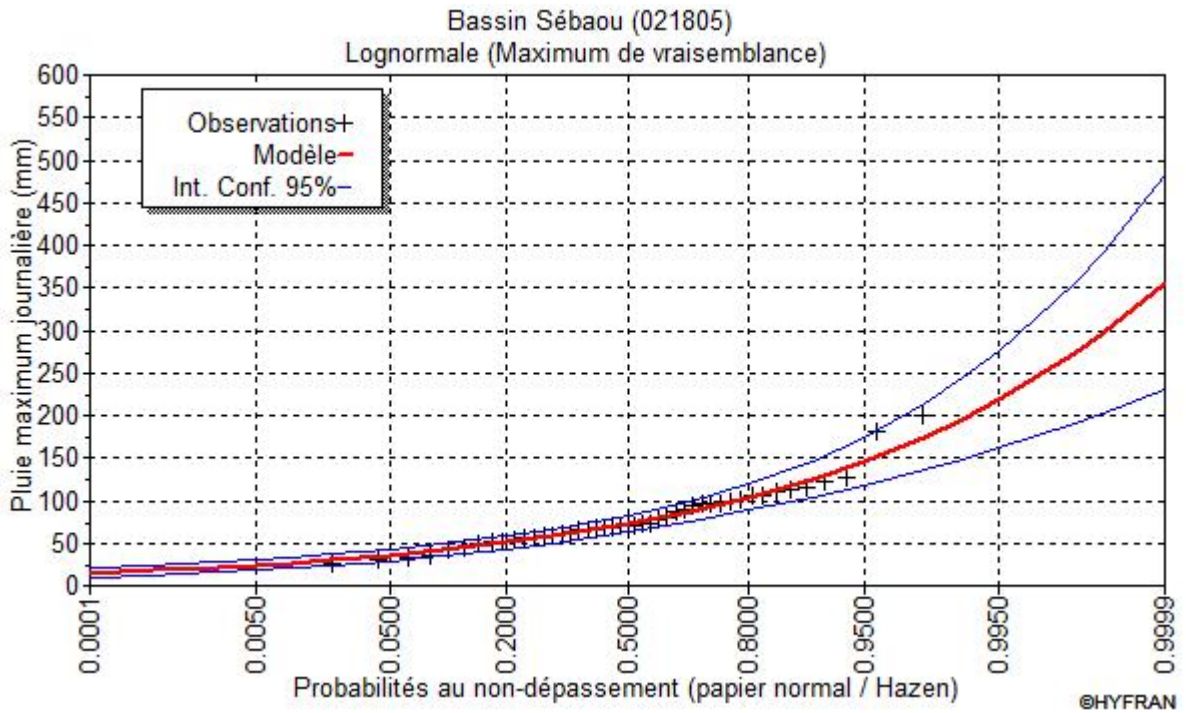


Figure 29: Ajustement graphiquement par loi log normale

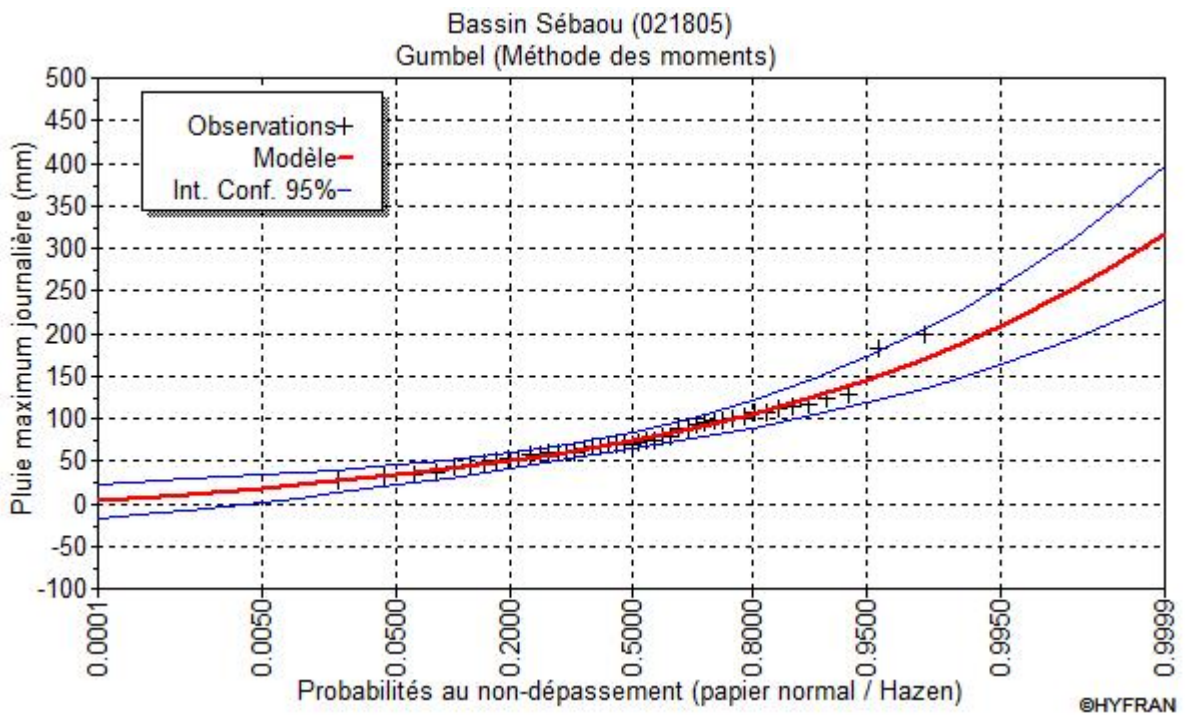


Figure 30: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

Annexe 2

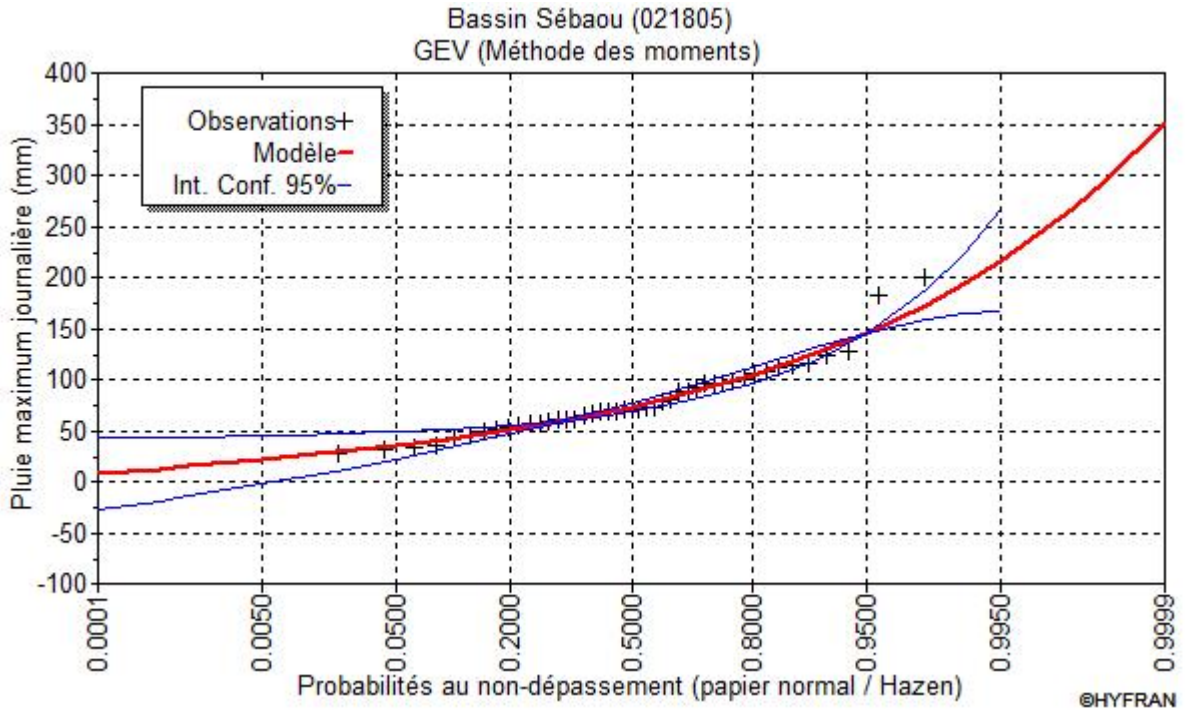


Figure 31: Ajustement graphiquement par loi GEV

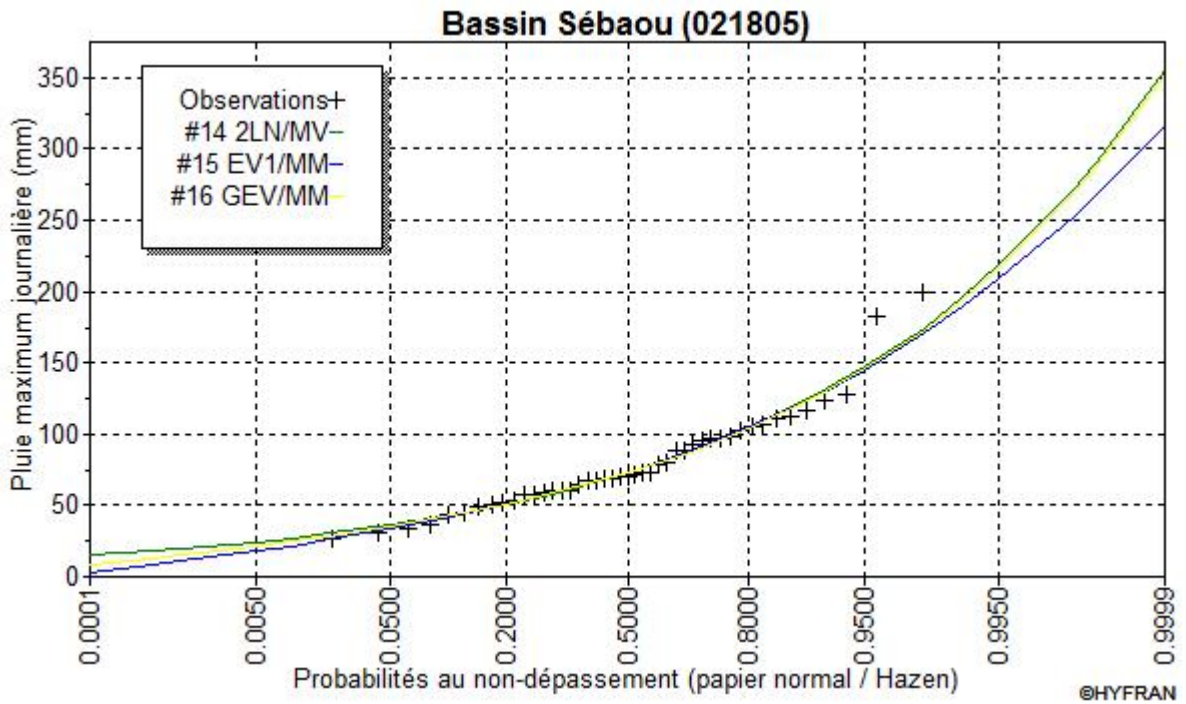


Figure 32: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

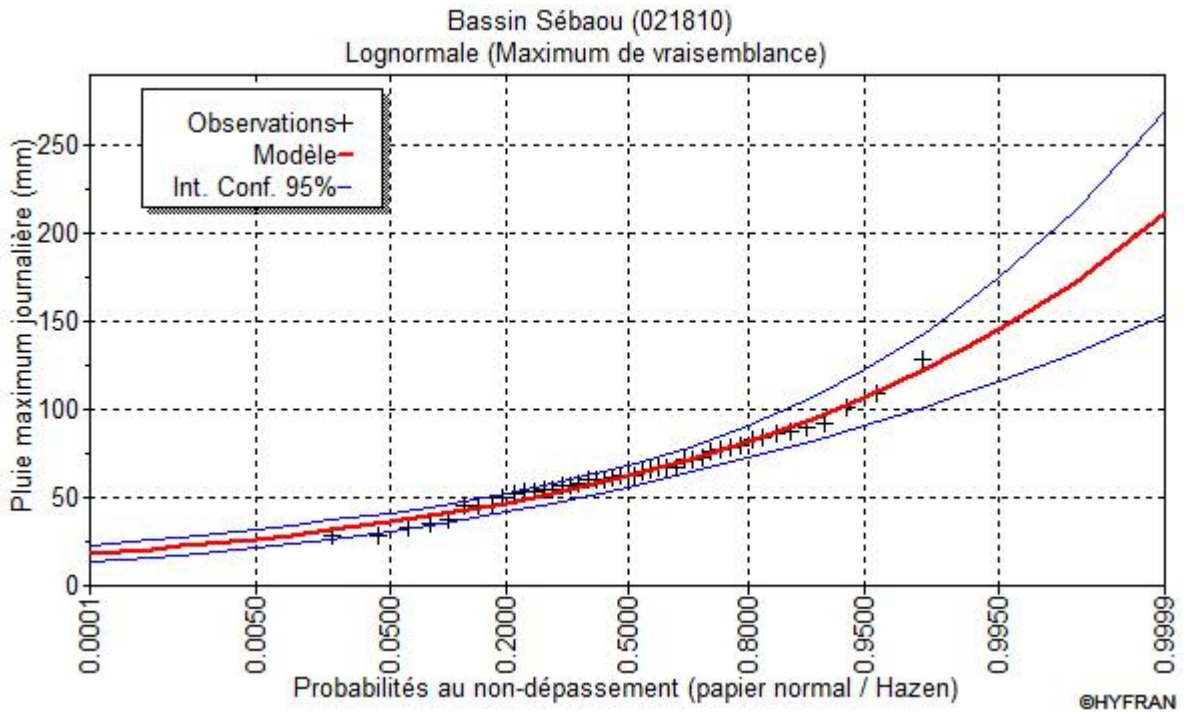


Figure 33: Ajustement graphiquement par loi log normale

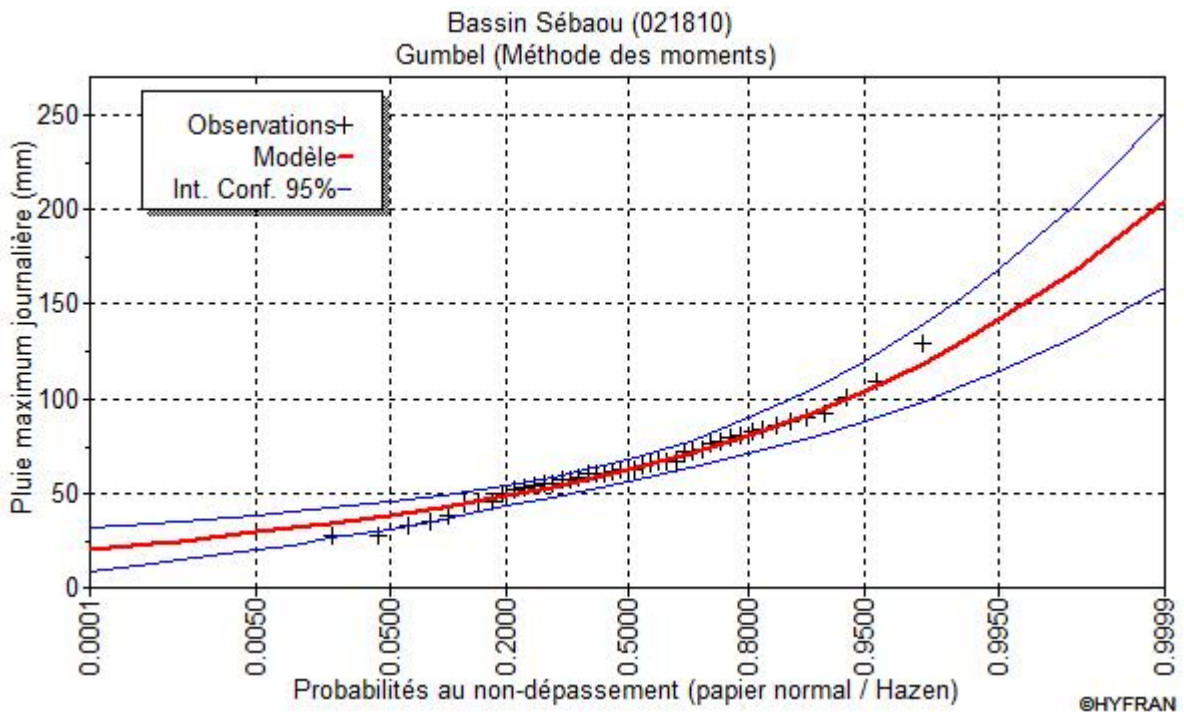


Figure 34: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

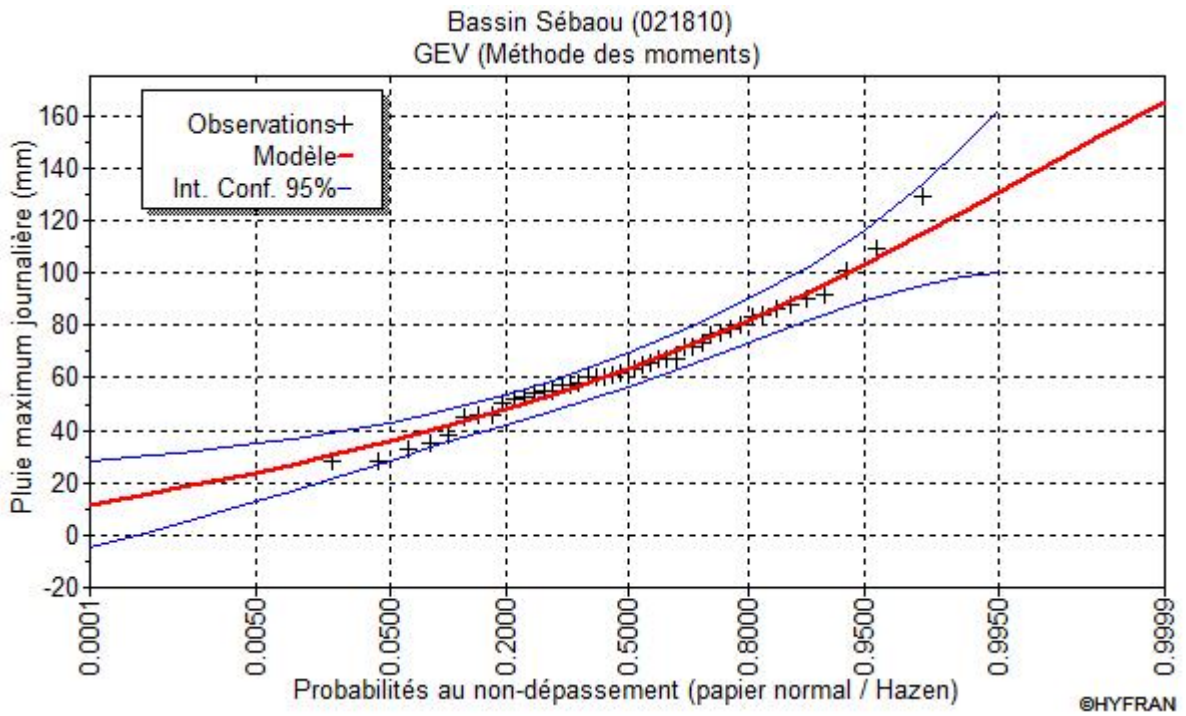
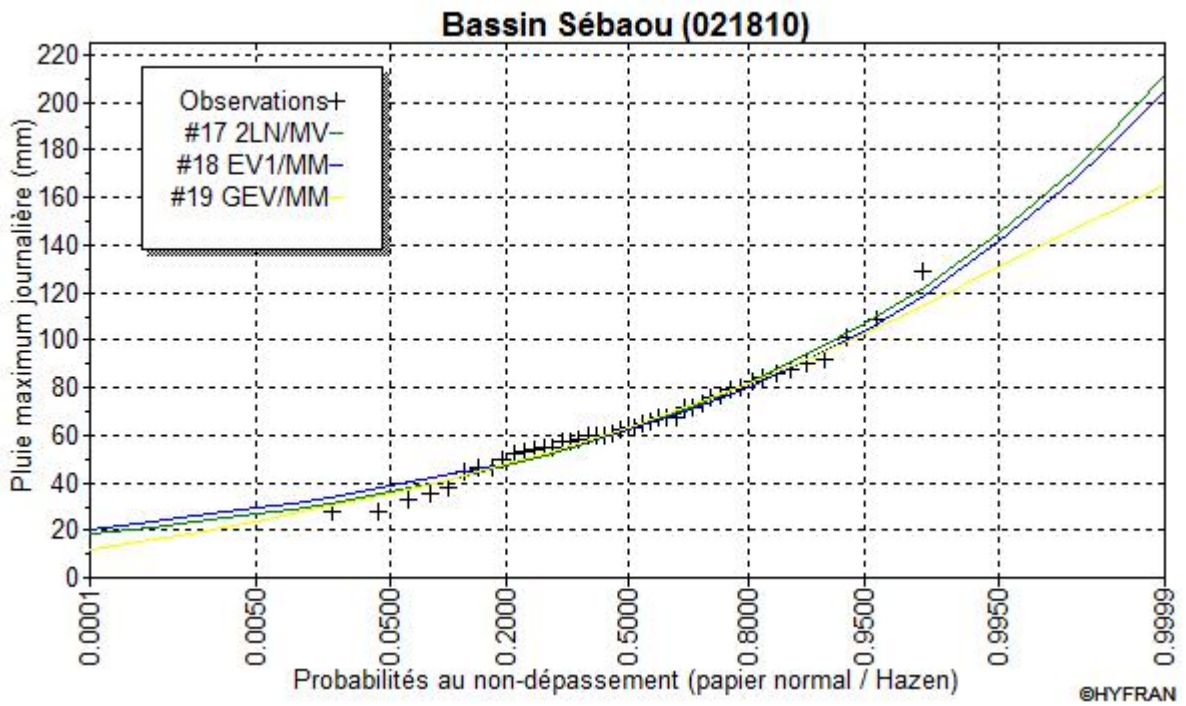


Figure 35: Ajustement graphiquement par loi GEV



Figures 36: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

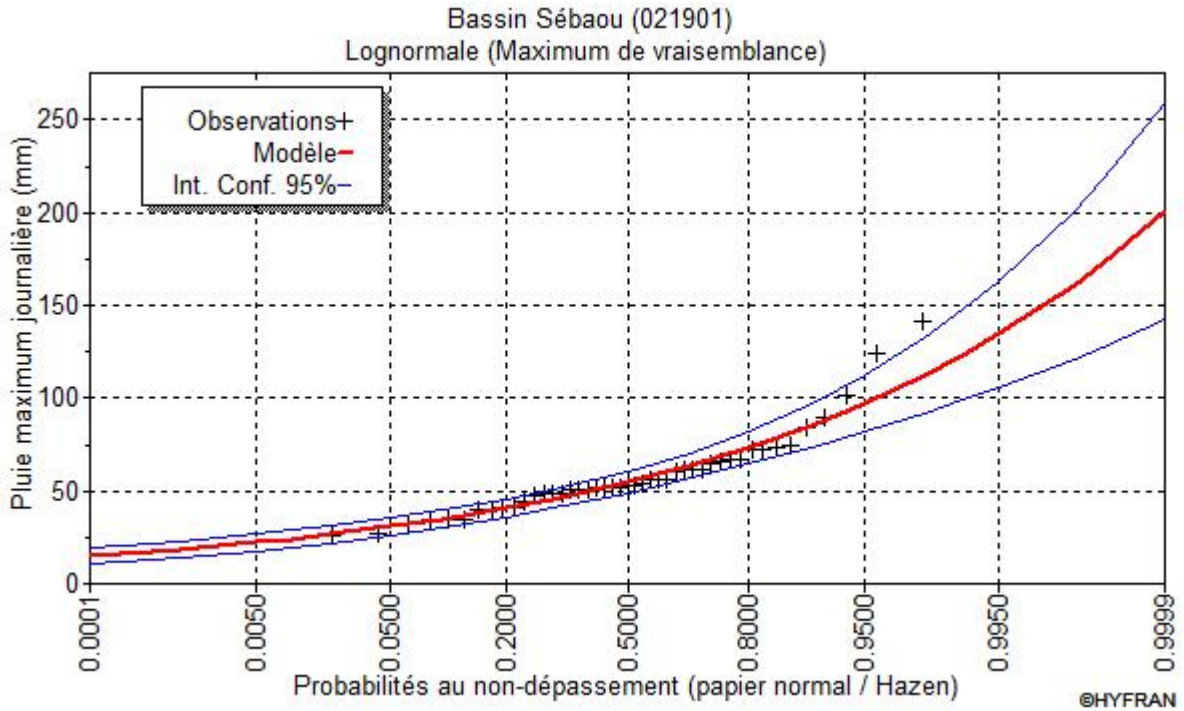


Figure 37: Ajustement graphiquement par loi log normale

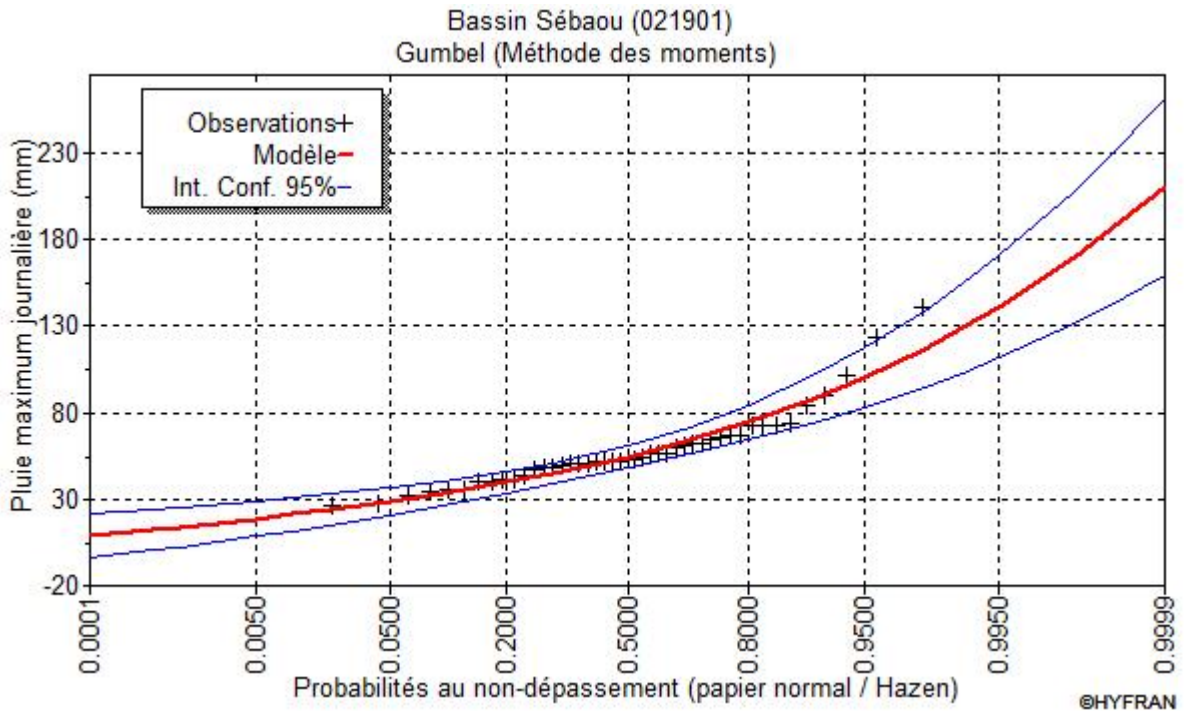


Figure 38: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

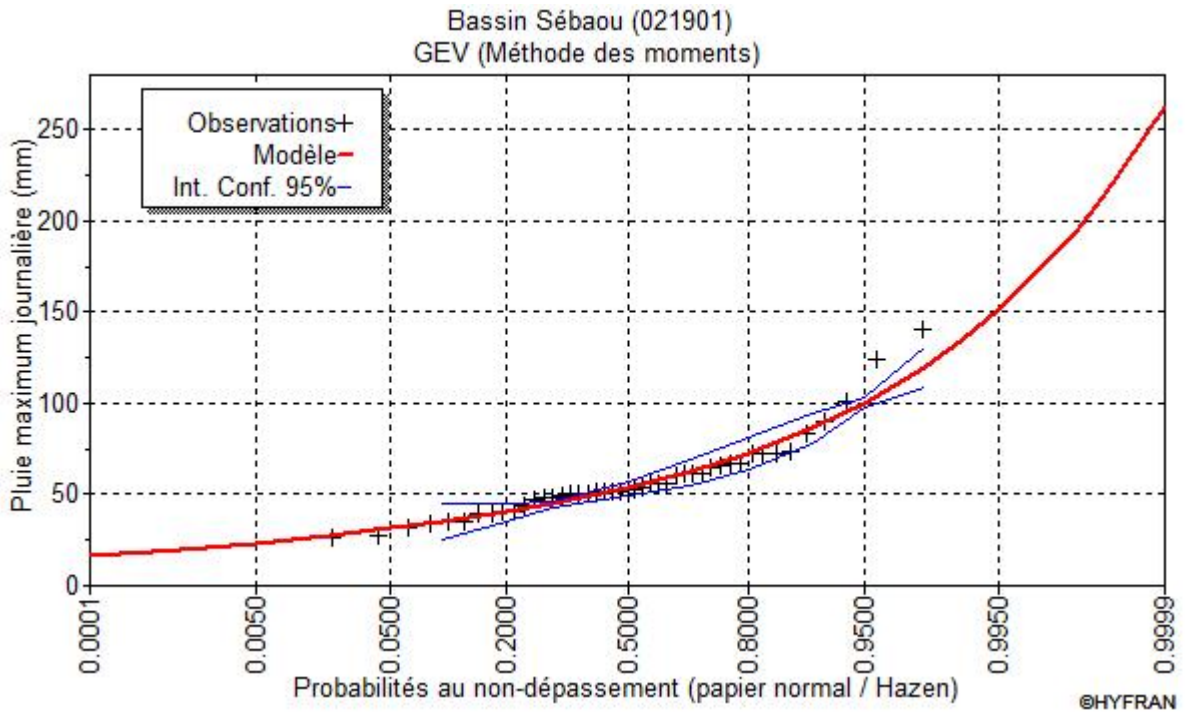


Figure 39: Ajustement graphiquement par loi GEV

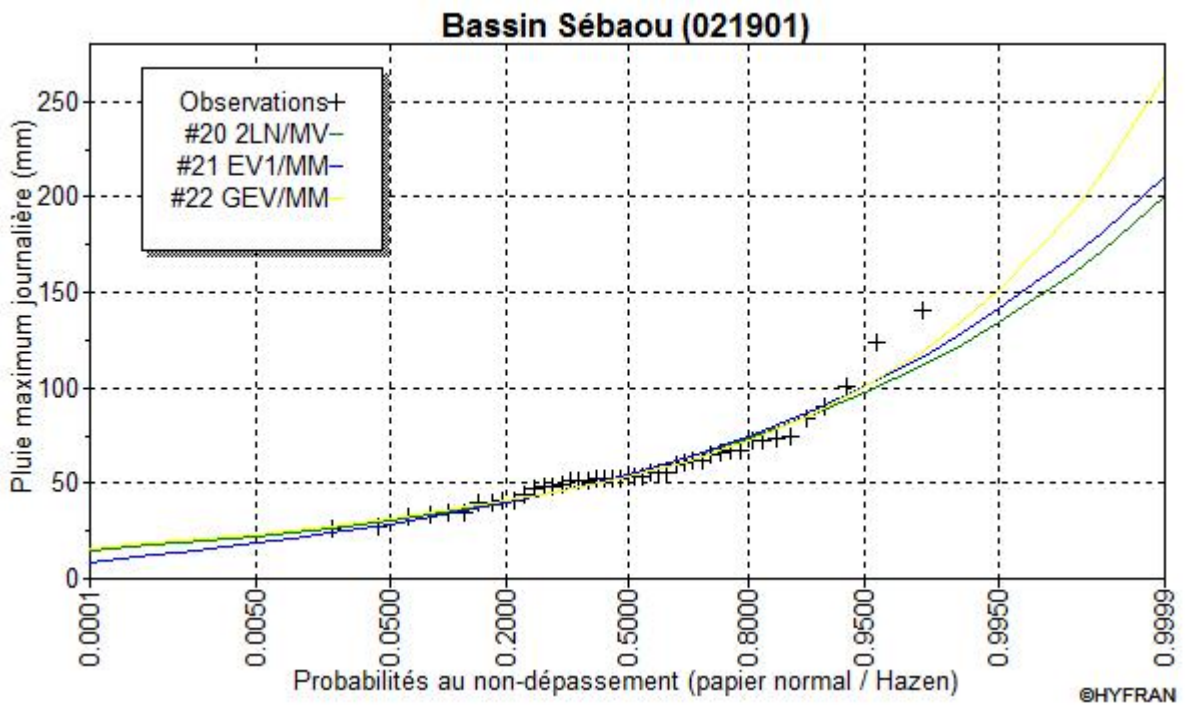


Figure 40: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

Annexe 2

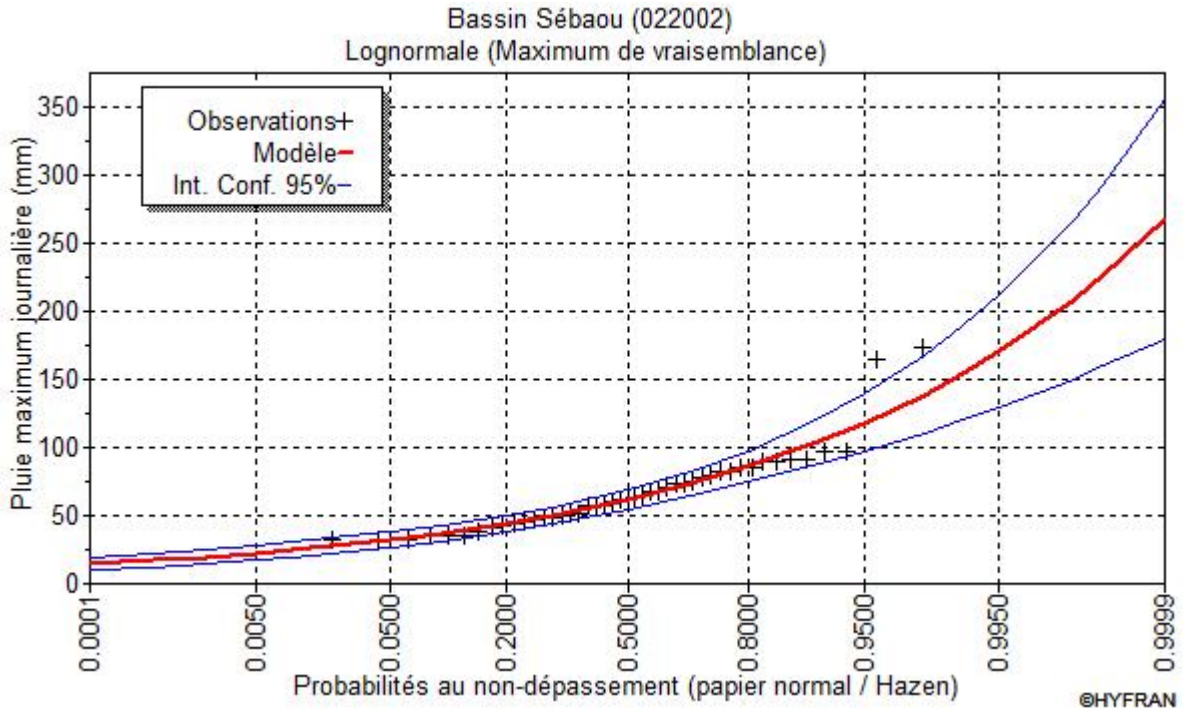


Figure 41: Ajustement graphiquement par loi log normale

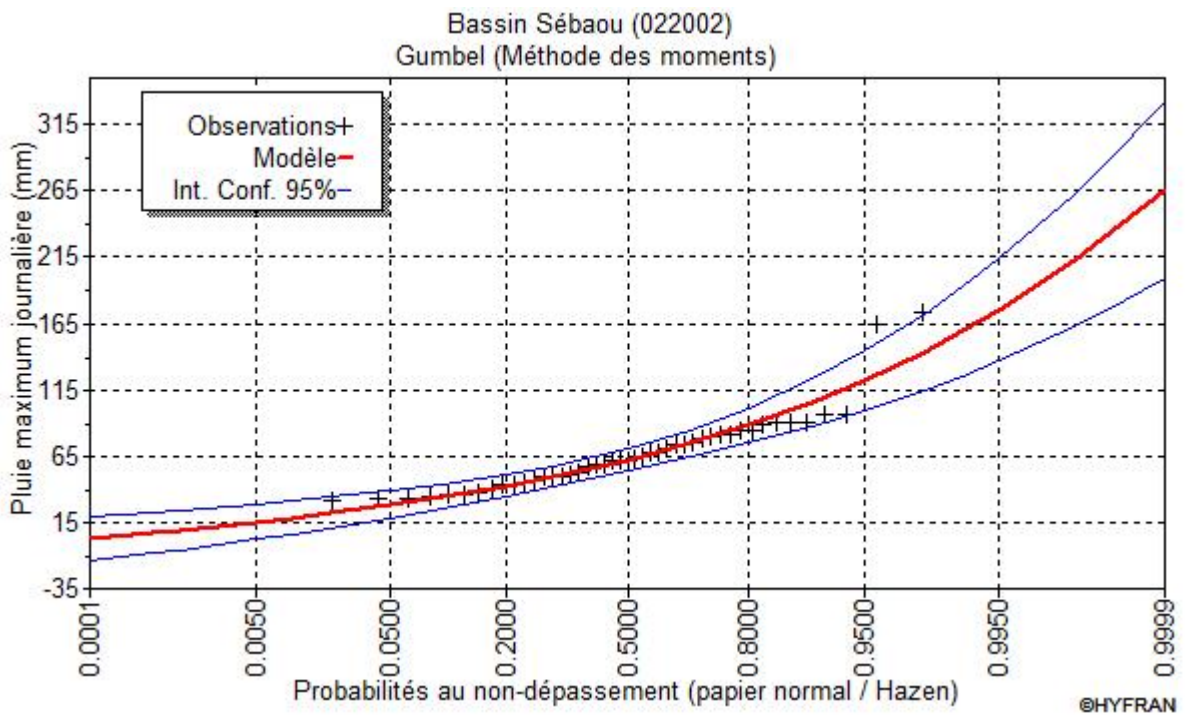


Figure 42: Ajustement graphiquement par loi Gumbel

Annexe 2

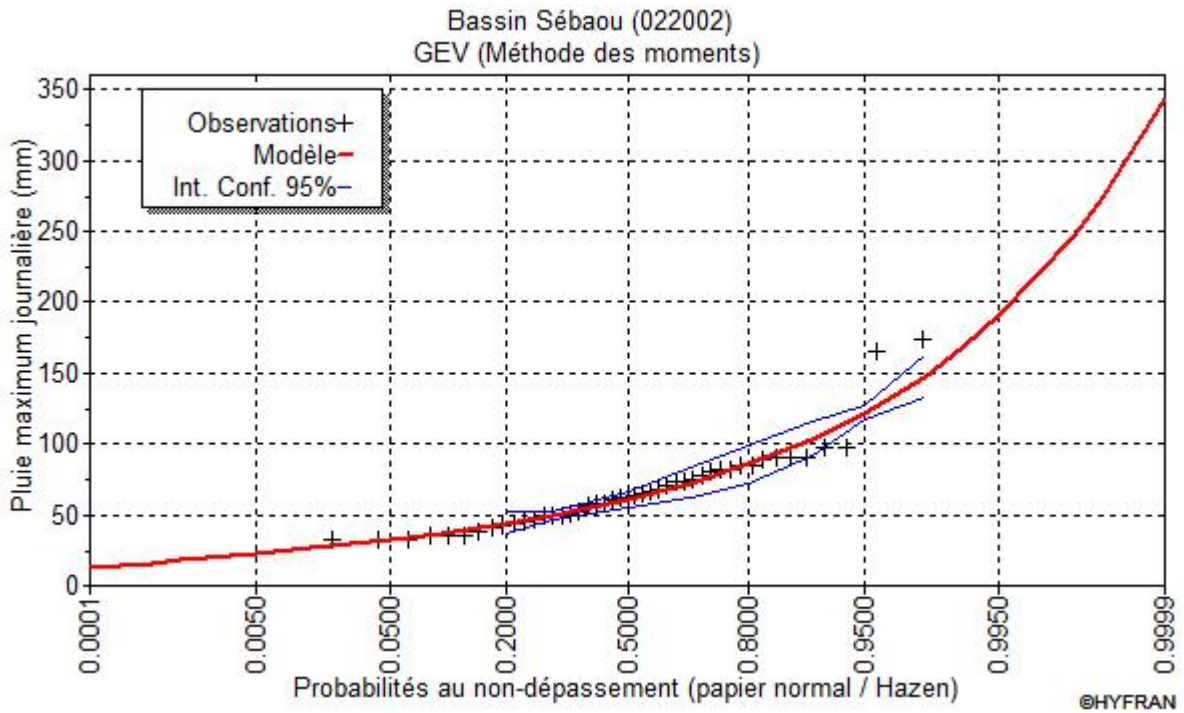


Figure 43: Ajustement graphiquement par loi GEV

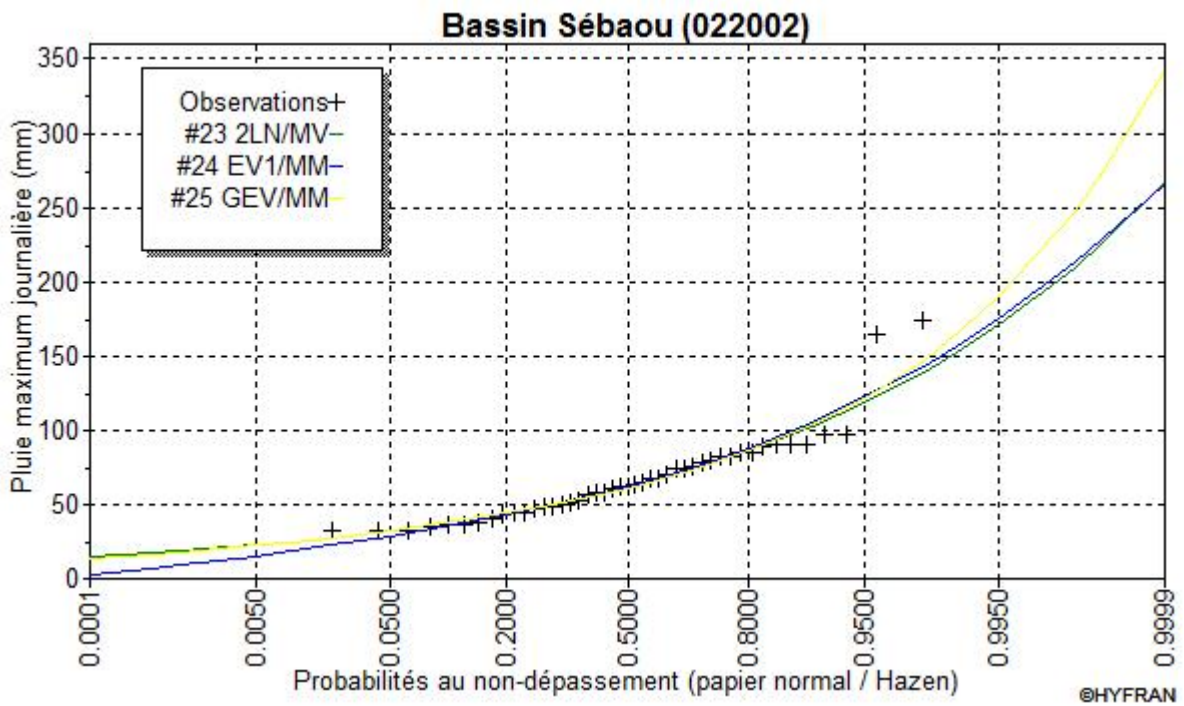


Figure 44: Comparaison les lois d'ajustement graphiquement

Références Bibliographiques

Références bibliographiques

- Khelfi, M, A.,Touaibia., B, Guastaldi, E. 2017. Regionalisation of the Bintensity-duration-frequency curves in Northern Algeria.
- Habibi B., Meddi M., Boucefiane A. (2012). Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas Bassin Chott-Chergui. Nature &technologie.C-Science de l'Environnement, n°08. 8p
- Habibi B., Meddi M., Boucefiane A.(2013). Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. Nature &Technology, 8: 41-4.
- Bouron, P., 2005. Cartographie, lecture de carte. École Nationale des Sciences Géographiques, Institut Géographique National.
- Cressie, N.E., 1993. Statistics for Spatial Data, revised edition. ed. Wiley & Sons Inc., New York.
- Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation, Applied geostatistics series. Oxford University Press, New York ; Oxford.
- Guillot, G., 2004. Introduction à la géostatistique. Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Jégou, L., Buosi, J., 2007. Initiation à la cartographie automatique. Département de Géographie et Aménagement. Institut Daniel Faucher.
- Joly, F., 1990. Pour une cartographie de l'érosion. Soil Technology. Vol. 3, p.209-220. Cremlingen.
- Journel, A.G., Huijbregts, C.J.,1978. Mining Geostatistics. Academic Press, San Diego, CA,USA.
- Laborde, J, P., 2000. Eléments d'hydrologie De Surface. L'Université de Nice - Sophia Antipolis, Edition Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S), pp 8-137.
- Poidevin, D., 2010. Manuel de cartographie. Edition ellipse. Artique, les roches, 37230 Fondettes.
- SOGREAH, 2008. Prospection géophysique de la plaine de la Mitidja- CGG (1967) Modèle Mathématique de la plaine de la Mitidja-Mission4.
- Arléry R, Grisolle H, Guilment B. (1973). Climatologie (Méthodes et pratiques),EdGauthierVille paris France. P03, 5.
- Azzi A , 2011 .Mémoire de master La tendance générale des pluies dans le nord centre de l'Algérie : le bassin versant de la Soummam.
- Frédéric E.(2010). Humidité atmosphérique et précipitations p33.
- Hadjab M.(1998).Development and protection of natural areas in the central basin of Hodna (algerie)– provenceuniversity (france) , p 237+Appendice . [french].
- Hasbai M., Seddi A., Bouranane A., Hedjazi A., etPaquier A. (2012). Study Of The Water And SedimentYields of Hodna Basin In The Centre Of Algeria, Examination Of TheirImpacts. ICSE6 Paris- August 27-31, 2012.

Références bibliographiques

Hebal A., Remini B., (2011). Article, Choix du modèle fréquentiel le plus adéquat à l'estimation des valeurs extrêmes de crues (cas du Nord de L'Algérie) Aout 2011.

Jean Cléophas Ondo, Taha B.M.J. Ouarda, Bernard Bobée et al. (1997). Revue bibliographique des tests d'homogénéité et d'indépendance. Chaire en hydrologie statistique Institut national de la Recherche scientifique, INRS-Eau 2800, rue Einstein, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec) GIV 4C7, rapport N° R-500.

Labreuche J. (2010). Les principaux tests statistiques de l'analyse uni variée : quand et comment les utiliser ? P545.

Matari M., Latrous H., El Mahi A. (2007). Analyse de longues séries en vue du changement climatique. Acte des journées internationales sur l'impact des changements climatiques sur les régions arides et semi-aride, Biskra, p 15-25.

Mebarkia A. (2011). Mémoire de Magister étude des caractéristique physico-chimique des eaux du surface , cas de barrage de Ain Zada wilaya de Bordj Bou Arreridj (Nord-Est Algérien) 2011 .

Meddi M. (2005) .Article hydrologique étude de la variabilité interannuelles des pluies dans le nord d'Algérie septembre 2005.

Morel M. (1999). Acquisition et constitution d'une information hydrologique de Base, Edition H.G.A, Bucarest.

ONERC. (2007). Stratégie nationale d'adaptation au changement climatique, Paris, ISBN : 978-2-11-00-6618-0.

Ramade F. (1984). Élément d'écologie. fondamentale .McGraw-Hill, 397p .El adlouni Salaheddine et Bobée Bernard. ,2014 analyse fréquentielle hydrologique avec Hyfranplus, guide d'utilisateur disponible avec la version (version v2 .1) Novembre 2014.

Sadou S, Assoumane I. D. (2007). Impacts anthropiques sur le cycle de l'eau vers une approche durable, PFE pour l'obtention du diplôme d'ingénieur, département d'hydraulique, Tlemcen: <http://pluiesextremes.meteo.fr>.

St-Hilaire A., Ouarda T.B., Lachance M., Bobée B., Gaudet J. et Gignac C. (2003). Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: a case study. Hydrological processes, 17(18): 3561-3580.

Références bibliographiques

Touhami M. (2017). Régionalisation et variabilité pluviométrique dans le Nord Centre-Ouest Algérien (Approche statistique). Mémoire de master, 2017.

Vincent, trewin B., Villarroel C. (2013). updated of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century : the HadEx2 dataset .

Zedam A. (2015). Thèse de Doctorats en Biologie Végétale .étude de la flore endémique de la zone humide de Chott El Hodna Inventaire – préservation.