

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE.

**MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE.**



ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE



المدرسة الوطنية المتعددة التخصصات
Ecole Nationale Polytechnique

DEPARTEMENT HYDRAULIQUE

MEMOIRE DE FIN D' ETUDES

**EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME D' INGENIEUR D'ETAT EN
HYDRAULIQUE**

THEME

**UNE APPLICATION DE LA MÉTHODE D'ANALYSE
CORRELATOIRE ET SPECTRALE
CAS D'ÉTUDE : LE BASSIN VERSANT DE EL K'SOB**

Réalisé par:

M^r: ZOUACHE Tarif

Dirigé par:

M^r: BENZIADA Salim

Proposée par :

M^r: BEN KADJA Rachid

Promotion 2007

Dédicaces

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

- *A ma mère et mon père pour tous les sacrifices qu'ils ont consenti à mon égard;*
- *A mes frères : khaierddinne, Abedelazziz, Nemri, adlen, abederrahemene.sallaheddin, Hassan,*
- *A toute la famille : ZOUACHE*
- *A mes amis : Hamza, Toufik, Farouk, Lehlali, Aissa, Rafik, Waheb, Ayoub, Adel, Imad, surtout Nabil.*
- *A mes amis de LA CITE de Bouraoui amar.*
- *A mes amis de L'ENP surtout la promotion hydraulique : Abdoulaye, Hammou, Omar, Boualem, Meruane, Karima, Soumia, N'fissa.*

ZOUACHE TARIF

REMERCIEMENTS

A l'issu de cette étude, Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé tout au long de mon travail.

Ma reconnaissance va plus particulièrement à :

*Mon promoteur **M^{onsieur} Benziada Salim** pour sa contribution à l'élaboration de ce mémoire, pour ses appréciations et ses remarques.*

***Monsieur Y. Mouloudi** pour ses directives et conseils.*

***Monsieur R. Benkadja** qui a bien voulu proposer thème du mémoire de fin d'études.*

***Melle S. Benmamar** qui a bien voulu participer à la correction de mon PFE.*

Mes remerciements vont aussi à toute l'équipe du département Hydrologie de l'Anrh, qui sans leur contribution en données hydrologiques.

Ce mémoire n'aurait pas pu voir le jour. Et particulièrement à

Monsieur Bouguera et Mme Abda.

Ainsi que l'ensemble des enseignants qui m'ont suivi durant mon cycle d'étude.

Mon respect aux membres du jury qui me feront l'honneur de juger mon travail

Z.tarif

ملخص

ان معالجة الاشارة طبقت على نظام هيدرولوجي لحوض الصب القصب. كوسيلة لوصف بنية السلاسل الزمنية للاطار اليومية اشارة الدخول و التدفقات اليومية اشارة الخروج . تشغيل هذا النظام الهيدرولوجي من خلال كورولوكرام و من تغيير كثافة الطيف. ان التحليل التوافقية البسيطة و المتقاطعة بينت غياب تأثير ذاكرة الذي ينتج عنه احتياطات مهملة للمياه السطحية لحوض الصب المدروس. هذا النمط للتحليل يبدو كأداة جيدة لتعريف الخصائص الأساسية لنظام القصب, من جهة نظر تشغيل و تقييم كمي لبعض مغيرات هذا النمط الأحواض الصب.

الكلمات المفتاح

التحليل التوافقي و الطيفي , معالجة الإشارة , مطر, تدفق , القصب.

RESUME

Le traitement du signal est appliqué à un système hydrologique du K'sob, comme moyen de description de la structure des séries chronologiques des pluies journalières (signal d'entrée) et des débits journaliers (signal de sortie). Le fonctionnement de ce système hydrologique est décrit à partir du corrélogramme et du spectre de densité de variance. Les analyses corrélatoires simple et croisée, montrent l'absence d'un effet mémoire du système. Ce qui traduit des réserves négligeable en eaux souterraines du bassin versant étudié. Ce type d'analyse se révèle être un bon outil pour définir les caractères essentiels du système El K'sob, du point de vu fonctionnement et de l'évaluation quantitative de certains paramètres de ce type de bassin versant.

MOTS CLES :

Traitement du signal – corrélogramme – spectre – pluie – débit – K'sob, analyse corrélatoire et spectrale,

ABSTRACT

The treatment of the signal is applied to a hydrological system of Ksob, like means of description of the structure of the time series of the rains day labourers (input signal) and of the daily outputs (output signal). The operation of this hydrological system is described starting from the correlogram and of the spectrum of density of variance. The simple corréatoire analyses and crossed, show the absence of a ratchet effect of the system. What translates negligible reserves into subsoil waters of the studied catchments area. This type of analyses proves to be a good tool to define the essential characters of the system El K' sob, point of considering operation and the quantitative evaluation of certain parameters of this type of catchments area.

Kyes word:

Treatment of the signal - correlogram - spectrum - rain -Flow - K' sob, analyzes corréatoire and spectral,

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
-----------------------------	---

Chapitre I : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

INTRODUCTION.....	3
I.CARACTERISTIQUE PHYSIQUES ET MORPHOMETRIQUE	3
I.1. Situation géographique	4
I.2. La surface.....	5
I.3. Caractéristique de longueur	5
Périmètre	5
I.4. La forme	6
I.4.1. L'indice de compacité de Horton, K_H	6
I.4.2. L'indice de compacité de Gravelius, K_C	6
I.5. L'ordre	7
I.5.1 Classification de HORTON	7
I.6. Rectangle équivalent	8
I.7. La pente moyenne du cours d'eau (I_c)	9
I.8. Etude de relief	10
I.8.1. La courbe hypsométrique	10
I.8.2. Les altitudes caractéristiques	11
1. L'altitude moyenne.....	11
2. Les altitudes maximale et minimale	12
I.8.3. Dénivelée simple	12
I.8.4. Pente moyenne du bassin versant	13
I.8.5. Densité de drainage	13
I.8.6. La dénivelée spécifique	14
I.8.7. Indice de pente de roche	15
I.8.8. Coefficient de torrentialité	16
I.8.9. Indice de pente globale	17
I.8.10. Le rapport de confluence	17
I.8.11. Le rapport des longueurs	18
I.8.12. Le temps de concentration	19
I.8.13 La vitesse moyenne	19

II. GEOLOGIE ET INTERACTION HYDROLOGIQUE.....	21
II.1 Impact de la géologie sur l'hydrologie	21
II.2 Lithologie	21
II.3 Lithostratigraphie.....	21
II.3.1. Alluvions du Quaternaire	21
II.3.2. Le Cartenien (miocène).....	22
II.3.3. Le meesrichtien (crétacé).....	22
III. PLUVIOMETRIE ET CLIMATOLOGIE DE K'SOB.....	24
III.1. Introduction.....	23
III.2. Aperçu sur le climat de l'Afrique du nord	24
III.3. Aperçu sur le climat de l'Algérie.....	24
III.4. Climat.....	25
III.4.1. Indice climatique.....	26
• Indice d'aridité de Martonne.....	26
III.5. Evaporation	26
III.6. Etude des précipitations	27
CONCLUSION GENERALE.....	28

Chapitre II : COLLECTE ET TRAITEMENT DES DONNEES

II.1. INTRODUCTION.....	29
II.2. INVENTAIRE DES DONNEES.....	29
II.2.1 La station pluviométrique (pluie).....	29
II.2.2 La station hydrométrique (débit).....	30
II.3. CRITIQUE DES DONNEES	31
II.3.1. Méthodes de comblement des lacunes.....	31
II.4. TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES	32
II.4.1. Test d'homogénéité.....	32
II.4.1.1 Méthode de travail	33
II.4.2. Test d'indépendance	35
II.5. ANALYSE STATISTIQUES DES DONNEES.....	36
II.5.1. Pluies maximales journalières.....	36

II.5.1.1. Ajustement à la loi de Gumbel "Hydrolab"	36
II.5.1.2. Résultats de l'ajustement à la loi de GUMBEL.....	39
II.5.1.3 Conclusion	39
II.5.2. Pluie moyenne annuelle	41
II.5.2.1. Résultats de l'ajustement à la loi de Gauss.....	44
II.5.2.2. Conclusion	44
II.5.3. Ajustement des débits maximaux journaliers a la loi Log normale	46
II.5.3.1. Résultats de l'ajustement à la loi log normale	48
II.5.3.2. Conclusion	48
II.5.4. Ajustement des débits moyenne annuelle a la loi Log normale	50
II.5.4.1. Résultats de l'ajustement à la loi de Gauss	53

Chapitre III : PRESENTATION DE LA METHODE (ACS)

III.1. INTRODUCTION	54
III.2. METHODE	57
III.2.1. Analyse dans le domaine temporel (Analyse corrélatoire)	57
III.2.1.1. Corrélogramme simple.....	57
III.2.1.2. Corrélogramme croisé	59
III.2.2 Analyse dans le domaine fréquentiel (Analyse spectrale)	62
III.2.2.1. Spectre de densité de variance	62
III.2.2.2. Spectre croisé	64
III.2.2.2.1. Fonction d'amplitude	65
III.2.2.2.2. Fonction de phase	65
III.2.2.3. Fonction de cohérence et de gain.....	66
III.2.2.3.1. La fonction de cohérence	66
III.2.2.3.2. La fonction de gain	67
III.3. EMPLOI DU CORRELOGRAMME ET DU SPECTRE	69

Chapitre IV : APPLICATION DE LOGICIEL ET INTERPRETATION DES RESULTATS

IV.1. INTRODUCTION	70
IV.2. CHOIX DES DONNEES, DES CHRONIQUES ET DE LA PERIODE D'ANALYSE	70
IV.2.1. Analyse à court terme.....	71
IV.2.2. Analyse à long terme	71

IV.3. INTERPRETATION DES RESULTANTS	71
IV.3.1. Analyse du signal d'entrée (Pluies)	72
• Analyse à court terme	72
• Analyse à long terme	73
IV.3.2. Analyse du signal sortir (débit)	74
• Analyse à court terme	74
• Analyse à long terme.....	75
IV.3.2. Analyse croisée	77
IV.3.3. Fonctions de cohérence et de gain	77
IV.3.3.1. Fonctions de cohérence	77
IV.3.3.1.1 Fonctions de gain	78
IV.3.4. Fonctions d'amplitude et de phase	79
IV.3.4. 1. Fonctions d'amplitude	79
IV.3.4.2. Fonctions de phase	80
IV.4. DISCUSSION DES RESULTATS	80
<hr/> <hr/>	
CONCLUSION GENERALE	82
BIBLIOGRAPHIE	
ANNEXE	

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

I.1. La pente moyenne du cours d'eau.....	9
I.2. Les courbes hypsométrique	10
I.3. Indice de pente de roche.....	16
I.4. Résultant de rapport de confluence.....	18
I.5. Résultant de rapport des longueurs.....	18
I.6. Rectangle équivalent de bassin versant du K'sob.....	20
I.7. La répartition mensuelle de l'évaporation	26

Chapitre II : COLLECTE ET TRAITEMENT DES DONNEES

II.1. Caractéristiques principales des stations pluviométriques	30
II.2. Caractéristique de la station de Madjana.....	30
II.3. Caractéristique de la station de Medjez.....	31
II.4. Vérification de l'homogénéité des stations de Madjana et Medjez par le test de la médiane.....	34
II.5. Résultant du test de Wald-Walfowitz.....	36
II.6. Les résultats des ajustements des pluies maximales journalières pour les différentes période de retour.....	38
II.7. Ajustement de la série des Pmax à la loi de Gumbel.....	39
II.8. Les résultats des ajustements des pluies annuelles pour la différente période de retour.....	43
II.9. Ajustement de la série des pluies annuelles à la loi de Gauss.....	44
II.10. Les résultats des ajustements des débits maximaux journaliers.....	47
II.11. Ajustement de la série des débits maximaux journaliers a la loi Log normale...	48
II.12. Ajustement de la série des débits moyens annuels à la loi de Gauss.....	51
II.13. Ajustement de la série des débits annuels à la loi de Gauss.....	52

Chapitre IV : APPLICATION DE LOGICIEL ET INTERPRETATION DES RESULTATS

IV.1. Résumé des résultats de l'ACS de bassin versant analysé.....	81
--	----

TABLEAU DES FIGURES

Chapitre I : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

I.1. Le Bassin versant de K'sob dans l'ensemble de Chott el Hodna.....	5
I.2. Classification d'Horton.....	8
I.3. Courbe d'hypsométrie de k'sob.....	11
I.4. Dénivelée simple.....	12
I.5. Carte des Températures Moyennes Annuelles de la région d'étude.....	25

Chapitre II : COLLECTE ET TRAITEMENT DES DONNEES

II.1. Ajustement à la loi de Gumbel de la série des pluies maximales de la station de Madjana.....	40
II.2. Ajustement à la loi de Gauss de la série des pluies annuelles de la station de Madjana.....	45
II.3. Ajustement à la loi log-normale de la série des débits maximaux journaliers de la station. de Medjez.....	49
II.4. Ajustement à la loi de Gauss de la série des débits annuels de la station de Medjez.....	53

Chapitre III : PRESENTATION DE LA METHODE (ACS)

III.1. Organigramme des analyses corrélatoire et spectrale montrant les étapes de traitement de l'information hydrologique.....	56
III.2. Expression analytique du corrélogramme simple (A.Mangin, 1975)	58
III.3. Calcul du corrélogramme à partir d'une chronique.....	59
III.4. Expression analytique du corrélogramme croisé.....	61
III.5. Calcul du corrélogramme croisé.....	61
III.6. Spectre de densité de variance.....	62
III.7. Calcul du spectre de densité de variance (A.Mangin, 1984).....	63
III.8. Calcul de la Fonction d'amplitude.....	65
III.9. Calcul de la Fonction de phase.....	66
III.10. Fonction de cohérence	67
III.11. Fonction de gain.....	68

**Chapitre IV : APPLICATION DE LOGICIEL ET INTERPRETATION DES
RESULTATS**

IV.1. Corrélogramme des pluies à la station de Madjana du 01/09/1973 au 31/08/1993.....	72
IV.2. Corrélogramme des débits à la station de Medjez du 01/09/1973 au 31/08/1993.....	74
IV.3. Spectre de la densité de variance de pluies de station du Madjana.....	73
IV.4. Spectre de la densité de variance de débits de station du Medjez.....	75
IV.5. Corrélogramme croisée pluie-débit a station de Medjez du 01/09/1973 au 31/08/1993.....	77
IV.6. Fonction de cohérence de la station du Medjez pour le période du 73 à 93.....	78
IV.7. Fonction de gain de la station du Medjez pour le période du 73 à 93.....	79
IV.8. Variation au cours de la fonction amplitude pour la station de Medjez.....	79
IV.9. Evolution de la fonction de phase pour la station de Medjez.....	80
IV.10. Corrélogramme des pluies à la station de Madjana du 01/09/1973 au 31/08/1993.....	73
IV.11. Corrélogramme des débits à la station de Medjez du 01/09/1973 au 31/08/1993.....	76
IV.12. Spectre de la densité de variance de débits de station du Medjez.....	76
IV.13. Spectre de la densité de variance de pluies de station du Madjana.....	74

Introduction générale

Aujourd'hui, la nécessité de quantifier les phénomènes de types extrêmes comme les crues exceptionnelles est un des domaines les plus connus du grand public, mais la connaissance des débits moins exceptionnels reste fondamentale dans le cadre de la gestion de la ressource en eau, en relation directe avec la demande en eau des populations.

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée, nous pouvons arriver à reproduire la réponse en débit du bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

Le passage de la pluie au débit reste un problème complexe mais demande pour une utilisation simple un nombre de paramètres limités. La modélisation conceptuelle permet de limiter le nombre de paramètres entrant en jeu dans le modèle mais renonce à une connaissance minutieuse des différents phénomènes, l'objectif principal étant de reproduire au mieux le comportement global d'un bassin donné face à une série chronologique de données pluviométriques.

Les facteurs déterminants entrant dans les mécanismes hydrologiques présentent une variabilité tant d'un point de vue temporel que spatial est extrêmement importante. Cela induit par conséquent une représentation mathématique de ces phénomènes extrêmement complexes.

La modélisation globale des processus avec des paramètres intégrant les hétérogénéités locales comme la donnée "sol" permet aujourd'hui de proposer des outils simples et opérationnels pour la prévision de la ressource en eau à l'échelle du bassin (Baudez *et al*, 1997).

Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques, leur fonctionnement et leur structure, les méthodes d'analyses corrélatoire et spectrales peuvent être appliquées aux séries chronologiques des pluies et des débits. Ce sont des méthodes qui consistent à assimiler le système étudié à une "boîte noire" dont on ignore le contenu et à en étudier le contenu (analyse systémique). Ce type d'étude est donc une approche phénoménologique basée sur l'observation et l'expérience.

Ces méthodes, développées au laboratoire souterrain de Moulis (France) pour les problèmes d'hydrogéologie par Mangin (1981, 1981a, 1981b, 1984) comprennent deux principaux types d'analyse : l'analyse corrélatoire et l'analyse spectrale soit de façon simple ou croisée.

Les analyses corrélatoire et spectrale des chroniques d'entrée et de sortie d'un système permettent d'obtenir des informations sur le fonctionnement de ce système, à partir de l'analyse de la structure de la totalité des chroniques de pluies et de débits. Le système karstique est assimilé à un filtre ; il reçoit des informations d'entrée qu'il va restituer en leur conservant la structure de départ de la pluie ou en les modifiant, leur donnant alors une autre organisation.

Dans le cadre de ce mémoire de fin d'études, une application de cette méthode à l'étude hydrologique d'un bassin représentant en particulier un milieu Karstique : Le bassin versant de K'sob situé dans la partie nord du chott El HODNA.

La première partie de ce mémoire est consacrée la connaissance du bassin versant, permettant de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement. Ainsi que les facteurs orographiques et morphologiques, lithologiques, climatiques et biogéographiques. Leur interaction est déterminante dans le comportement hydrologique de ce bassin. La deuxième partie est dédiée à la collecte et au traitement des données chronologiques du bassin du K'sob. En troisième partie, la méthode ACS est présentée. Puis une application de cette méthode est effectuée en quatrième partie suivie en fin de chapitre d'une interprétation des résultats obtenus.

Chapitre I : Présentation du bassin versant de KSOB**I .1.INTRODUCTION**

Le bassin hydrographique, ou bassin versant, est l'unité ou cadre de toute étude hydrologique. Les limites d'un bassin sont formées par les lignes de partage des eaux qui le séparent des bassins adjacents. Elles sont facilement repérables dans les régions où le relief est bien marqué. Il n'en est pas de même dans les régions très planes où les eaux divaguent, dans celles où les écoulements temporaires se perdent dans les sables ou dans les cuvettes désertiques. Lorsqu'un karst souterrain est bien développé, la circulation des eaux suit souvent des trajectoires indépendantes des réseaux de surface et les eaux fuient d'un bassin à un autre. Les limites souterraines d'un bassin ne coïncident donc pas toujours avec les lignes de partage des eaux du bassin de surface.

L'aire ou superficie d'un bassin hydrographique est fort variable, elle peut aller de quelques kilomètres carrés à plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés et même plusieurs millions de kilomètres carrés pour les deux plus grands bassins du monde, celui de l'Amazone (6 150 000 km²) et celui du Congo (3 800 000 km²), le Nil, le Mississipi, et le Saint Laurent.

Dans un bassin hydrographique, la topographie, ou système de pentes, commande la trajectoire des écoulements et l'organisation du drainage ou réseau hydrographique. Celui-ci dépend de l'alimentation en eau. Le terme de bassin hydrographique est parfois remplacé par celui de bassin versant, qui désigne la surface d'interception des précipitations alimentant un cours d'eau. On parle de bassin ruisselant quand il s'agit d'un réseau d'oueds.

I. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET MORPHOMETRIQUES

Les principales caractéristiques physiographiques et géomorphologiques d'un bassin versant étudié ont une importance majeure car elles interviennent, et souvent d'une façon combinée, dans les modalités de l'écoulement superficiel. Les caractéristiques physiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage.

Le comportement hydrologique d'un bassin versant est influencé par les facteurs physiographiques suivants :

I.1. Situation géographique

Le bassin versant de K'sob est situé dans la partie nord du chott El HODNA, sur une superficie de 1330 km². Il est limité, au nord par la chaîne des Bibans. Au sud ouest par les monts du HODNA, à l'est par les hautes plaines de Setif (figure.I. 1).

Les cartes topographiques éditées par l' Institut Nationale de Topographie et de télédétection qui ont été utilisées pour la délimitation du bassin versant K'sob sont :

- ❖ La carte topographique de BORDJ BOU ARRERIDJ f-115
- ❖ La carte topographique de MAADID f-141
- ❖ La carte topographique de AINE TAGROUT f-116
- ❖ La carte topographique de RAS EL OUED f-142

Le réseau hydrographique est bien développé. Les cours d'eau sont en grand partie intermittents. L'oud K'sob au site du barrage de ZERARZIA, couvre une superficie de 975 Km² (compris la grande dépression de la MEDJANA au nord de BORDJ BOU ARRERIDJ et les cuvettes de BORDJ R'DIR et de RAS EL OUED).

Sur les balcons des monts du HODNA, s'étendent des forêts, dont la végétation du type sous bois y est insuffisante et ne limite que très faiblement l'érosion.

Le bassin versant du K'sob est subdivisé en sept (7) sous bassin versant qui sont :

- ❖ sous bassin oued Sidi Moh.
- ❖ sous bassin oued Toba.
- ❖ Sous bassin oued Soulit
- ❖ Sous bassin oued Bieta
- ❖ Sous bassin oued Medjez
- ❖ Sous bassin oued Rabta
- ❖ Sous bassin oued Ghafsitane

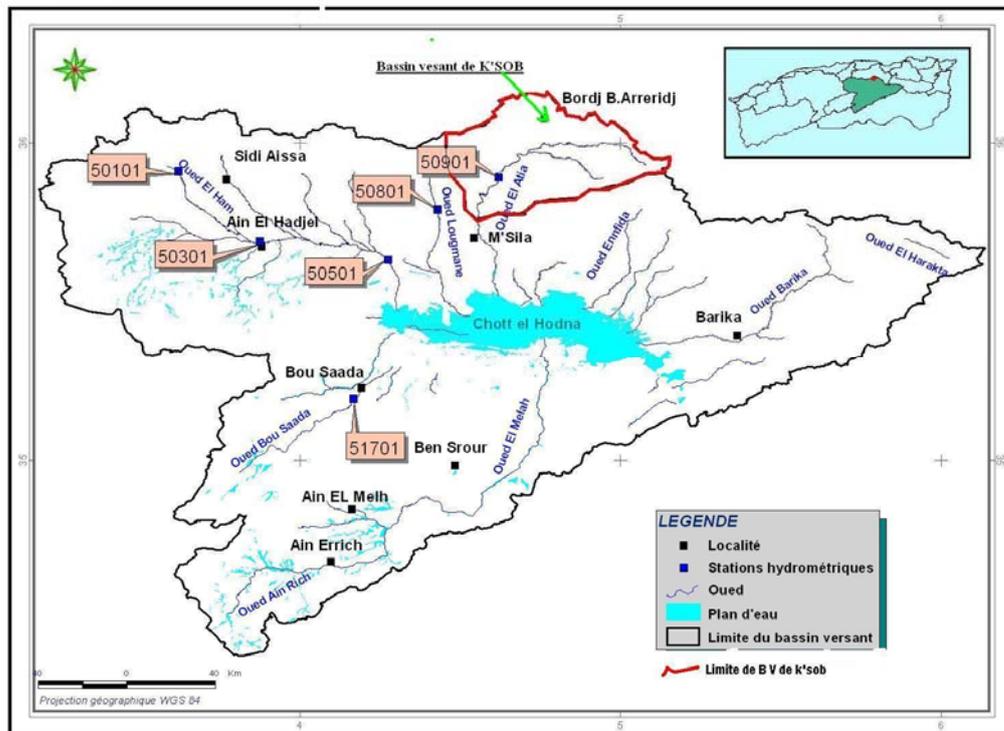


Figure I.1 : Le Bassin versant de k'sob dans l'ensemble de Chott el Hodna

I.2. La surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau. Les débits vont donc être en partie reliés à sa surface. Celle-ci correspond à l'aire délimitée par l'ensemble des points les plus hauts qui constituent la ligne de partage des eaux. La surface (A) du bassin versant, exprimée en km, peut être déterminée à l'aide d'un planimètre ou mieux par les techniques de la digitalisation.

I.3. Caractéristique de longueur

Périmètre

Le périmètre représente toutes les irrégularités du contour ou de la limite du bassin versant, il est exprimé en km. Le contour du bassin est constitué par une ligne joignant tous les points les plus élevés.

Il n'influence pas l'état d'écoulement du cours d'eau au niveau du bassin versant. Le périmètre peut être mesuré à l'aide d'un curvimètre ou automatiquement par des logiciels de type SIG.

- Périmètre : **P=165 Km.**
- Longueur de talweg principal : **L=60.5m.**

I.4. La forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue. Ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire qui est plus important. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

Deux caractéristiques de forme nous intéressent :

I.4.1. L'indice de compacité de Horton, K_H

L'indice de compacité de Horton exprime le rapport de la largeur moyenne du bassin versant à la longueur du cours d'eau principal.

Il se calcule par la relation :

$$K_H = \frac{S}{L} \cdot \frac{1}{L} = \frac{S}{L^2}$$

Où

K_H = Indice de compacité de Horton;

A = l'aire totale du bassin de drainage (km²);

L = longueur du cours d'eau principal (km).

I.4.2. L'indice de compacité de Gravelius, K_C

L'indice de compacité (K_C) renseigne sur la forme du bassin versant qui a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin, résultant d'une pluie donnée. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Il s'exprime par la formule suivante (ROCHE, 1963) :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0.28 \frac{P_{bv}}{\sqrt{S}}$$

Avec :

K_C : Indice de compacité de Gravelius ; $K_C = 1.28$

P : Périmètre stylisé en km du bassin versant,

S : Superficie du bassin versant en km. $S=1330 \text{ km}^2$.

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. Un bassin versant circulaire est mieux drainé qu'un bassin allongé.

Les formes équivalentes sont :

$K_c=1$ forme d'un cercle.

$K_c=1.12$ forme d'un carré.

$K_c>1.12$ forme d'un rectangle.

On remarque que plus la valeur de K_c est faible, plus la forme de bassin versant est ramassée, et inversement lorsque K_c est grand, le bassin versant est allongé.

Donc : Le K_c du bassin versant du k'sob indique une forme allongée.

I.5. L'ordre

L'ordre est un indice permettant de caractériser le degré de hiérarchisation ou d'organisation du réseau de drainage. Les incisions du relief, le nombre de thalwegs et des affluents sont quantifiées par l'ordre.

Il existe plusieurs méthodes, dont la principale et la plus utilisée est celle de HORTON.

Classification de HORTON

- Tout affluent naissant seul est d'ordre 1
- L'intersection de deux affluents de même ordre, donne naissance à un affluent d'ordre supérieure.
- L'intersection d'un affluent d'ordre X avec un autre d'ordre inférieur garde son ordre X.

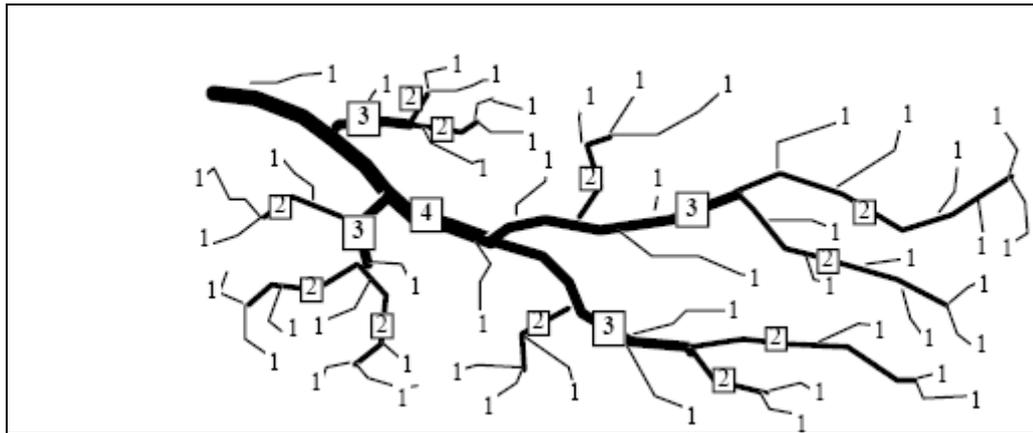


Figure I.2 : classification d'Horton

Donc pour ce qui nous concerne, l'ordre du bassin versant de K'sob est de l'ordre 6.

I.6. Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius correspond à une transformation purement géométrique du bassin versant. Il prend alors une forme rectangulaire tout en gardant la même superficie, le même périmètre, le même indice de compacité et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles aux cotés du rectangle équivalent. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.

Plus un rectangle équivalent est allongé moins il sera drainé. Les dimensions du rectangle équivalent sont déterminées par les formules suivantes (ROCHE, 1963) :

La longueur L :

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right]$$

Alors :

$$\mathbf{L=61.85 \text{ km}}$$

La largeur

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right]$$

Alors :

$$\mathbf{l=21.50 \text{ km}}$$

Avec :

KG : Indice de compacité de Gravelius,

S : Superficie du bassin versant en km,

L : Longueur du rectangle équivalent en km,

l : Largeur du rectangle équivalent en km.

Le tracé des droites de niveau du rectangle équivalent découle directement de la répartition hypsométrique cumulée.

I.7. La pente moyenne du cours d'eau (Ic)

Pour déterminer la pente moyenne du cours d'eau nous avons choisi sur ce dernier plusieurs points et nous avons calculé la pente moyenne entre chaque deux points

Et pour cela, il faut calculer la distance entre ces deux points avec l'altitude correspondante à chaque point et la moyenne des pentes

$$I_c = \frac{Z_2 - Z_1}{B_i}$$

Avec :

Z : Altitude de point.

Bi : la distance entre deux points.

Tableau I.1 : La pente moyenne du cours d'eau

Z1 (m)	Z2 (m)	Distance (m)	Ic
800	811	1400	0.0078
750	990	2550	0.094
715	865	3850	0.039
675	700	550	0.045
646	650	400	0.01
610	630	4050	0.005
			Ic moy=0..033

I.8. Etude de relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse de l'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

I.8.1. La courbe hypsométrique

Le relief du bassin versant est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique.

Cette courbe fournit, en effet, une vue synthétique sur la pente du bassin, donc du relief.

Celle-ci représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude.

Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée (Tableau. I.2).

Tableau I.2: les courbe hypsométrique

Altitude courbe de niveau (m)	Surface entre les courbes (m2)	Pourcentage du total (%)	Pourcentage au dessus de la limite inférieure (%)
600-700	56.586	4.33	99.99
700-800	93.563	7.11	95.66
800-900	165.556	12.54	88.55
900-1000	262.614	19.67	76.01
1000-1100	248.843	18.71	56.34
1100-1200	109.419	9.43	37.63
1200-1300	102.016	7.52	28.2
1300-1400	92.967	6.99	20.68
1400-1500	76.608	5.76	14.92
1500-1600	50.274	3.78	9.16
1600-1700	37.373	2.81	5.38
1700-1800	34.181	2.57	2.57
total	1330	-	-

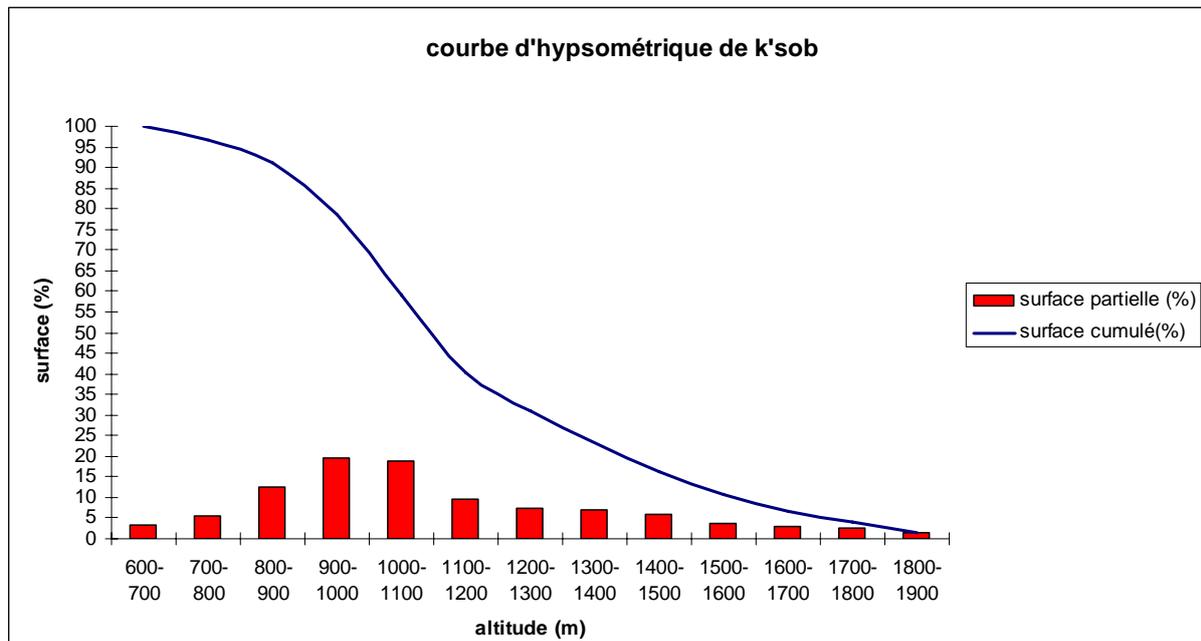


Figure I.3 : Courbe d'hypsométrie du K'sob

A partir de la courbe :

- $H(95\%) = 800 \text{ m}$
- $H(5\%) = 1695 \text{ m}$
- $H(50\%) = 1100 \text{ m}$

I.8.2. Les altitudes caractéristiques

1. L'altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum (H_i * S_i)}{S}$$

Alors :

$H_{\text{moy}} = 1080 \text{ m}$

Où

H_{Moy} : Altitude moyenne du bassin (m),

S_i : L'aire comprise entre deux courbes de niveau consécutives (km²),

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau consécutives (m),

S : L'aire totale du bassin de drainage (km²).

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques.

2. Les altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

I.8.3. Dénivelée simple

Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière (figure I.3).

Bien souvent, on définit aussi la "dénivelée D " comme étant la différence de cote entre $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$:

$$D = H_{5\%} - H_{95\%}$$

Donc :

$D=895 \text{ m}$

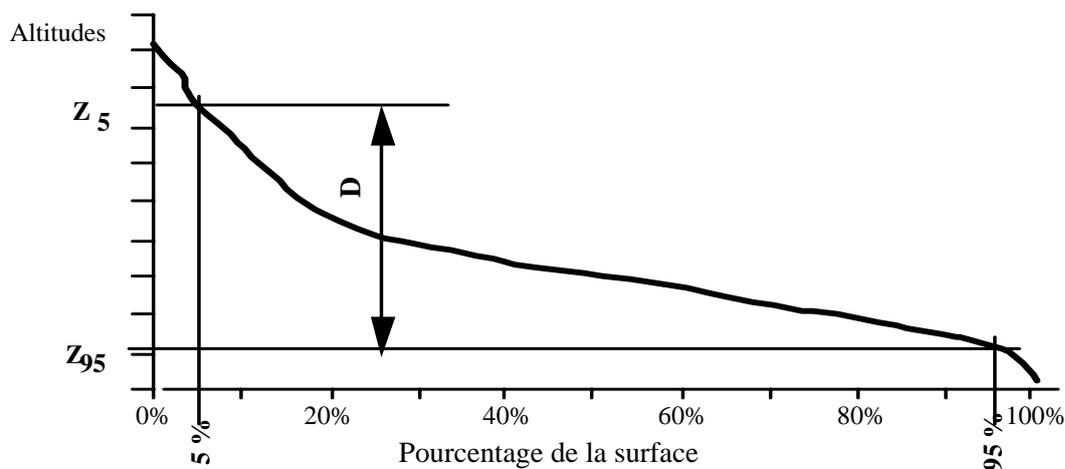


Figure I.4 : Dénivelée simple

I.8.4. Pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct et influence directement le débit de pointe lors d'une averse (amplitude des crues).

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. Toutes se basent sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative.

La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données.

$$I_{moy} = \frac{(H_{max} - H_{min})}{\sqrt{S}}$$

A partir à la carte topographique on peut déterminer H max et H min

- H max = 1885 m
- H min = 610m

$I_{moy} = 0.0349$

Alors:

I.8.5. Densité de drainage

La densité de drainage est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant. Elle correspond pour un bassin versant donné de superficie A comme étant la longueur totale des cours d'eau d'ordre quelconque sur la superficie totale S du bassin versant. La densité de drainage est exprimée en km/km ou en km. Elle est donc :

$$D_d = \frac{L_T}{S} \quad \text{Alors :}$$

$D_d = 4.0 \text{ km}$
--

Avec :

Dd : la densité de drainage, en km / km² (mi / mi²),

LT : la longueur totale de cours d'eau, en km (mi),

S : l'aire totale du bassin, en km² (mi²).

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatiques et anthropiques. En effet, les secteurs situés en zones de roches perméables ont en général des densités de drainage faibles, alors que les secteurs de roches imperméables ont des densités plus élevées.

Les conditions climatiques jouent également un rôle important : les climats ayant des précipitations réparties également tout au long de l'année auront des densités de drainage plus faibles que les régions à climat très contrasté comme les zones semi-arides. Les activités humaines ont parfois un rôle important sur l'évolution hydrologique. Cette influence peut avoir un effet régulateur mais aussi un effet accélérateur du ravinement.

I.8.6. La dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique apparaît donc comme une correction de la dénivelée simple par application d'un coefficient qui dépend de la forme du bassin, ce qui donne la possibilité de comparaison entre ses valeurs pour différents bassins

$$D_s = I_g \sqrt{S}$$

Alors :

$D_s = 539.37 \text{ m.}$

Avec : I_g : Indice de pente globale. (m/km),

S : Surface de bassin versant (km²).

$10 \text{ m} < D_s$	→	relief très faible
$10 \text{ m} < D_s < 25 \text{ m}$	→	relief faible
$25 \text{ m} < D_s < 50 \text{ m}$	→	relief assez faible
$50 \text{ m} < D_s < 100 \text{ m}$	→	relief modéré
$100 \text{ m} < D_s < 250 \text{ m}$	→	relief assez fort
$250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$	→	relief fort
$D_s > 500 \text{ m}$	→	relief très fort

	Ig	Relief selon (Ig)	Ds	Relief selon (Ds)
Bassin versant du K'sob	14.79	Modéré	539.37	Relief très fort

I.8.7. Indice de pente de roche

L'indice de pente de roche est proposé comme indice de pente plus facile à calculer que le précédent. I_p est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérée par les surfaces.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_1^n S_i B_i$$

Avec :

L : longueur de rectangle équivalent.

S_i : fonction en (%) de la surface comprise de niveau de distance D_i .

Tableau I.3 : indice de pente de roche

Tranches d'altitudes (m)	Surface Si (km ²)	Bi (km)
600-700	56.586	2.49
700-800	93.563	4.12
800-900	165.556	7.29
900-1000	262.614	11.56
1000-1100	248.843	10.95
1100-1200	109.419	4.80
1200-1300	102.016	4.49
1300-1400	92.967	4.08
1400-1500	76.608	3.37
1500-1600	50.274	2.21
1600-1700	37.373	1.64
1700-1800	34.181	1.50
1800-1900	56.586	2.49
Totale	1330	58.56

$$I_p = 5.529$$

I.8.8. Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$C_T = D_d \cdot F_1$$

$$F_1 = n/s$$

Alors :

$$C_T = 0.018$$

Avec

Dd : densité de drainage

F1 : fréquence des thalwegs élémentaires ($F1 = n / S$)

n : nombre de cours d'eau d'ordre

S : surface du bassin versant.

I.8.9. Indice de pente globale

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global I_g

$$I_g = D / L \quad \text{Alors :}$$

$I_g = 14.79 \text{ m/ km}$

Avec :

I_g : pente globale du bassin (m/km);

D : la dénivelée $D = H5\% - H95\% = 895\text{m}$;

L : longueur de rectangle équivalent. $L=60.5\text{m}$.

I.8.10. Le rapport de confluence

Il est défini par :

$Rc = Nn / N (n+1)$

Où

Rc : rapport de confluence.

Nn : nombre de cours d'eau d'ordre n.

Tableau.I.4 : Rapport de confluence

ordre	nombre d'affluent	rapport de confluence
1	2450	2.06
2	1185	2.25
3	525	2.16
4	243	3.03
5	80	2.28
6	35	

$$R_c = (R_{c1} + R_{c2} + R_{c3} + R_{c4} + R_{c5}) / 5$$

Donc : $R_c = 2,35$

Si l'on admet que pour un bassin parfaitement organisé $R_c = 2$; les sous bassins de K'sob sont hiérarchisés.

I.8.11. Le rapport des longueurs

La définition est la suivante :

$$R_L = \frac{L_{(N+1)}}{L_N}$$

L_N : longueur de cours d'eau d'ordre n (km).

Tableau.I.5: Résultat des rapports des longueurs

Ordre	Longueur du cours d'eau	Rapport des longueurs
1	864	2.16
2	400	1.98
3	202	2.88
4	70	2.33
5	30	1
6	30	

$$R_L = \frac{\sum R_{Li}}{5}$$

Donc:

RL=2,07

I.8.12. Le temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule empirique suivante :

Formule de Giandotti (sud de l'Italie 1937)

$$T_c = \frac{4\sqrt{s} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

Avec :

L : Longueur du cours d'eau principal (Km) : L = 61.85 Km

S : La superficie du bassin versant (Km²),

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin versant (m NGA),

H_{min} : Altitude minimale du bassin versant (m NGA).

Cela nous donne :

$$T_c = 13.76 \text{ Heures}$$

I.8.13 La vitesse moyenne

$$V = \frac{L}{3.6T_c}$$

V=1.24 Km /H

Donc :

L : longueur du talvegue principal (km).

T_c : temps de concentration (h).

Nous récapitulons dans le tableau suivant les principales caractéristiques du bassin versant du K'sob objet de notre étude :

Tableau I.6: Rectangle équivalent de bassin versant de k'sob

Caractéristiques	Résultat
H moy (m)	1080
I moy	0.0349
D (m)	895
I _p	5.529
I _g (m/km)	14.79
D _s (m)	539.37
T _c (h)	13.79
V (km/h)	1.24
D _d (km/km ²)	4.0
C _t	0.018
L _{teww} (km)	61.85
H max (m)	1885
H min (m)	610
R _c	2.35
RL	2.07

II. GEOLOGIE ET INTERACTION HYDROLOGIQUE

II.1 Impact de la géologie sur l'hydrologie

Le type des formations géologiques qui affleurent dans les bassins versants a une influence sur la répartition des écoulements superficiels. En effet, un bassin formé de matériaux très perméables avec une couverture végétale continue aura en général une densité de drainage faible assurant une meilleure infiltration des eaux superficielles. Par ailleurs, un bassin formé de roches imperméables mais meubles, comme des marnes ou des argiles, avec une végétation moyenne, présente souvent une densité de drainage élevée, ce qui favorise le ruissellement des eaux superficielles aux dépens de l'infiltration.

II.2 Lithologie

La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide. Les matériaux géologiques se distinguent en formations meubles (sables, argiles et marnes) ou en formations consolidées (grés, calcaires, dolomites,...). La nature des affleurements a une influence sur l'hydrologie de surface et le type du dépôt alluvionnaire.

Dans ce chapitre, nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie de K'sob.

Le bassin de K'SOB est constitué principalement de terrains d'âge du Crétacé et du Miocène.

II.3. Lithostratigraphie

II.3.1. alluvions du Quaternaire

On rencontre ce type de terrains dans la dépression de Medjana, dans les cuvettes de Ras el oued et Bordj R'dir. Ces terrains sont constitués de cailloutis, de sables calcaires et parfois de vases sur les bords des oueds et particulièrement sur l'oued k'sob et L'Ouled EL Amri. Les derniers dépôts se composent de graviers et de sables à éléments locaux.

Ces terrains s'étendent sur de grandes surfaces, occupent ainsi 35% du bassin versant.

II.3.2. Le Miocène

Ce faciès occupe toute la partie sud ouest et centre du bassin (Djebel Zeggeur, Djebel Mansourah et Ouled Krelouf). On le retrouve également au nord du bassin (Kef EL Mellah).

Ses terrains sont constitués essentiellement de calcaires et de grès, souvent glauconieux ou gris, à ce grès sont associés des lits plus ou moins épais de marnes gréseuses.

Ces terrains occupent approximativement 30% du bassin versant.

II.3.3. Le Maastrichtien (crétacé supérieur)

Ce faciès affleure en large bande dans le sud du bassin de MEDJEZ au djebel ARGOUB, puis largement sur le flanc nord du djebel MAADID, on le retrouve aussi au nord du bassin au sud ouest de MEDJANA.

Le meestrichtien (y compris la partie calcaire du danien) comprend presque partout trois (03) subdivisions :

- La partie inférieure est constituée par une série de calcaire et de grès.
- La partie moyenne est particulièrement marneuse avec intercalations de calcaires-grès compacts.
- La partie supérieure présente en grande partie le même faciès que la partie inférieure, vers le sommet, on rencontre fréquemment des calcaires ocreux faunes à niveau glauconieux pétris de fragments d'huîtres.

Ces terrains occupent approximativement 25% du bassin versant. Toujours au sud du bassin et particulièrement dans les monts du HODNA, on rencontre des calcaires durs de l'albien contenant une riche faune à ammonites ; ainsi que des marnes du campanien grisâtres ou blanchâtres avec de nombreuses intercalations de marne calcaires et de calcaires marneux.

On doit noter que toute la partie sud du bassin de MEDJEZ (50% de la superficie) est affectée par la fracturation ou fissuration.

La partie nord du bassin est constituée principalement de roches calcaires, de grès et d'alluvions du quaternaire.

On peut considérer le bassin de k'sob comme un bassin perméable (A.N.R.H).

III. PLUVIOMETRIE ET CLIMATOLOGIE DE K'SOB

III.1. Introduction

Plus encore que les facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (Roche 1963, Cosande, 2001...). Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- Leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale,
- Leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques,
- Leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

Ces différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon l'effet combiné des autres paramètres physiques cités plus haut et climatiques (températures et évapotranspiration). Mais, contrairement aux paramètres proprement physiques permettent une interprétation seulement qualitative du comportement hydrologique des bassins, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, variables aléatoires dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

C'est pourquoi nous consacrerons, à travers ce chapitre, un développement particulier au climat du bassin de K'SOB et plus spécialement aux précipitations. En effet, les précipitations qui sont de loin les plus importantes agissent directement dans l'alimentation pluviale de l'écoulement de K'SOB.

L'équipement climatologique du bassin est cependant loin d'être satisfaisant. Le manque de documentation est flagrant, les longues séries d'observation sont rares. Toutefois, nous allons tenter de faire ressortir les caractères généraux du climat méditerranéen du bassin, ses nuances spatiales et ses irrégularités temporelles à partir de la documentation disponible. Les séries pluviométriques qui présentaient des lacunes ont été largement homogénéisées avant leur utilisation; cela est essentiel pour arriver à une série longue et continue. Il reste qu'en dépit de données limitées, il est possible de saisir l'importance et la variabilité des précipitations sur l'alimentation de l'oued.

Malgré le caractère fragmentaire des mesures, les températures atmosphériques du bassin seront esquissées en soulignant plus particulièrement l'importance de la saison sèche et donc l'effet déterminant de l'évapotranspiration, paramètre essentiel du déficit d'écoulement.

III.2. Aperçu sur le climat de l'Afrique du nord

Par sa position en Afrique du Nord, donc en latitude, l'Algérie correspond à la zone de contact entre les masses d'air d'origine ou d'affinités polaires et arctiques d'une part et les masses tropicales d'autre part (Seltzer, 1946).

L'avancée des masses d'air froides vers le Sud peut être enregistrée à tout moment de l'année. Mais l'observation a montré qu'elles n'influent avec efficacité sur l'évolution du temps qu'entre le début de l'automne et la fin du printemps.

Les masses d'air tropicales, peuvent provenir de l'Atlantique ou du continent Africain par des courants dirigés vers le Nord, le Nord-Ouest ou le Nord-Est.

Les différentes situations météorologiques perturbées qui sont susceptibles d'affecter l'Afrique du Nord correspondent à une circulation des masses d'air orientées d'une manière zonale (approximativement d'Ouest en Est) suivant le flux de Westerlies.

Le climat de la Méditerranée eurafricaine est étroitement bloqué entre un domaine tempéré plus frais au Nord et le désert au Sud. Excepté en bordure même de la mer où l'on n'observe pas un véritable climat maritime, mais plutôt un climat contrasté traduisant plus d'influences continentales qu'océaniques et reflétant avant tout leur double appartenance aux franges de la zone tempérée et de la zone tropicale.

III.3. Aperçu sur le climat de l'Algérie

Selon Seltzer (1946), le climat de l'Algérie est de type méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse allant en moyenne de Septembre à Mai et un été sec et ensoleillé. L'Atlas tellien joue le rôle d'un rempart qui provoque la condensation et les précipitations d'une partie de la vapeur d'eau amenée par les vents soufflant de la mer. L'altitude entraîne une diminution générale de la température, l'éloignement de la mer, une augmentation des amplitudes diurnes et annuelles.

III.4. Climat

Le bassin de K'SOB, situé dans le bassin du HODNA dans les hautes plaines telliennes a un climat continental ; il ne se distingue du climat steppique que par sa pluviométrie plus abondante.

La température moyenne annuelle mesurée à la station de Bordj Bou Arréridj, est de 17°C. Avec des écarts compris entre -11° et +47°. L'enneigement très faible n'influe pas beaucoup sur le régime des eaux. Les mois les plus froids de l'année sont décembre et janvier avec une température moyenne de 6°C, les mois les plus chauds sont juillet et Août avec une température moyenne de 27°C.

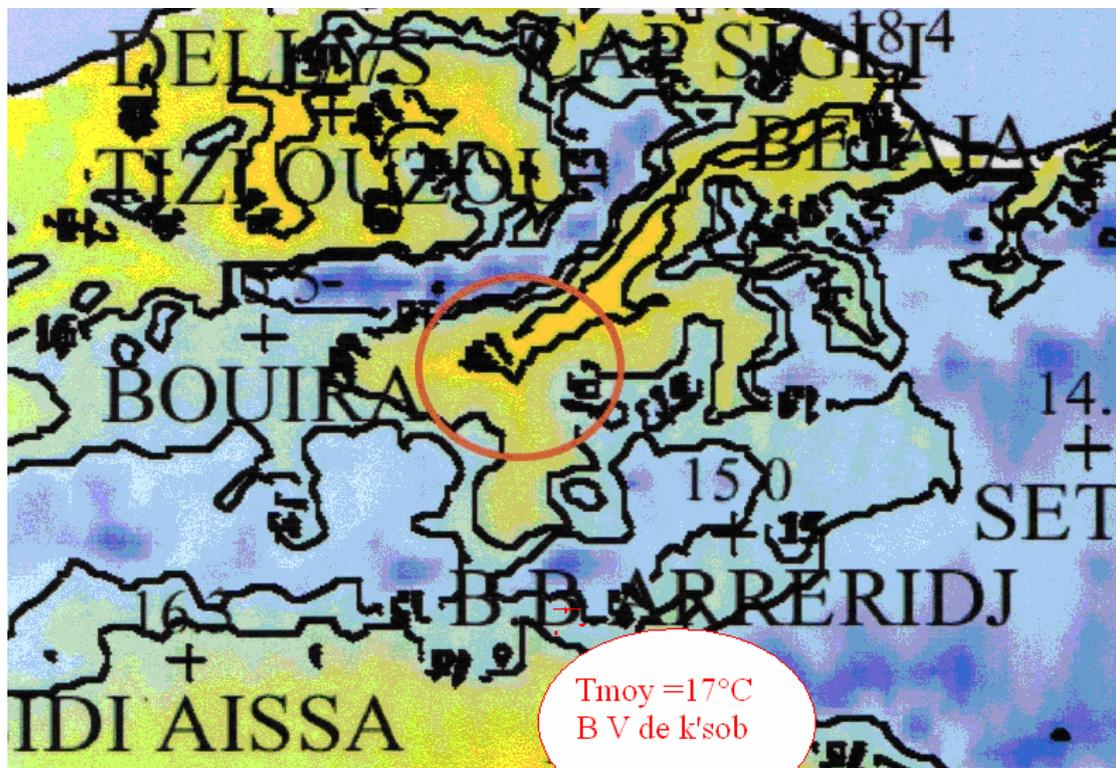


Figure I.5 : Carte des Températures Moyennes Annuelles de la région d'étude

Les gelées blanches sont assez fréquentes, (de l'ordre de 4 à 60 jours par an).

Le sirocco n'est pas excessivement fréquent dans le bassin du Hodna, il souffle en moyenne 15 à 25 jours par an.

III.4.1. Indice climatique

Indice d'aridité de Martonne

Il permet de connaître le degré de sécheresse de la région.

$$I_A = \frac{P}{T + 10}$$

Avec :

I_A : indice climatique,

P : précipitation moyenne annuelle (mm). P=300mm,

T : température moyenne annuelle (°C). T=17°C.

$$I_A = 300 / (17 + 10) = 1.12$$

$I_A = 11.12$

III.5. Evaporation

On dispose au barrage du K'sob des mesures d'évaporation sur bac Colorado depuis 1959.

L'évaporation moyenne annuelle calculée sur la base de ces mesures est de 1829 mm.

Tableau I.7 : La répartition mensuelle de l'évaporation

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1829	188	131	91	74	75	79	107	132	189	221	290	253
100%	10.5	7	5	4	4	4.5	6	7	10	12	16	14

III.6. Etude des précipitations

La Pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs, (P.Seltzer, 1913-1938, H.Gaussen, 1918-1947, G.Medinger, 1913-1953, M.Chaumont et C.Paquin, 1913-1963). La plupart des stations du bassin ont été arrêtées pendant la guerre d'Algérie, d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. D'autre part bon nombre de stations ont été installées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien et leurs données sont très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique récente (1970-1998). L'intérêt et le but de cette série est de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro pluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

La pluviométrie estimée pour le bassin est de 300 mm par an. Elle augmente graduellement avec l'altitude, elle passe de 260 mm à Medjez (640m) à 445 mm à Madjana (1060m).

L'irrégularité des pluies moyennes annuelles est un peu moins importante que celle des hautes plaines steppiques elle est de 0.65 à 1.50 station de Bordj. Contre 0.5 à 2. (Hodna oued M'sila). Il pleut environ 40 à 60 jours par an. Le régime de pluies mensuelles laisse apparaître un maximum en décembre.

CONCLUSION GENERALE

L'analyse de ces différents paramètres physiques et géomorphologiques (lithologiques). permettra une meilleure compréhension des causes des variations des régimes hydrologiques de chaque bassin versant étudié et par conséquent leur contribution dans la genèse des crues. Leur interaction détermine la variabilité des phénomènes hydrologiques dans le temps et dans l'espace.

A cet effet, l'analyse des données physiques et hydro pluviométriques par différents outils statistiques s'est avérée nécessaire. L'analyse de l'influence des caractéristiques physiques sur la répartition et l'évolution spatio-temporelle des écoulements superficiels permettra de mieux comprendre le comportement hydrodynamique au sein de bassin versant étudié.

Ces outils représentent une évaluation préliminaire pour l'étude de tout système hydrologique avant d'établir un modèle de son mode fonctionnement.

Chapitre II : Collecte et traitement des données**INTRODUCTION**

L'étude et contrôle de fiabilité des données utilisées par le modèle de simulation et de prévision élaborés dans cette thèse constituent le principal objectif de ce chapitre. En effet le seul outil dont dispose l'hydrologue pour étudier et comprendre le comportement d'un phénomène naturel c'est les données observées, il est donc impératif de connaître à fond les techniques nécessaires d'analyse et de critiques de ces données afin de tirer le maximum d'informations de l'échantillon et de garantir leur qualité, de ce fait est indispensable d'effectuer une analyse et un traitement statistique des séries chronologiques recueillies aux niveaux des stations de mesure.

La démarche à suivre consiste, à combler les lacunes des fichiers recueillis, à détecter d'éventuelles anomalies des observations, et puis à vérifier l'homogénéité et l'indépendance de ces dernières.

I. INVENTAIRE DES DONNEES

Les données utilisées nous été aimablement fournies par Agence Nationale Des Ressources Hydraulique (A.N.R.H).

I.1 La station pluviométrique (pluie)

Les stations pluviométriques retenues pour cette étude sont parmi celles que l'ANRH a sélectionnée pour l'établissement de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord avec la collaboration scientifique de Jean Pierre Laborde (1992). Ces séries de pluie ont été jugées fiables et de bonne qualité.

Dans le tableau ci –dessous (tableau II-1), sont présentés les caractéristiques des différentes stations pluviométriques utilisées. (Période d'observation, nombre d'années complètes, pluie moyenne annuelle calculée sur le période de 1913.1994).

Tableau II-1 : Caractéristiques principales des stations pluviométriques pluviométrie

Code de La station	Nom de La station	Période de fonctionnement	Nombre d'années complète	Pluie moyenne annuelle (m)
05.09.13	Bel Imour	1913/1925. 1943/1957	29	319
05.09.05	B.Bou Arréridj	14/48 57/61 67/77	51	345
05.09.04	Bordj R Dir	44/67 75/84	33	425
05.09.7	Ras el Oued	45/19 69/94	21	355
05.09.14	Tixter	20/59 70/84	50	380
05.09.11	Medjez	24/46	22	260
05.09.01	K'sob	44/94	38	255
05.09.06	Madjana	38/45 55/61 69/84	40	445

La station retenue dans le cadre de cette étude est la station de Madjana (Bordj Bou Arréridj) toujours fonctionnelle. Les caractéristiques de cette station sont présentées dans le (tableau II-2).

Tableau II-2 : caractéristique de la station de Madjana

Station	Code	Coordonnées			Nombre d'années complète	Pluie moyenne annuelle (m)
		X	Y	Z		
Madjana	05.09.06	677.75	316.2	1042	40	445

I.2. La station hydrométrique (débit)

La station hydrométrique est station de Medjez (M'sila). Les caractéristiques de cette station sont présentées dans le (tableau II-3).

Tableau II-3 : Caractéristique de la station de Medjez

Station	Code	Coordonnées			Nombre d'années complète
		X	Y	Z	
Medjez	05.09.01	673.35	289.65	636	40

II. CRITIQUE DES DONNEES

Les types de problème le plus souvent rencontrés lors du traitement des données en hydrologie sont (Lamas, 1985) :

- Le manque de données : station non existante,
- Non continuité des données : manque d'enregistrements à une station,
- La mauvaise qualité des données qui peut dépendre de deux causes :
 1. Données inconsistantes : lorsqu'elles sont entachées d'une erreur systématique due à des instrument de mauvaise qualité ou non calibrés.
 2. Données non homogène : lorsqu'il se produit à un moment donné, un changement de l'emplacement de l'appareil qui affecte la mesure (déplacement de la station de mesure ou changement d'appareil).

Afin de garantir la qualité des données, nous devons suivre les étapes suivantes :

- Comblent les lacunes des séries observées si elles existent.
- Détecter et corriger les valeurs douteuses.
- Vérifier l'homogénéité et l'indépendance des données.

II.2. Méthodes de comblement des lacunes

Dans la pratique courante, de nombreuses causes concourent pour entraîner l'absence de certaines informations (absence de mesures, défaut de transmission, erreur de stockage, manipulation erronée,...) ce qui fait que dans les fichiers disponibles certaines données sont manquantes.

Nous pouvons estimer les valeurs manquantes ou erronées à une station à partir des valeurs provenant des stations voisines soumises aux mêmes conditions climatiques et situées dans la même zone géographique. Plusieurs méthodes sont proposées pour cela, (EL jaba et al, 1987) :

- Remplacer la valeur manquant par celle de la station la plus proche.

- Remplacer la valeur manquante par la moyenne des stations voisines. Cette méthode est utilisée lorsque les valeurs moyennes annuelles de la station compléter ne diffèrent pas plus de 10% des valeurs moyennes annuelles des stations de référence.
- Remplacer la valeur manquante par une moyenne pondérée par la tendance annuelle des stations pluviométriques par exemple, soit :

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_i} P_i \right]$$

Où,

P_x : donnée manquant de précipitation (par exemple) à estimer ;

n : nombre de stations de référence ;

P_i : précipitation à la station de référence ;

\bar{P}_x : Précipitation à la station de la station et

\bar{P}_i : Précipitation moyenne de la station de référence ;

- Remplacer la valeur manquante, par la moyenne inter-annuelle de la série considérée :

Une donnée journalière manquante, par exemple, peut être remplacée soit par la moyenne entre la valeur des jours précédent et suivant, soit par la moyenne du mois ou bien par la moyenne journalière inter-annuelle du jour considéré. S'il s'agit d'une valeur mensuelle, nous estimons la valeur manquante soit par la moyenne mensuelle des mois disponibles ou bien par la moyenne mensuelle inter-annuelle du mois considéré.

III. TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES

Après avoir analyse et critiquée données recueillies, il est indispensable de vérifier leur homogénéité et leur indépendance

III.1. Test d'homogénéité

Avant de procéder à l'étude de n'importe quel phénomène hydrologique, une analyse critique des données est préalable. Les outils essentiels de l'hydrologie sont la connaissance des caractéristiques physiques du phénomène et les données historiques enregistrées concernant la réalisation, la persistance, la variabilité, la modélisation, etc.

Cette analyse vise la détection rapide des erreurs évidentes qui ont été commises dans le processus de prise de l'échantillon et de leur présentation. Les erreurs peuvent concerner la lecture, la défaillance d'un instrument ou autre.

Une façon de détecter des erreurs primaires est de comparer l'échantillon considéré avec un autre qui a déjà été contrôlé. Le graphique des valeurs cumulées de deux échantillons (courbes des doubles masses), apparaît par un changement radical de pente, s'il y a déjà un changement radical de pente.

Dans certains cas, la simple représentation graphique des données peut nous indiquer si l'échantillon est cohérent, (c'est à dire s'il contient des erreurs systématiques d'un côté ou de l'autre valeur réelle), ou s'il est hétérogène (cela signifie que dans le passé, un changement brusque a modifié la structure primitive de la série), comme par exemple, l'usage d'instruments de mauvaise qualité ou mal calibrés ou un déplacement de la station pluviométrique.

III.1.1 Méthode de travail

Etudier l'homogénéité des stations possédant des séries complètes d'enregistrement par un des tests parmi lesquels on cite le test de Mood, qui repose sur la définition de la médiane.

Si on dispose d'une série qui contient « N » valeurs, la médiane est la valeur centrale de l'échantillon.

Pour l'application de ce test, on procède de façon suivante :

1. Soit l'échantillon : x_1, x_2, \dots, x_n ;
2. Classer les valeurs de l'échantillon par ordre croissant ou décroissant ;
3. Déterminer la valeur de la médiane :
 - ✓ Si $n = 2.m$, c'est-à-dire « n » est pair, alors, la médiane est la moyenne entre les deux valeurs de range (m) et (m+1) dans l'échantillon classé.
 - ✓ Si $n = 2.m+1$; c'est-à-dire « n » est impair, la médiane est la valeur de range (m+1) dans l'échantillon classé.

Les valeurs supérieures à la médiane dans l'échantillon sont remplacées par (1) et celles inférieures à la médiane par (0).

- N_s est le nombre des (1) ou des (0) dans l'échantillon.
- T_s c'est la taille de la plus grande série de (1) ou de (0).
- N est la taille de l'échantillon considéré.

- L'échantillon est dit homogène si les deux conditions (I) et (II) sont vérifiées :

$$NS > (N + 1 - U_{1-\alpha/2} \sqrt{N + 1}) / 2 \dots\dots\dots (I)$$

Et

$$Ts < 3.3 * ((\log_{10} N) + 1) \dots\dots\dots (II)$$

- $U_{1-\alpha/2}$: variable réduite de Gauss pour un niveau de signification (α).

Utiliser la méthode des doubles masses en se référant à des séries homogènes pour vérifier cette condition pour la station de Madjana et corriger en cas d'existence d'anomalie.

Pour la station de Madjana, on a :

- M = 445 mm, la médiane ;
- n = 21, taille de l'échantillon ;
- $T_s = 6$;
- $N_s = 14$;

On aura pour $\alpha = 0.05$, $U_{1-\alpha/2} = 1.96$, donc :

Donc :

$$(N + 1 - U_{1-\alpha/2} \sqrt{N + 1}) / 2 = 8.65,$$

$$3.3 * ((\log_{10} N) + 1) = 7.66.$$

Les deux conditions sont vérifiées, donc, la série des précipitations annuelles à la station de Madjana est homogène.

On procède de la même façon avec les débits moyenne annuelle à la station de Medjez.

Les résultats du test de la médiane pour les deux stations sont résumés dans le tableau : II.4

Tableau II-4 : Vérification de l'homogénéité des stations de Madjana et Medjez par le test de la médiane.

Station	N	M	N_s	T_s	Condition (I)	Condition (II)
Madjana	21	445	14	6	vérifiée	Vérifiée
Medjez	21	3.85	14	4	Vérifiée	Vérifiée

III.1.2. Test d'indépendance

L'application des méthodes statistiques repose sur la validité de certaines hypothèses de base relatives à la constitution de l'échantillon observé. En effet, le fichier recueilli doit être constitué par une série d'observations indépendantes formant ce que l'on appelle un échantillon extrait au hasard de la population statistique. En d'autres termes, l'échantillon $X = (x_1, \dots, x_j, \dots, x_n)$ est dit « au hasard », si le test permet de vérifier l'hypothèse d'indépendance des observations.

Dans cette étude nous avons appliqué le test de Wald- Wolfowitz à toutes les séries recueillies sur des pas de temps journaliers.

À la suite des travaux d'Anderson (Dagneie, 1998), Wald et Wolfowitz ont développé un test non paramétrique du coefficient d'autocorrélation, celui-ci est basé sur le critère qu'aucune observation appartenant à l'échantillon ne devrait influencer l'observation suivante :

La statistique du test est calculée comme suit :

$$R = \sum_{i=1}^{n-1} x_i x_{i+1} + x_n x_1$$

Pour (n) suffisamment grand, cette statistique suit une distribution normale de moyenne et de variance.

$$E[R] = (S_1^2 - S_2^2) / (n - 1)$$

$$\text{Var}[R] = \frac{S_2^2 - S_4}{(n - 1)} + \frac{(S_1^4 - 4 S_1^2 S_2 + 4 S_1 S_3 + S_2^2 - 2 S_4)}{(n - 1)(n - 2)} * \{E[R]\}^2$$

$$S_k = \sum_{i=1}^n x_i^k$$

S_k : Moment d'ordre k de l'échantillon.

La valeur statique $T = (R - \overline{R}) / \sqrt{\text{Var}(R)}$ suit une distribution normale centrée réduite $N(0,1)$, et est utilisée pour tester à un niveau de signification, l'hypothèse d'indépendance en comparant la valeur absolue de T avec la valeur normale centrée réduite $U_{\alpha/2}$, à la probabilité de dépassement de $\alpha/2$.

Si $|T|$ est inférieur à $U_{\alpha/2}$ l'hypothèse d'indépendance est vérifiée, celle-ci est rejetée dans le cas contraire.

Le tableau II.5 présente les résultants de ce test.

Le Tableau II.5 : Résultant du test de Wald- Walfowitz

	Pluie j (mm)	Qj (m ³ /s)
T	52.89	98.26
$U_{\alpha/2}(\alpha = 5\%)$	1.96	1.96

Les résultats illustrés dans le tableau.II.5, montrent que les observations des deux paramètres de station de Madjana (pluie) et de Medjez (débit) à différents pas de temps n'est pas indépendant.

IV. ANALYSE STATISTIQUES DES DONNEES

IV.1. Pluies maximales journalières

Les pluies maximales journalières de rares fréquences sont des pluies génératrices des crues d'importants débits, contre lesquels il faut protéger l'ouvrage.

L'ajustement des pluies maximales journalières sera effectué à l'aide de logiciels« HYDROLAB » disponible au centre de calcul du LRS.EAU à l'E.N.P.

IV.1.1. Ajustement à la loi de Gumbel "Hydrolab"

C'est la loi à double exponentielle, elle est la plus utilisée pour les ajustements des pluies maximales journalières.

Test d'adéquation

Gumbel (Méthode des moments)

Hypothèses

H0 : L'échantillon provient d'une loi Gumbel

H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Gumbel

Résultats

Résultat de la statistique : $X^2 = 2.71$

p-value $p = 0.4378$

Degrés de liberté : 3

Nombre de classes : 6

Conclusion

Nous pouvons accepter H0 au niveau de signification de 5 %

La fonction de répartition de la loi de Gumbel s'écrit :

$$F(x_i) = e^{-e^{-(x-x_i)/s}}$$

S: paramètre d'échelle.

Les paramètres statistiques de l'échantillon sont :

Taille n=21

Moyenne=28.233.

Ecart-type=15.83

L'équation de la droite de Gumbel s'écrit donc :

$$Y = a (P_{max j} - P_{moy}).$$

(II.6).

Y : Variable réduite de Gumbel $Y = -\log [-\log (F(x))]$.

F(x) : Fréquence au non dépassement.

$$D'où : \quad P_{max j} = 12.354 y + 21.10.$$

Les résultats des ajustements des pluies maximales journalières pour les différentes périodes de retour (1000-100-50 et 20) ans sont donnés dans le (tableau II.6).

La droite de Gumbel est représentée par la (Figure.II.1)

Tableau II-6 : Les résultats des ajustements des pluies maximales journalières pour les différentes périodes de retour.

		Ajustement à une loi de Gumbel						
Taille n= 21		X _o = 21.11			I.C. à (en%)= 80%		U Gauss=1,2817	
		g= 12.35						
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence Variable		Valeur expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne Supérieure
			expérimentale	réduite				
55,6	3,5	1	0,024	-1,318	3,5	4,817237	-3,0078	9,772148
56,5	7	2	0,071	-0,970	7	9,116848	2,68736	13,48681
45,5	13,4	3	0,119	-0,755	13,4	11,77452	6,11159	15,87897
30	14	4	0,167	-0,583	14	13,90052	8,77681	17,86657
24,8	16	5	0,214	-0,432	16	15,7675	11,0495	19,67983
14	16	6	0,262	-0,293	16	17,49172	13,0824	21,42042
3,5	17,5	7	0,310	-0,159	17,5	19,13693	14,9566	23,14683
30	20	8	0,357	-0,029	20	20,74461	16,7227	24,89915
16	22	9	0,405	0,100	22	22,34579	18,4172	26,70888
17,5	24	10	0,452	0,232	24	23,96685	20,0699	28,60397
7	24,5	11	0,500	0,367	24,5	25,63303	21,708	30,61231
13,4	24,8	12	0,548	0,507	24,8	27,37112	23,3593	32,7649
53	30	13	0,595	0,656	30	29,21235	25,0541	35,09965
20	30	14	0,643	0,817	30	31,19606	26,8287	37,66647
22	33	15	0,690	0,993	33	33,3755	28,7294	40,5355
24,5	39,8	16	0,738	1,192	39,8	35,82809	30,8211	43,81147
39,8	45,5	17	0,786	1,422	45,5	38,6758	33,2025	47,66231
16	46,8	18	0,833	1,702	46,8	42,13111	36,043	52,3839
33	53	19	0,881	2,066	53	46,62222	39,6796	58,57617
24	55,6	20	0,929	2,602	55,6	53,25258	44,9761	67,79043
46,8	56,5	21	0,976	3,726	56,5	67,13096	55,9163	87,22353

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.
0,9	2,250	48,906	41,512	61,742
0,95	2,970	57,798	48,575	74,140
0,98	3,902	69,309	57,623	90,283
0,99	4,600	77,934	64,365	102,419
0,998	6,214	97,867	79,882	130,524
0,999	6,907	106,436	86,537	142,623

II.5.1.2. Résultats de l'ajustement à la loi de GUEMBEL

Tableau II.7: Ajustement de la série des Pmax, j à la loi de Gumbel

T (ans)	F	Val théo.	Borne inf	Borne sup
10	0.9	48,906	41,512	61,742
20	0.95	57,798	48,575	74,140
50	0.98	69,309	57,623	90,283
100	0.99	77,934	64,365	102,419
500	0.998	97,867	79,882	130,524
1000	0.999	106,436	86,537	142,623

II.5.1.3 Conclusion

Au vu tracé de l'ajustement, la série des pluies maximales journalières suit la loi de Gumbel. L'ensemble des points est à l'intérieur de l'intervalle de confiance.

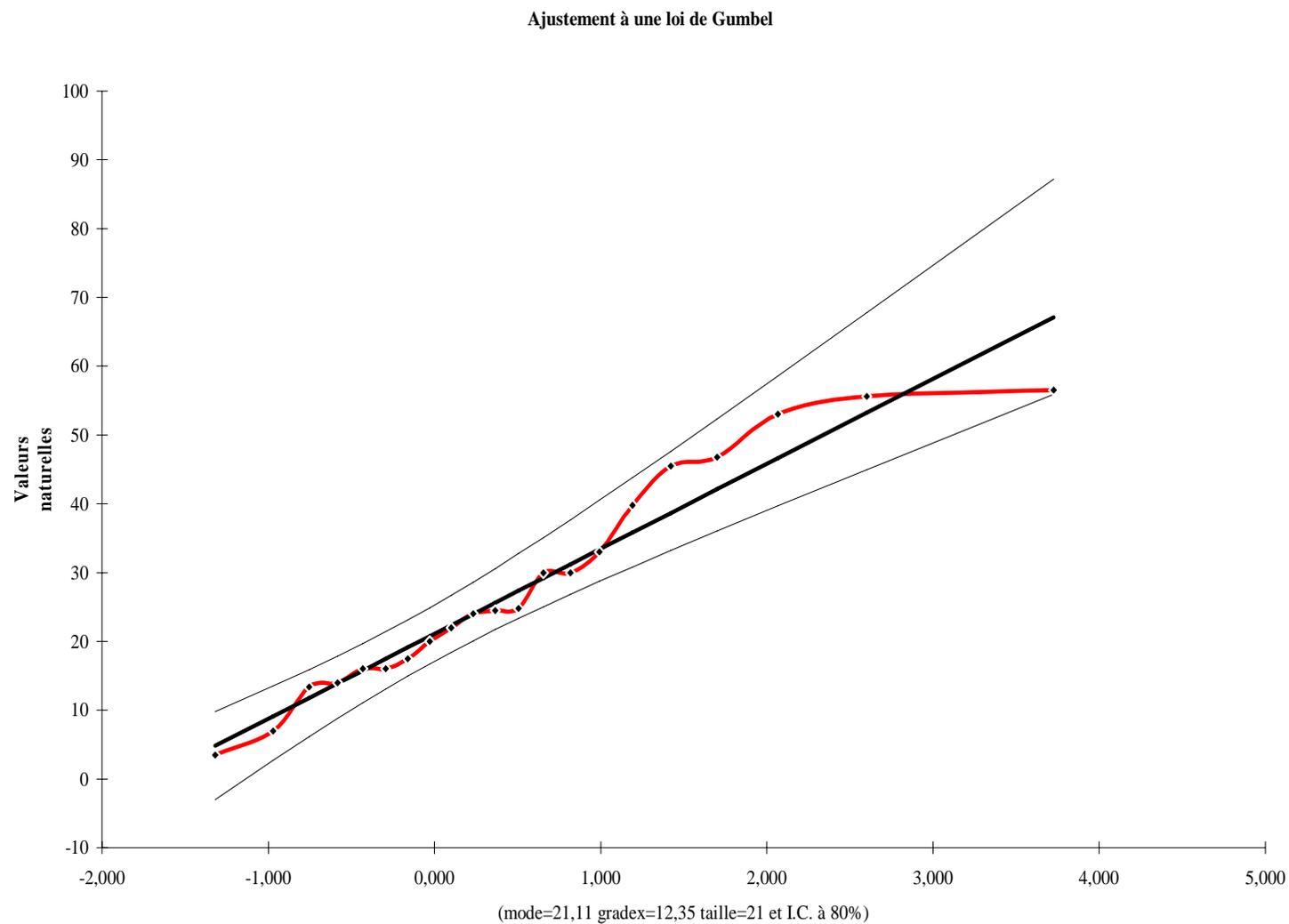


Figure.II.1 : Ajustement à la loi de Gumbel de la série des maximales de station de Madjana

II.5.2. Pluie moyenne annuelle

L'étude des pluies annuelles et de sa variation dans le temps est d'une importance capitale dans les projets où la quantité des pluies précipitées est un facteur essentiel. C'est le cas de nombreuses études.

L'estimation de la pluie moyenne annuelle est faite à partir de la carte des isohyètes de l'Algérie (donnée de l'A.N.R.H 1989), la station de Madjana est située sur les mêmes isohyètes, et par interpolation, la pluie moyenne annuelle est estimée à 445mm.

On procède à une étude statistique des séries de pluies annuelles.

Test d'adéquation

Normale (Maximum de vraisemblance)

Hypothèses

H0 : L'échantillon provient d'une loi Normale

H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Normale

Résultats

p-value SW = 0.98

Degrés de liberté : p = 0.9080

Conclusion

Nous pouvons accepter H0 au niveau de signification de 5 %

Ces séries s'ajoutent bien à la loi normale (de Gauss) pour laquelle la variable réduite est donnée par la relation :

$$u = (P_{p\%} - \bar{P}) / \sigma$$

σ : Ecarte type de la série des pluies annuelles relative à la station considérée,

\bar{P} : Précipitation moyenne inter annuelle à la station considérée,

u : Variable réduit de Gauss.

Et les pluies moyennes annuelles probables seront déterminées par la relation :

$$(II.8) \quad P_{P\%} = \sigma \cdot u_{P\%} + \bar{P}$$

Comme toutes étude hydrologique, tous les ajustements des séries des pluies annuelles seront étudiées avec un intervalle de confiance 95%.

On a pour la station de Madjana :

$$\bar{P} = 445 \text{ mm.}$$

$$n = 21.$$

$$\text{Ecart-type} = 69.82.$$

$$\text{La moyenne} = 266.81$$

Les résultats de l'ajustement de la série des pluies annuelles de la station de Madjana à la loi de Gauss sont donnés par le tableau (II.8).

La droite de loi normale est représentée par la (Figure.II.2)

Tableau.II.8: les résultant des ajustements des pluies annuelles pour la différente période de retour

			Ajustement à une loi de Gauss					
Taille n= 21		Moy=266.806			I.C. à (en%)= 80%		U Gauss=1,2817	
		Ecart=69.82						
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence		Valeur expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne Supérieure
			Variable expérimentale	réduite				
296,89	110,23	1	0,0238	-1,981	110,23	128,470026	87,8556414	157,821846
276,8	168,9	2	0,0714	-1,466	168,9	164,476645	131,041535	189,580652
191	191	3	0,1190	-1,180	191	184,421927	154,598879	207,537705
282,1	209,8	4	0,1667	-0,967	209,8	199,260123	171,885683	221,135337
254,1	210	5	0,2143	-0,791	210	211,544499	186,003951	232,585948
234,5	215,6	6	0,2619	-0,637	215,6	222,316796	198,213423	242,798089
335	234,5	7	0,3095	-0,497	234,5	232,117948	209,163555	252,248218
375,9	254,1	8	0,3571	-0,366	254,1	241,273861	219,241333	261,227687
168,9	256	9	0,4048	-0,241	256	250,003921	228,703053	269,936841
277,1	276,8	10	0,4524	-0,119	276,8	258,470674	237,734307	278,528409
209,8	277,1	11	0,5000	0,000	277,1	266,806198	246,48143	287,130965
215,6	282,1	12	0,5476	0,119	282,1	275,141707	255,083972	295,878074
210	286,21	13	0,5952	0,241	286,21	283,60846	263,67554	304,909328
110,23	286,3	14	0,6429	0,366	286,3	292,33852	272,384694	314,371047
298,23	296,89	15	0,6905	0,497	296,89	301,494432	281,364163	324,448826
256	296,9	16	0,7381	0,637	296,9	311,295585	290,814292	335,398958
320,12	298,23	17	0,7857	0,791	298,23	322,067881	301,026433	347,60843
296,9	320,12	18	0,8333	0,967	320,12	334,352258	312,477044	361,726698
421,25	335	19	0,8810	1,180	335	349,190454	326,074676	379,013502
286,21	375,9	20	0,9286	1,466	375,9	369,135736	344,031729	402,570846
286,3	421,25	21	0,9762	1,981	421,25	405,142355	375,790535	445,75674

Fréquence	U.Gauss	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.
0,9	1,282	354,642905	331,913861	384,150229
0,95	1,645	379,423505	354,085635	413,461892
0,98	2,054	407,305711	378,609608	446,865162
0,99	2,327	425,89012	394,782164	469,303022
0,998	2,879	463,503939	427,227592	515,002945
0,999	3,091	477,958236	439,620904	532,639451

II.5.2.1.Résultats de l'ajustement à la loi de Gauss

Tableau II.9: Ajustement de la série des pluies annuelles à la loi de Gauss

T (ans)	F	Val théo.	Borne inf	Borne sup
10	0.9	354,642905	331,913861	384,150229
20	0.95	379,423505	354,085635	413,461892
50	0.98	407,305711	378,609608	446,865162
100	0.99	425,89012	394,782164	469,303022
500	0.998	463,503939	427,227592	515,002945
1000	0.999	477,958236	439,620904	532,639451

II.5.2.2.Conclusion

D'après le schéma, on trouve que la série des pluies annuelles suite la loi de Gauss parce que tous les points sont à l'intérieur de l'intervalle de confiance.

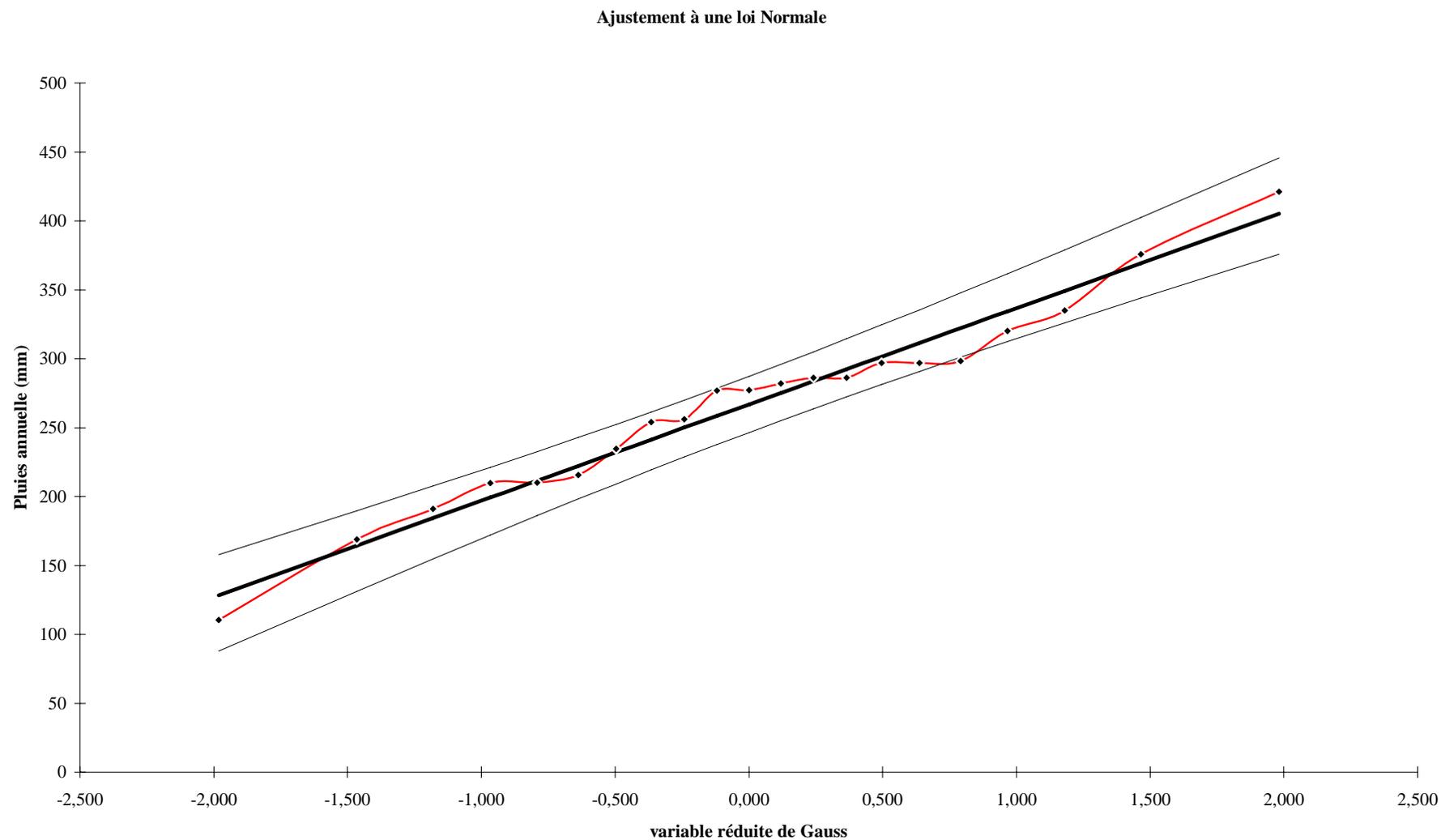


Figure.II.2 : Ajustement à la loi de Gauss de la série des pluies annuelles de la station de Madjana

II.5.3. Ajustement des débits maximaux journaliers a la loi Log normale

Les paramètres d'ajustement à la loi de Log normale sont :

- ✓ Taille de l'échantillon = 21 ans.
 - ✓ L'écart type $\sigma = 118.85$
 - ✓ Coefficient de variation $Cv = \frac{\sigma}{Q_{\max j}} = 0,754$
- (II.9)
- ✓ $X_0 = 0$
 - ✓ Moy $\log(X-X_0) = 2.0523$.
 - ✓ Et $\log(X-X_0) = 0.4105$.
 - ✓ $U_{\text{Gauss}} = 1.282$. I.C. à (en%)=80.

$$\text{Log} \bar{Q}_{\max j} = \frac{\sum (\log P_{\max j} - \log \bar{P}_{\max j})^2}{n}$$

Test d'adéquation

Gumbel (Méthode des moments)

Hypothèses

H0 : L'échantillon provient d'une loi Log normale

H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Log normale

Résultats

Résultat de la statistique :

p-value SW = 0.92

Degrés de liberté : p = 0.9080

Nombre de classes :

Conclusion

Nous pouvons accepter H0 au niveau de signification de 5 %

Les résultats sont représentés dans les tableaux suivants (II.10):

La droite de loi log-normale est représentée par la (Figure.II.3)

Tableau II.10 : Les résultats des ajustements des débits maximaux journaliers.

Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne supérieure
217	13,83	1	0,024	-1,981	13,83	17,3344	10,0021	25,792956
76,8	20,45	2	0,071	-1,466	20,45	28,2249	17,9485	39,650356
438,6	20,78	3	0,119	-1,180	20,78	36,9754	24,6916	50,563478
128	50,42	4	0,167	-0,967	50,42	45,2026	31,2031	60,784496
13,83	68,6	5	0,214	-0,791	68,6	53,3823	37,776	70,978028
180	76,8	6	0,262	-0,637	76,8	61,7646	44,5665	81,502827
130,23	80	7	0,310	-0,497	80	70,5297	51,6889	92,627657
68,6	95,5	8	0,357	-0,366	95,5	79,8381	59,2456	104,60228
95,5	128	9	0,405	-0,241	128	89,8553	67,3429	117,6934
80	130,23	10	0,452	-0,119	130,23	100,77	76,1022	132,21225
20,45	147	11	0,500	0,000	147	112,809	85,6705	148,54425
20,78	150,3	12	0,548	0,119	150,3	126,287	96,2532	167,22069
147	166,8	13	0,595	0,241	166,8	141,626	108,127	188,97092
166,8	180	14	0,643	0,366	180	159,396	121,659	214,79845
50,42	191,2	15	0,690	0,497	191,2	180,433	137,387	246,201
150,3	217	16	0,738	0,637	217	206,038	156,14	285,54729
454,8	217	17	0,786	0,791	217	238,391	179,293	336,87699
217	224,8	18	0,833	0,967	224,8	281,529	209,36	407,83889
236	236	19	0,881	1,180	236	344,171	251,681	515,39159
191,2	438,6	20	0,929	1,466	438,6	450,874	320,952	709,01862
224,8	454,8	21	0,976	1,981	454,8	734,139	493,385	1272,3202

Fréquence	U de Gauss	Valeur théo.	Borne inf.	Borne sup.
0,9	1,282	378,9618571	274,615	577,1800819
0,95	1,645	534,3602811	373,243	868,3031763
0,98	2,054	786,5963926	523,9957	1383,062522
0,99	2,327	1017,828679	655,3311	1890,890531
0,998	2,879	1714,74728	1026,315	3575,524874
0,999	3,091	2095,316683	1218,103	4572,172888

II.5.3.1. Résultats de l'ajustement à la loi log normale

D'où les débits maximaux journaliers à différentes fréquences sont :

Tableau II.11: Ajustement de la série des débits maximaux journaliers à la loi Log normale.

T (ans)	F	Val théo.	Borne inf	Borne sup
10	0.9	378,9618571	274,615	577,1800819
20	0.95	534,3602811	373,243	868,3031763
50	0.98	786,5963926	523,9957	1383,062522
100	0.99	1017,828679	655,3311	1890,890531
500	0.998	1714,74728	1026,315	3575,524874
1000	0.999	2095,316683	1218,103	4572,172888

II.5.3.2. Conclusion

Au vu du graphique, la série des débits maximaux journaliers suit la loi log normale.

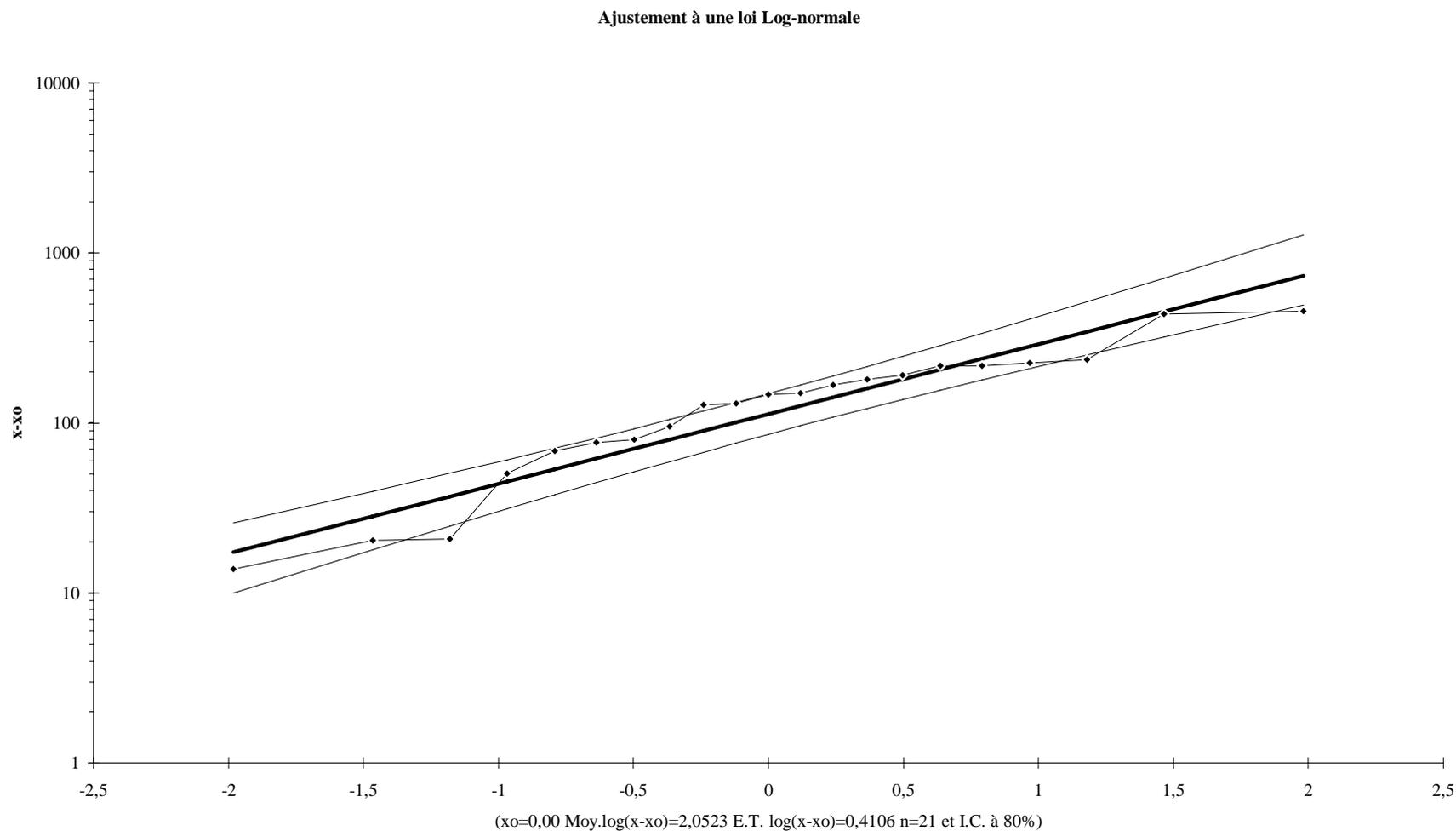


Figure.II.3 : Ajustement à la loi log-normale de la série des débits maximaux journaliers de la station de Medjez.

II.5.4. Ajustement des débits moyenne annuelle a la loi Log normale

Les séries annuelles de débits des rivières sont généralement et a priori considérées comme stationnaires, surtout du point de vue opérationnel. Néanmoins l'utilisation de tests statistiques variés, par exemple pour détecter une discontinuité des débits moyens, montre que cette hypothèse est souvent douteuse.

Test d'adéquation

Log normale (Maximum de vraisemblance)

Hypothèses

H0 : L'échantillon provient d'une loi Log normale

H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Log normale

Résultats

p-value SW = 0.86

Degrés de liberté : p = 0.9080

Conclusion

Nous pouvons accepter H0 au niveau de signification de 5 %

Tableau II.12: Ajustement de la série des débits moyens annuels à la loi de Gauss

		Ajustement à une loi de Gauss						
Taille n= 21		Moy=3,849 Ecart=2,225			I.C. à (en%)= 80%		U Gauss=1,2817	
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence		Valeur expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne Supérieure
			Variable expérimentale	réduite				
1,12	0,23	1	0,0238	-1,981	0,23	-0,56043233	-1,8550201	0,37516007
0,23	0,62	2	0,0714	-1,466	0,62	0,5872825	-0,4784652	1,38747538
5,54	1,12	3	0,1190	-1,180	1,12	1,22304047	0,27242766	1,95985834
3,65	1,72	4	0,1667	-0,967	1,72	1,69600955	0,82344635	2,39328431
0,62	1,72	5	0,2143	-0,791	1,72	2,08757535	1,27346764	2,75827374
3,05	1,87	6	0,2619	-0,637	1,87	2,43094345	1,66264587	3,08378684
4,54	3,05	7	0,3095	-0,497	3,05	2,74335622	2,01168248	3,3850107
8,6	3,06	8	0,3571	-0,366	3,06	3,03520189	2,33291275	3,67123222
1,72	3,21	9	0,4048	-0,241	3,21	3,31347348	2,63450606	3,94883743
3,06	3,65	10	0,4524	-0,119	3,65	3,58335213	2,92237824	4,22269457
1,72	3,77	11	0,5000	0,000	3,77	3,84904784	3,20119372	4,49690198
3,21	4,1	12	0,5476	0,119	4,1	4,11474311	3,47540067	4,775717
7,37	4,16	13	0,5952	0,241	4,16	4,38462175	3,74925781	5,06358918
4,63	4,54	14	0,6429	0,366	4,54	4,66289335	4,02686302	5,36518249
3,77	4,63	15	0,6905	0,497	4,63	4,95473902	4,31308454	5,68641276
5,62	5,48	16	0,7381	0,637	5,48	5,26715179	4,61430839	6,03544937
6,77	5,54	17	0,7857	0,791	5,54	5,61051989	4,93982149	6,4246276
5,48	5,62	18	0,8333	0,967	5,62	6,00208569	5,30481092	6,87464889
4,1	6,77	19	0,8810	1,180	6,77	6,47505477	5,7382369	7,42566758
4,16	7,37	20	0,9286	1,466	7,37	7,11081274	6,31061986	8,17656045
1,87	8,6	21	0,9762	1,981	8,6	8,25852757	7,32293517	9,55311538

Fréquence	U.Gauss	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.
0,9	1,282	6,7017621	5,94354568	7,69223073
0,95	1,645	7,51075723	6,6659639	8,65366666
0,98	2,054	8,42100835	7,4646454	9,749595
0,99	2,327	9,02772071	7,99118548	10,4858748
0,998	2,879	10,2556731	9,04726803	11,98567
0,999	3,091	10,7275525	9,45059477	12,56452

II.5.4.1. Résultats de l'ajustement à la loi de Gauss

Tableau II.13: Ajustement de la série des débits annuels à la loi de Gauss

T (ans)	F	Val théo.	Borne inf	Borne sup
10	0.9	6,7017621	5,94354568	7,69223073
20	0.95	7,51075723	6,6659639	8,65366666
50	0.98	8,42100835	7,4646454	9,749595
100	0.99	9,02772071	7,99118548	10,4858748
500	0.998	10,2556731	9,04726803	11,98567
1000	0.999	10,7275525	9,45059477	12,56452

II.5.4.2. Conclusion

Au vu du graphique, Les débits moyens annuels suivent la loi de Gauss.

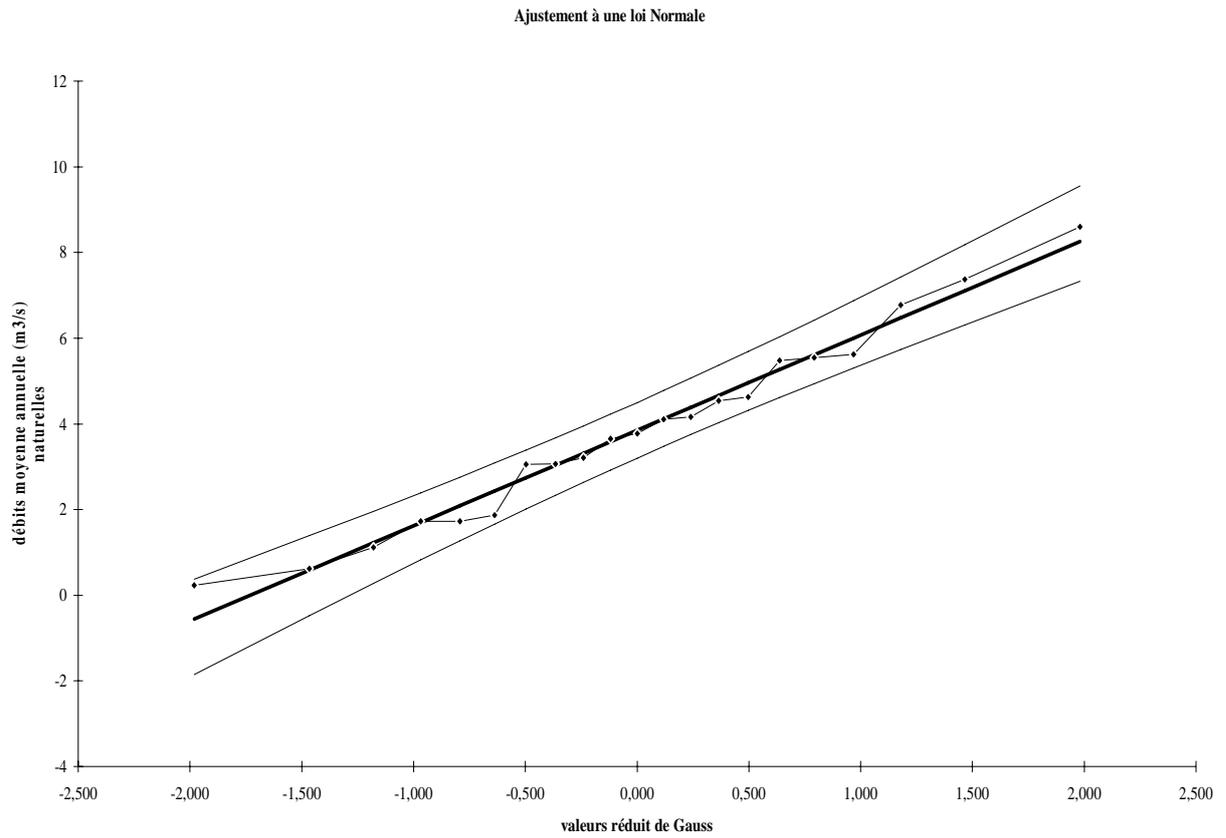


Figure.II.4 : Ajustement à la loi de Gauss de la série des débits annuels de la station de Medjez.

Chapitre III : Présentation de la méthode ACS

INTRODUCTION

Pour décrire exactement la dynamique d'un système complexe, il convient d'en connaître à tout moment les variables d'état : pression, température, vitesse d'écoulement. A l'heure actuelle, il est difficile d'établir précisément les structures de couplage entre toutes ces variables. Afin de surmonter ce problème, il existe une méthode consistant à assimiler le système étudié à une "boîte noire" dont on ignore le contenu et à en étudier le comportement : c'est " l'analyse systémique ". Ce type d'étude est donc une approche phénoménologique basée sur l'observation et l'expérience.

La finalité de cette analyse systémique réside dans la caractérisation du système par sa fonction de transfert, c'est-à-dire par le mécanisme qui modifie l'entrée pour la relier à une sortie par une relation de cause à effet. Cette fonction est appelée la réponse pulsionnelle du système.

Ces méthodes, développées au laboratoire souterrain de Moulis (France) pour les problèmes d'hydrogéologie par Mangin (1981, 1981a, 1981b, 1984) comprennent deux principaux types d'analyse : l'analyse corrélatoire et l'analyse spectrale soit de façon simple ou croisée.

Les analyses corrélatoire et spectrale des chroniques d'entrée et de sortie d'un système permettent d'obtenir des informations sur le fonctionnement de ce système, à partir de l'analyse de la structure de la totalité des chroniques de pluies et de débits. Le système karstique est assimilé à un filtre ; il reçoit des informations d'entrée qu'il va restituer en leur conservant la structure de départ de la pluie ou en les modifiant, leur donnant alors une autre organisation.

Dans un premier temps, il faudra donc analyser les informations contenues dans la chronique des débits (structure du signal de sortie). Il sera alors possible de détecter quelles informations sont conservées, éliminées ou modifiées. Enfin, une analyse pluie – débit (entrée – sortie) va nous permettre d'apprécier de quelle manière les informations d'entrée sont reproduites à la sortie (figure.III.1).

Pour plus de détail, le développement complet de la théorie est donné par Max (1980), Mangin (1984), Box et al. (1994) et Duan et al. (1998).

Cette approche a été utilisée le plus souvent pour l'étude de la réponse (débits des sources) des systèmes hydrogéologiques en milieux karstiques en France par Mangin

(1981, 1984), et Larocque et al (1998), au Maroc par Hsissou (1991, El Ouali (1992), et Bouchaou et al. (1995), et en Algérie par Abdesselam (1995). En outre, l'analyse corrélatoire et spectrale a été appliquée dans l'étude de la turbidité des eaux d'aquifère karstique. Bouchaou et al. (2002). Plus récemment, Riad (2003) dans son étude typologique de quelques bassins versants au Maroc a utilisé l'analyse corrélatoire et spectrale pour essayer de caractériser le comportement des écoulements superficiels vis-à-vis des pluies.

L'objectif est de montrer que cette approche peut être utilisée pour la compréhension et la caractérisation d'un système hydrologique en étudiant la réponse aux entrées pluies de l'écoulement global (souterrain et de surface) à l'aval.

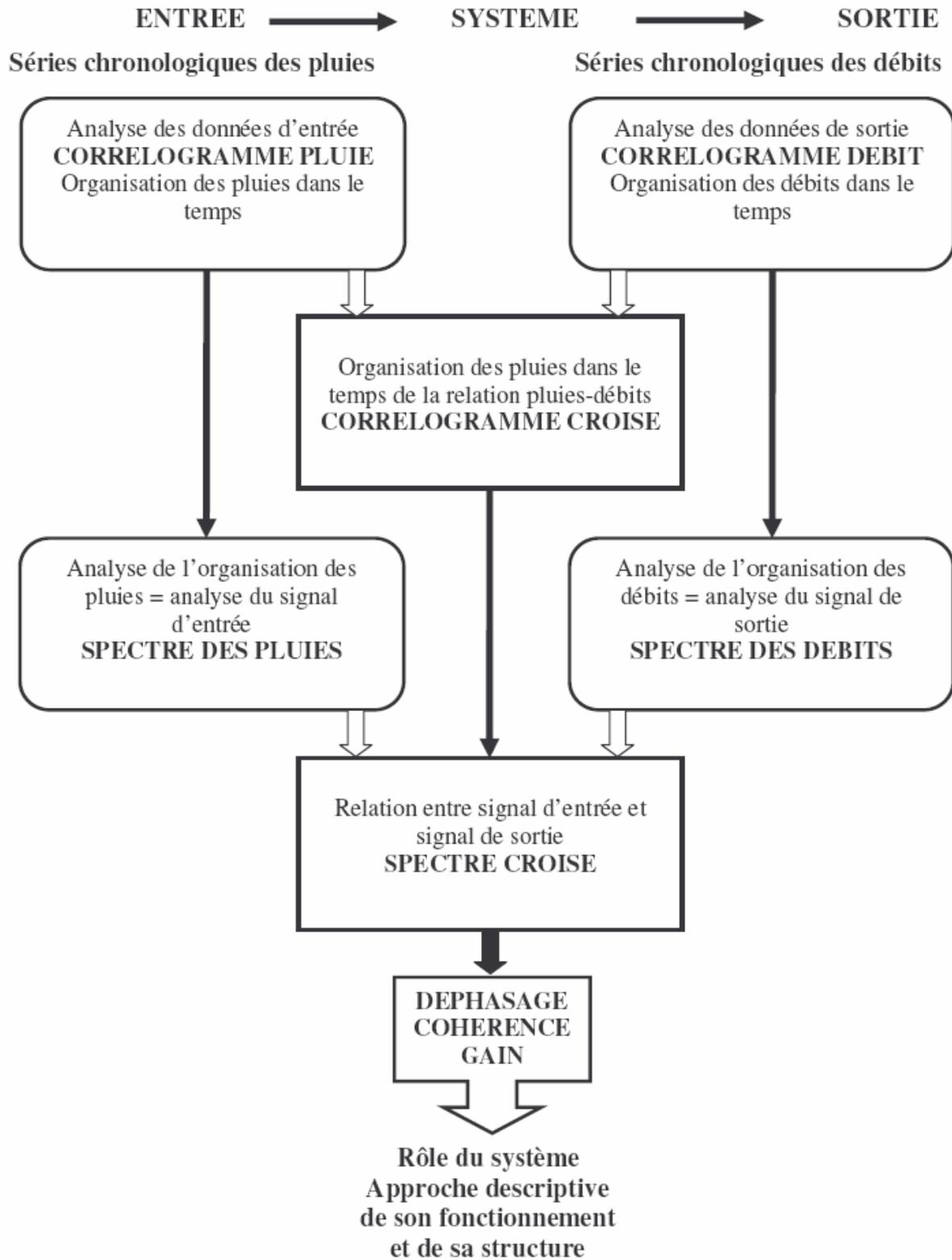


Figure.III.1 : Organigramme des analyses corrélatoire et spectrale montant les étapes de traitement de l'information hydrologique

III.1. METHODE

Les informations contenues dans les chroniques seront mises en évidence soit par rapport au temps (analyse dans le domaine temporel) soit par rapport à la fréquence (analyse dans le domaine fréquentiel).

III.2.1. Analyse dans le domaine temporel (Analyse corrélatoire)

L'analyse corrélatoire permet d'apprécier les informations contenues dans les chroniques (entrée ou sortie) par rapport au temps. Deux types d'analyses sont menées : le corrélogramme simple qui se rapporte à l'étude d'une seule chronique et le corrélogramme croisé qui se rapporte à l'étude de la sortie du système en fonction de l'entrée.

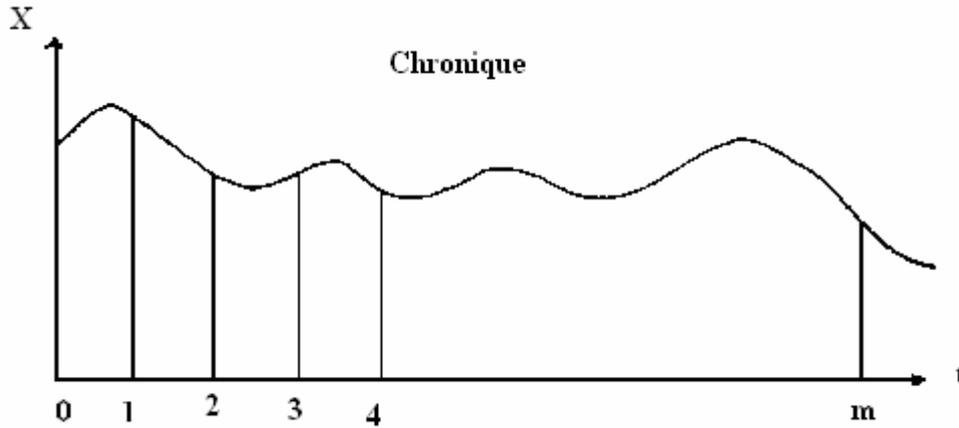
III.2.1.1. Corrélogramme simple

Il met en évidence la dépendance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands : il traduit, par conséquent, la mémoire du système étudié et le degré d'organisation du drainage. Analytiquement, le corrélogramme simple est la fonction d'autocorrélation d'une chronique finie où (r_k) est un coefficient de corrélation et (m) , troncature qui est la durée maximum pour le calcul des coefficients d'autocorrélation (figure III.2).

La troncature doit être sensiblement égale au tiers du nombre d'éléments de la période d'étude et aucun cas, être supérieure à la moitié. Le choix de celle - ci est fondée sur des principes semi - empiriques :

- pour $m > n/2$, les résultats ne sont pas corrects,
- pour $n/3 < m < n/2$, les résultats sont généralement faussés,
- pour $m < n/3$, les résultats sont corrects. (n : nombre d'observations)

Par exemple, si on veut étudier un cycle hydrologique, au pas de temps journalier, on pourra prendre $m = 125$.



$k = 1$	$k = 2$	$k = 3$...	$k = m$
x_0x_1	x_0x_2	x_0x_3	...	x_0x_m
x_1x_2	x_1x_3	x_1x_4	...	x_1x_{m+1}
x_2x_3	x_2x_4	x_2x_5	...	x_2x_{m+2}
...
...
r_1	r_2	r_3	...	r_m

$$r_k = \frac{C_k}{C_0}$$

$$C_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$$

Figure .III.2 : Expression analytique du corrélogramme simple

(A.Mangin, 1984)

Lorsqu'un corrélogramme tend rapidement vers zéro, il caractérise une succession d'événements indépendants les uns des autres. Le phénomène peut être considéré comme quasi aléatoire. En revanche, si la décroissance du corrélogramme est lente, elle caractérise des événements dépendants les uns des autres. Dans le cas des données hydrométriques, le corrélogramme montre la façon dont le système module le signal d'entrée. Si le corrélogramme décroît rapidement, le système module très peu le signal d'entrée : il est donc sans mémoire et de ce fait, il est bien drainé avec des réserves négligeables. Au contraire, si le corrélogramme décroît lentement, "l'effet mémoire" est important. Cet effet mémoire traduit, en terme d'hydrogéologie une régulation liée à l'importance des réserves.

L'effet mémoire est défini comme le temps, en jours, nécessaire pour que la valeur du corrélogramme soit inférieure à 0.2.

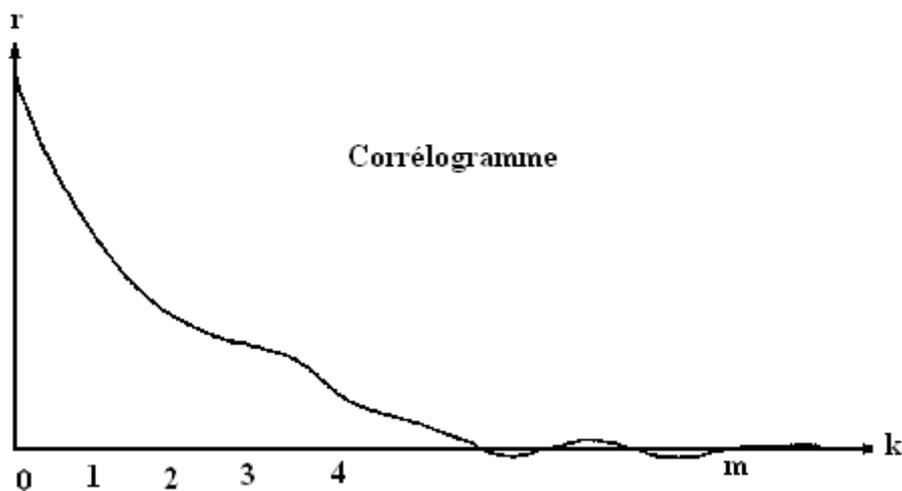


Figure .III.3 : Calcul du corrélogramme à partir d'une chronique

III.2.1.2. Corrélogramme croisé

C'est la fonction d'intercorrélation de deux chroniques finies. Il permet de voir la dépendance (intercorrélation) entre deux chroniques (entrée et sortie) avec un décalage des chroniques dans le temps de plus en plus grand (retard entrée – sortie).

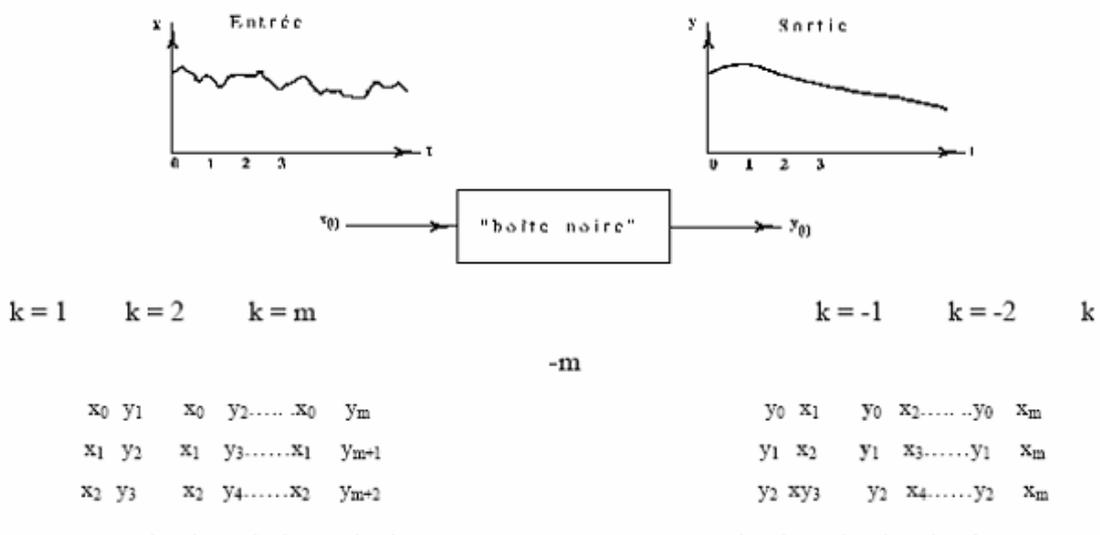
La figure (III.4) présente l'expression analytique du corrélogramme croisé. Lorsque la fonction d'entrée est une fonction purement aléatoire et que le système est linéaire (une forte pluie produit une forte crue), le corrélogramme croisé est la réponse pulsionnelle du système. Il donne une image de l'hydrogramme unitaire.

Lorsque le signal d'entrée est structuré, alors le corrélogramme croisé fera apparaître les Périodicités.

Par contre, si le corrélogramme croisé est symétrique, alors les processus choisis comme étant les entrées et les sorties peuvent être reliés par une même cause.

Un système à réponse rapide présente un hydrogramme unitaire étroit et pointu ; le corrélogramme croisé correspondant sera également pointu et peu étendu. Dans ce cas, la régulation est faible et donc on a peu de réserves.

Un corrélogramme croisé étalé caractérise un système qui module le signal d'entrée. Ce système possède des capacités de stockage importantes et ne répond pas directement par une impulsion à une excitation (figure III.5).



$$r_{-k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x \cdot S_y} \text{ avec :}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

$$r_{-k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x \cdot S_y} \text{ avec :}$$

$$C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_t - \bar{y})(x_{t+k} - \bar{x})$$

$$S_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2 \text{ et}$$

$$S_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (y_t - \bar{y})^2$$

Figure .III.4: Expression analytique du corrélogramme croisé

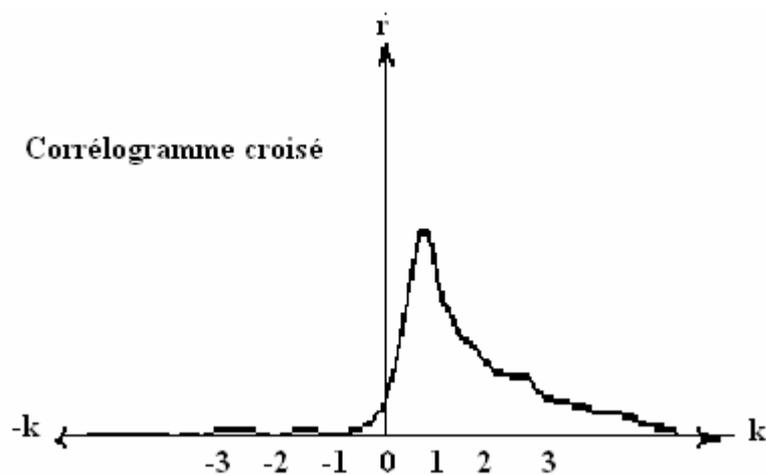


Figure .III.5 : Calcul du corrélogramme croisé

III.2.2 Analyse dans le domaine fréquentiel (Analyse spectrale)

Les analyses spectrales permettent de décomposer l'information par rapport aux fréquences. Deux analyses sont menées :

- Une analyse sur une seule chronique : le spectre de densité de variance,
- Une analyse de la sortie en fonction de l'entrée : le spectre croisé.

En combinant l'analyse spectrale simple et croisée, on obtient la fonction de cohérence et la fonction de gain.

III.2.2.1. Spectre de densité de variance

Le processus mis en jeu peut se comparer à un prisme qui séparerait les composantes du signal, dans le domaine fréquentiel, en leur attribuant à chacun une intensité propre, correspondant à une certaine quantité de variance. Il résulte, en fait, d'une application sur le corrélogramme de la transformer de Fourier; c'est-à-dire sa projection sur une fonction sinus ou cosinus. Le spectre permet d'étudier principalement les composantes périodiques du signal, car elles apparaissent comme des pics caractéristiques d'une certaine fréquence (figure III.7).

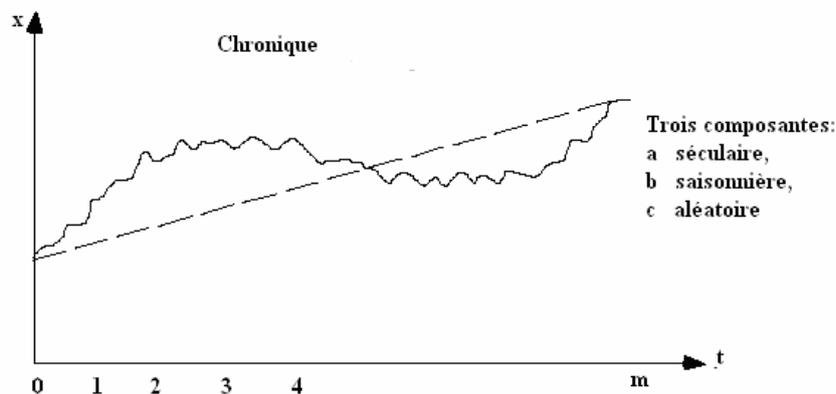


Figure .III.6: Spectre de densité de variance

$$\text{Var. totale} = \text{Var. a} + \text{Var. b} + \text{Var. c}$$

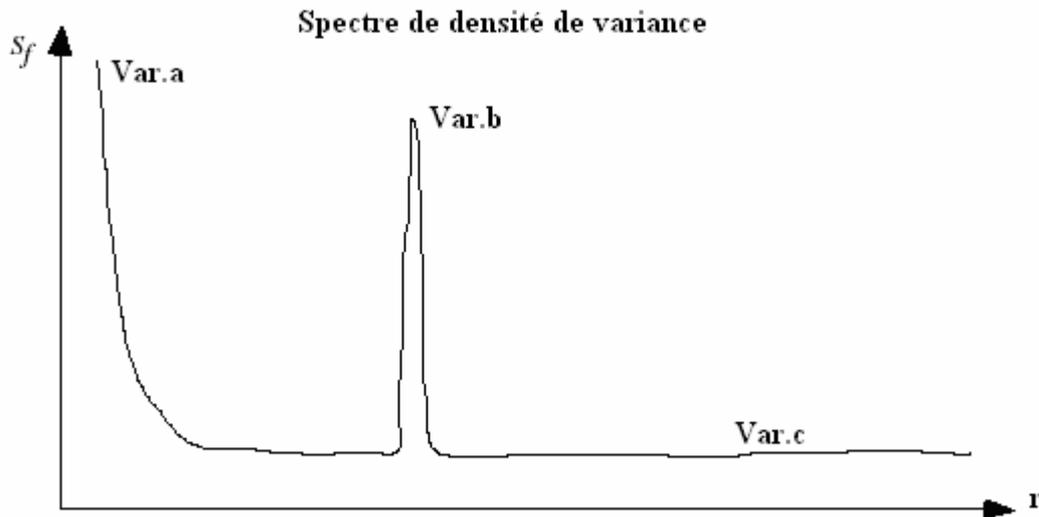


Figure .III.7: Calcul du spectre de densité de variance

(A.Mangin, 1984).

La décomposition de la variance totale dans le domaine fréquentiel est égale la transformée de Fourier du corrélogramme de la chronique

L'expression analytique du spectre de densité de variance s'écrit selon A. Mangin, 1981 de la manière suivante :

$$S_f = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^m D_k \cdot r_k \cdot \cos \cdot 2\pi f_k \right]$$

f : fréquence = $j / 2 m$. si le pas de temps est journalier $j = 0, 1, 2, 3, \dots, m$.

$k = 0, 1, 2, 3, 4, \dots, m$ si le pas de temps est journalier.

r_k : corrélogramme simple de la chronique.

D_k : un filtre de r_k nécessaire pour que la valeur estimée de S_f soit non biaisée. De nombreuses fonctions de pondération de D_k sont proposées : celle de Tukey s'est révélée la mieux adaptée :

$$D_k = (1 + \cos \Pi k / m) / 2$$

L'analyse spectrale consiste à déterminer la distribution de l'information fréquence par fréquence. Le spectre de densité de variance représente la décomposition de la variance totale dans le domaine fréquentiel. Il permet de mettre en évidence les composantes à long terme, saisonnières ou aléatoires.

A partir du spectre, on calcule le temps de régulation du système qui représente la durée d'influence du signal d'entrée. Ce paramètre hydrologique traduit donc l'inertie du système (en relation avec l'importance des réserves, mais aussi de la fluctuation de leur drainage). Ce temps de régulation s'obtient en divisant la valeur maximale du spectre correspondant à la fréquence nulle) par 2.

La fréquence de coupure F_c est définie comme la fréquence à partir de laquelle les informations liées à la fonction d'entrée du système sont filtrées. Sa valeur est la fréquence à partir de laquelle le spectre est nul ou négligeable. Selon la valeur de F_c , la bande spectrale sera plus ou moins large :

- Un système à bande spectrale large ($F_c > 0.2$) modifie très peu les informations contenues dans le signal d'entrée,
- Un système à bande spectrale large ($F_c < 0.2$) modifie la plupart des informations contenues dans le signal d'entrée.

Le corrélogramme sera utilisé donc dans un premier temps pour détecter un phénomène structuré ou aléatoire du signal; alors que le spectre de densité de variance fournira les périodes des phénomènes aléatoires.

III.2.2.2.Spectre croisé

Le spectre croisé est la transformée de Fourier du corrélogramme croisé.

Le spectre croisé est un nombre complexe défini par deux fonctions : la fonction d'amplitude et la fonction de phase.

III.2.2.2.1. Fonction d'amplitude

Représente la répartition de la covariance entre l'entrée (x) et la sortie (y) pour différentes fréquences. Elle met en évidence les domaines fréquentiels pour lesquels la relation entrée – sortie existe. Elle permet, en se référant au spectre simple du signal d'entrée, de présenter la manière dont la fonction d'entrée a été modifiée par le système (figure III.9).

$$|S_{xy}(f)| = \sqrt{k_{xy}^2(f) + q_{xy}^2(f)}$$

Si $|S_{xy}(f)| = 0$ alors aucune information en provenance de la fonction d'entrée n'est décelée à la sortie et par conséquent l'interprétation des autres fonctions (fonction de phase, de cohérence et de gain) n'est plus significative.

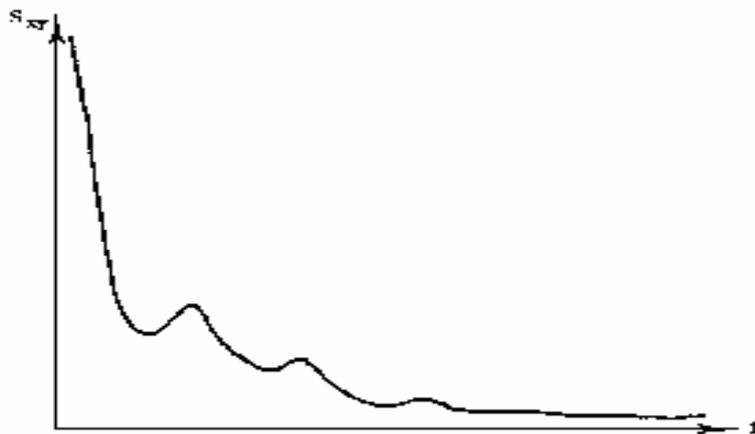


Figure .III.8: Calcul du Fonction d'amplitude

III.2.2.2.2. Fonction de phase

Exprime le déphasage entrée–sortie pour chaque fréquence. Le déphasage peut être calculé à partir de l'expression suivante : (figure III.10).

$$\psi = \theta_{xy} / 2 \Pi f$$

Où :

ψ : déphasage entrée – sortie en jours

θ_{xy} : valeur de la fonction de phase pour la fréquence de coupure

f : fréquence de coupure.

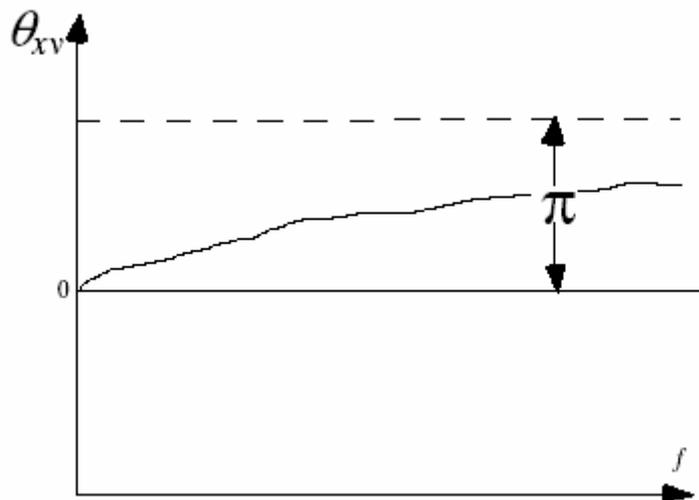


Figure .III.9: Calcul du Fonction de phase

III.2.2.3.Fonction de cohérence et de gain

III.2.2.3.1. La fonction de cohérence

Définit la corrélation entre les événements à l'entrée du système et ceux observés à la sortie (A. Mangin, 1981). Elle est définie comme le rapport de la covariance entrée – sortie sur la racine carrée du produit des variances de l'entrée et de la sortie. Son expression est la suivante :

$$C_{x,y} = \text{Covar.}_{xy} / \sqrt{\text{Var}(x) \cdot \text{Var}(y)} = S_{xy}(f) / \sqrt{S_x(f) \cdot S_y(f)}$$

Où :

$S_{x,y} (f)$: fonction d'amplitude croisé,

$S_x (f)$: spectre de la fonction d'entrée,

$S_y (f)$: spectre de la fonction de sortie.

Cette fonction exprime la liaison entrée-sortie ainsi que la linéarité de cette relation. En hydrologie, une bonne linéarité d'un système hydrologique est expliquée par le fait qu'une forte pluie engendre une forte crue, à l'inverse d'un système non linéaire où une forte pluie ne se manifeste pas par une forte crue mais par une importante mise en réserve (figure III.11).

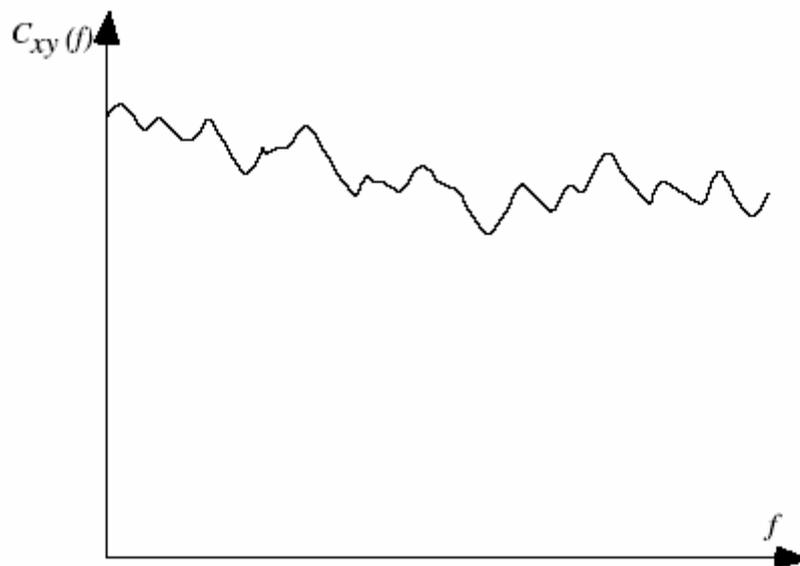


Figure .III.10: fonction de cohérence

III.2.2.3.2. La fonction de gain

Fournit une estimation de l'amplification ou de l'atténuation du signal d'entrée. Ainsi, au niveau des systèmes hydrologiques, le gain inférieur à 1 (atténuation) pour les hautes fréquences correspond à une mise en réserve lors des crues ; le gain supérieur à 1 (amplification) pour les basses fréquences donne une idée sur le des stockage de ces réserves; cela signifie que sur les périodes non pluvieuses, il y a persistance d'un débit entretenu par les réserves du système. Alors qu'avec un signal atténué, plusieurs hypothèses peuvent être émises dont :

- mise en réserve de l'aquifère,
- forte évapotranspiration,
- existence de deux entrées du système.

La fonction de gain représente la régression dans le domaine fréquentiel entre l'entrée x et la sortie y . Son expression analytique est la suivante (A. Mangin, 1981) : (figure III.12)

$$R_{x,y}(f) = S_{xy}(f) / S_x(f)$$

Où :

$S_{xy}(f)$: fonction d'amplitude croisée,

$S_x(f)$: spectre de la fonction d'entrée.

Selon les données disponibles et les objectifs de l'étude, l'analyse corrélatrice et spectrale sera appliquée sur le court et / ou le long terme.

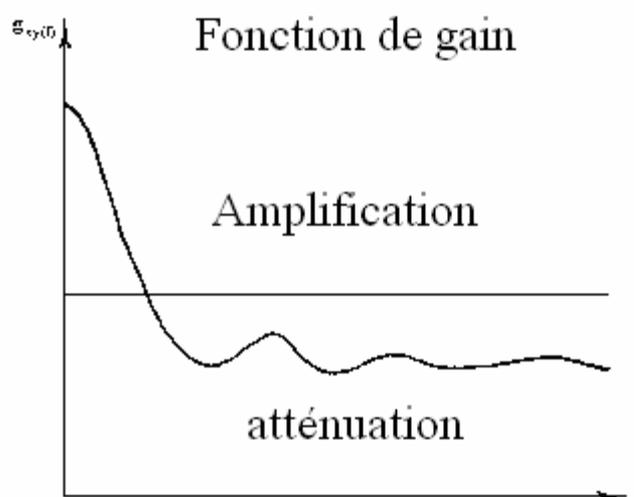


Figure.III.11: fonction de gain

III.3. Emploi du Corrélogramme et du Spectre ; Problème de la Stationnarité

Le corrélogramme met en évidence la dépendance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands ; il traduit par conséquent la mémoire du système. En effet, plus un événement, pris à un instant donné, aura une influence à long terme plus lente sera la décroissance du corrélogramme.

L'approche spectrale est duale de l'approche corrélatrice ; elle exprime dans le domaine fréquentiel ce dont le corrélogramme rend compte dans le domaine temporel. Mais le fait de repérer les phénomènes par rapport aux fréquences facilite souvent l'interprétation. En outre, la décomposition de la variance est parfois plus explicite que l'évaluation de la dépendance des valeurs entre elles. L'objet de la méthode étant, comme cela a été souligné, descriptif, la condition de la stationnarité des séries chronologiques ne rentre pas en ligne de compte. Cette non stationnarité est due essentiellement au caractère saisonnier des séries chronologiques traitées en hydrologie. Malgré tout le choix de t_0 temps à partir duquel est analysée la chronique, n'est pas sans conséquence sur les résultats obtenus. C'est pourquoi, il a été systématiquement pris comme temps t_0 le point de départ d'un cycle hydrologique. En conséquence, on sera obligé de travailler non sur des années civiles, mais sur des cycles.

Enfin, il faut mentionner que si l'on étudie, sur une période relativement courte (quelques mois), une chronique très longue (plusieurs années), le caractère saisonnier perd de son influence.

Chapitre IV : Application de logiciel (STOCHASTOS) et interprétation des résultats

IV.1. INTRODUCTION

L'étude des systèmes hydrologiques se traduit souvent par l'obtention de chroniques de données relatives aux pluies et aux débits. L'analyse de ces chroniques peut être réalisée, et a des fins très différentes. Pour les systèmes hydrologiques de surface, elle est presque toujours orientée vers la prévision et se fonde. Soit sur une approche statistique (voir notamment : Wallis 1972 ; Jackson, 1956 ; Rodriguais, 1971 ; Yevjevich, 1972 ; Hurst, 1951 ;), soit sur des modèles tel que modèle de Sherman (Sherman, 1941) ; modèle de Dooge, (Dooge, 1980) ; modèle de Nash (Nash, 1959) ; modèle de Girard, (Girard, 1959 ; modèle de Roche, (Roche, 1970 ; modèle de Jacquet, (Jacquet ; 1971).

Pour les systèmes karstiques, l'établissement de prévisions constitue, à l'heure actuelle, un objectif moins immédiat, leur structure et leur fonctionnement posant encore de nombreux problèmes. En effet à la différence des systèmes de surface, l'observation directe y est rarement possible. Et lorsque c'est le cas, elle est toujours partielle. C'est pourquoi, les séries chronologiques vont représenter avant tout des données fondamentales permettant de caractériser la structure et le fonctionnement de ce type d'aquifère. Il convient donc d'orienter leur analyse vers une description, ce qui élimine le caractère inférence auquel on avait habituellement recours dans leur étude.

Des travaux ont déjà été réalisés dans ces sens, comme l'analyse des courbes de récession ou celle des débits classés (Mangin, 1975) ; bien qu'elles aient apporté des résultats intéressants, elles n'en sont pas moins insuffisantes, une faible partie seulement de l'information contenue dans les chroniques étant utilisée. Les méthodes à mettre en œuvre auront donc pour objectif une exploitation beaucoup plus complète de cette information.

IV.2. CHOIX DES DONNEES, DES CHRONIQUES ET DE LA PERIODE D'ANALYSE

Les données de base exploitées sont le débit moyen journalier et le total journalier de pluie. Ce choix tient au fait que si nous voulons établir des comparaisons sur un grand nombre d'exemples. Nous sommes obligés de faire appel à ce type de données qui la plupart du temps, sont les seules disponibles.

Dans ces conditions, la limite inférieure de la fenêtre d'observation est de 2 jours ; tout phénomène inférieur à cette période ne pouvant donc être étudié. Le choix de la limite supérieure dépend, quand à lui, du problème posé, des contraintes de calcul et du pas d'échantillonnage. Dans le cas présent cela conduit à deux types d'analyses.

1. Analyse à court terme

Le pas d'échantillonnage est de 1 jour et la limite supérieure fixée à 125 jours. Ce dernier choix est dicté par la comparaison que nous pouvons faire entre les cycles hydrologiques. En moyenne, ces cycles sont voisines de 365 jours, $n/3$ est donc de 122 jours. Comme ces cycles ne sont jamais inférieurs à 250 jours, nous restons dans les limites acceptables ($m < n/2$). Par ailleurs, pour faciliter les comparaisons, il a semblé préférable, bien que les cycles soient variables, de conserver toujours la même fenêtre d'observation. Enfin, comme l'hydrogramme unitaire a une durée toujours supérieure à 2 jours, le pas d'échantillonnage choisi est suffisant.

2. Analyse à long terme

Il est proposé de prendre pour borne supérieure de la fenêtre d'observation 1250 jours avec un pas d'échantillonnage limité à 10 jours.

En raison du choix de ces deux types d'analyses, la longueur minimale des chroniques est imposée : de l'ordre de 10 ans pour l'analyse à long terme, elle correspond au cycle hydrologique, pour l'analyse à court terme. Cependant, pour cette dernière, si l'on veut minimiser les effets saisonniers et avoir une idée d'un comportement moyen, nous avons tout intérêt à prendre la chronique la plus longue possible.

IV.3. INTERPRETATION DES RESULTANTS

La méthode d'analyse corrélatoire et spectrale a été appliquée à des systèmes hydrologiques de surface (oueds ou bassins versants) situés dans des contextes différents. L'analyse de ces systèmes est basée sur les données moyennes journalières des pluies et des débits enregistrées aux niveaux des stations hydrométriques pour une longue période d'enregistrement. L'analyse a été faite d'abord à court terme dont le pas d'échantillonnage est de 1 jour et la limite supérieure fixée à 125 jours, ce qui permet de mieux tenir compte du détail. Puis, à long terme dont il est proposé de prendre pour borne supérieure de la fenêtre d'observation 1250 jours avec un pas d'échantillonnage limité à 10 jours, pour la mise en évidence des cycles annuels.

Le traitement des chroniques des données a été réalisé en utilisant le logiciel STOCHASTOS (voir l'Annexe) qui a été développé pour réaliser le traitement de séries chronologiques ou climatologiques selon les méthodes mises au point au Laboratoire Souterrain du C.N.R.S de Moulis en France (D'Hulst, 1978).

IV.3.1. Analyse du signal d'entrée (Pluies)

- **Analyse à court terme**

L'analyse à court terme (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours) des pluies de l'oued K'sob à la station de Madjana se traduit par un corrélogramme qui décroît très rapidement et prend la valeur 0.2 au 5ème jour puis devient nul au 19ème jour (figure.IV.01).

L'effet mémoire est donc faible. La pluie ne présente pas de structure nette. Elle a un caractère quasi-aléatoire. Le corrélogramme de la pluie ne montre aucune variation cyclique. L'absence du cycle annuel de la pluie provient du fait que la période pluvieuse n'est pas synchrone d'un cycle à l'autre (Théorème d'échantillonnage de Shannon).

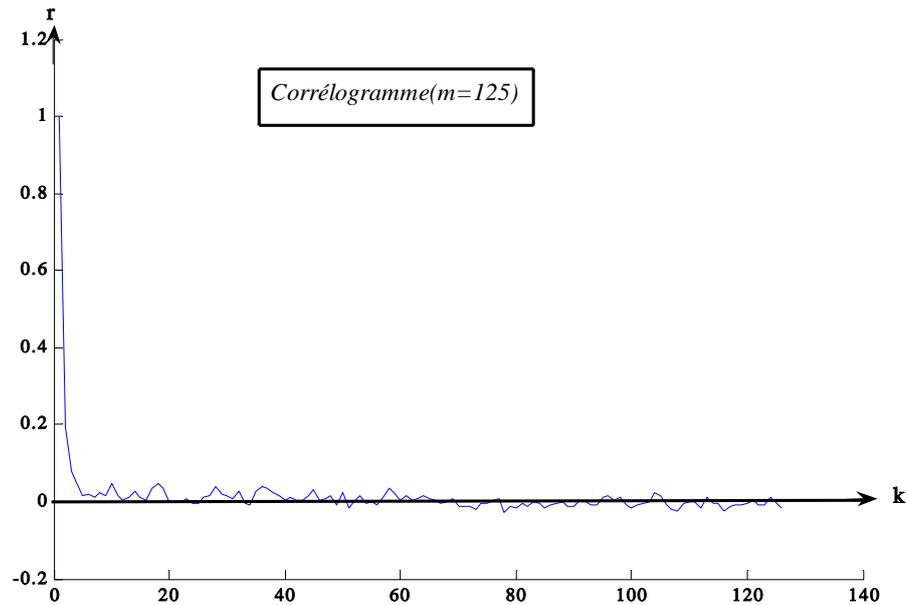


Figure.IV.01 : Corrélogrammes des pluies aux station de Madjana du 01/09/1973 au 31/08/1993.

Le spectre de densité de variance présente quelques pics voisins du bruit de fond. (figure.IV.03). et montre que la répartition des pluies est pratiquement monotone. En effet, de légères tendances apparaissent correspondant à des variations périodiques.

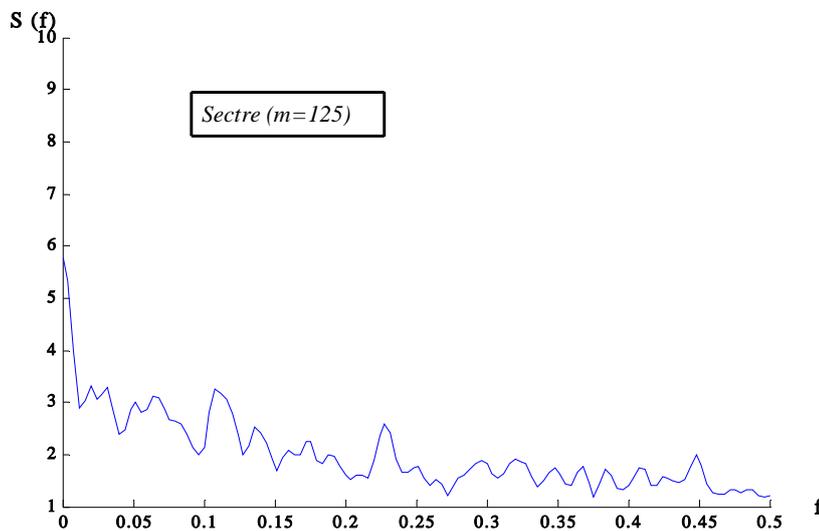


Figure.IV.03 : Spectre de la densité des pluies de station du Madjana

- **Analyse à long terme**

A long terme (fenêtre d'observation de 10 à 1250 jours), le corrélogramme des pluies est représenté par une fonction constante de valeur presque nulle. Le cycle annuel n'est pas marqué, donc aucune périodicité n'est décelable (figure.IV.10).

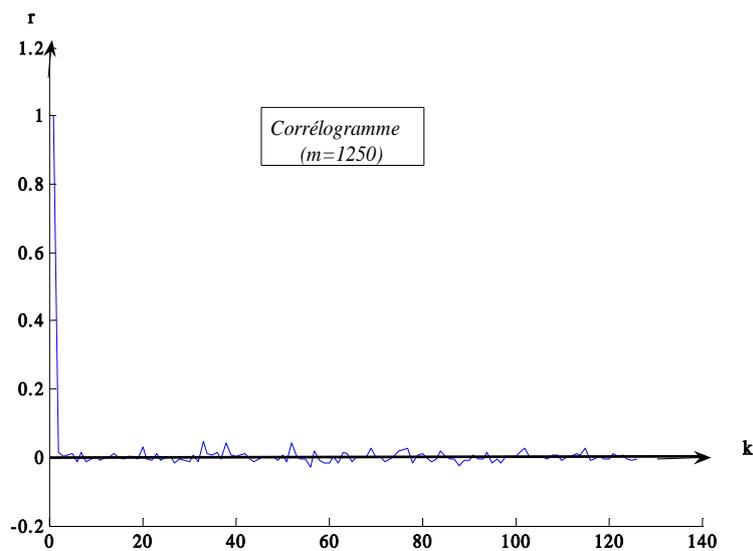


Figure.IV.10 : Corrélogrammes des pluies aux station de Madjana du 01/09/1973 au 31/08/1993

Le spectre de densité de variance ne montre aucun pic important que ce soit pour les basses ou les hautes fréquences. On peut considérer que la pluie dans cette région présente un caractère quasi-aléatoire (figure.IV.13).

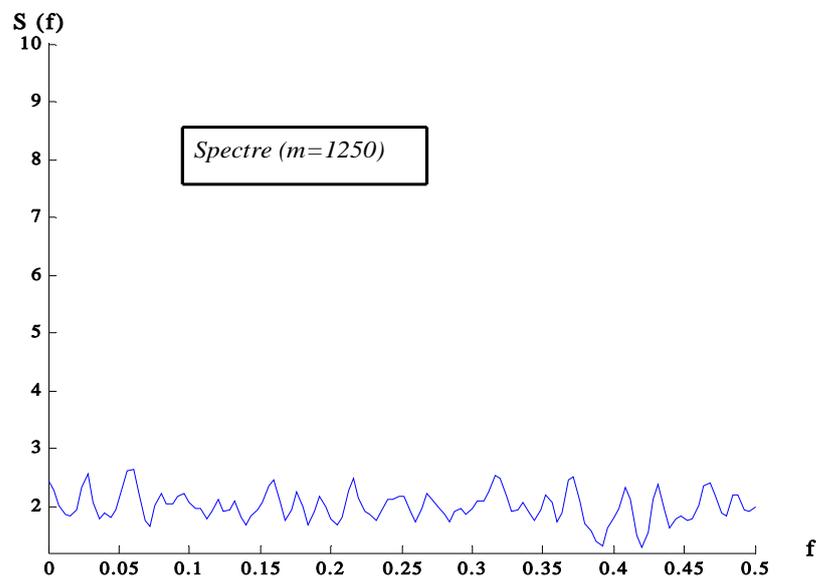


Figure.IV.13: Spectre de densité de variance des pluies de station du Madjana

IV.3.2. Analyse du signal sortir (débit)

- Analyse à court terme

A court terme (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours), le corrélogramme (figure.IV.02) décroît rapidement et atteint la valeur 0,2 au bout du 2^{ème} jour. Il est donc

sans mémoire et de ce fait il est bien drainé avec des réserves en eau négligeables. ce qui traduit l'importance des réserves du système étudié.

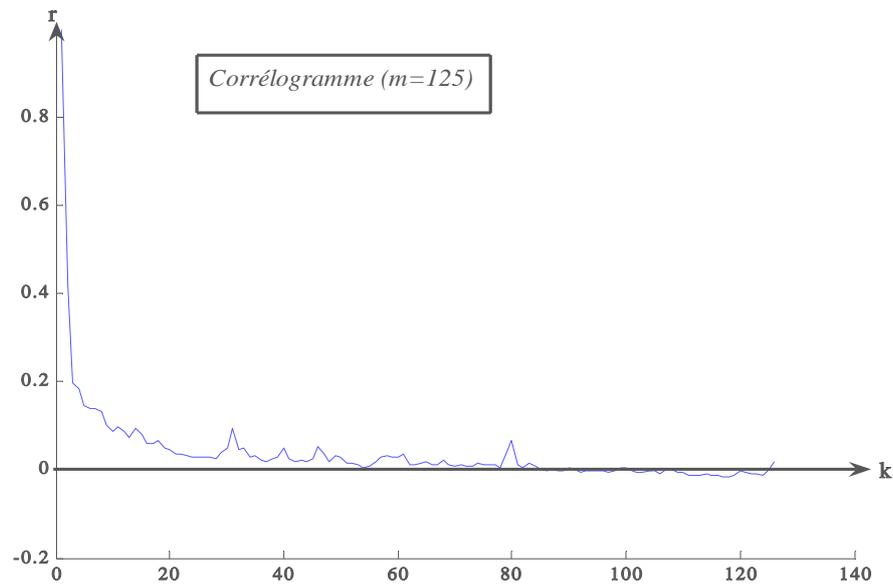


Figure.Iv.02 : Corrélogramme des débits aux station du Medjez du 01/09/1973 au 31/08/1993.

Le spectre de densité de variance confirme ce résultat et ne montre aucune tendance. La durée de l'influence de la pluie, représentée par le temps de régulation du système est de 7.5 jours, met en évidence alors la relative inertie du système. La fréquence de coupure F_c est de 0.484 par jour; avec une bande spectral large, c'est à dire que l'information contenue dans le signal d'entrée est peu modifiée par le système (figure.IV.04).

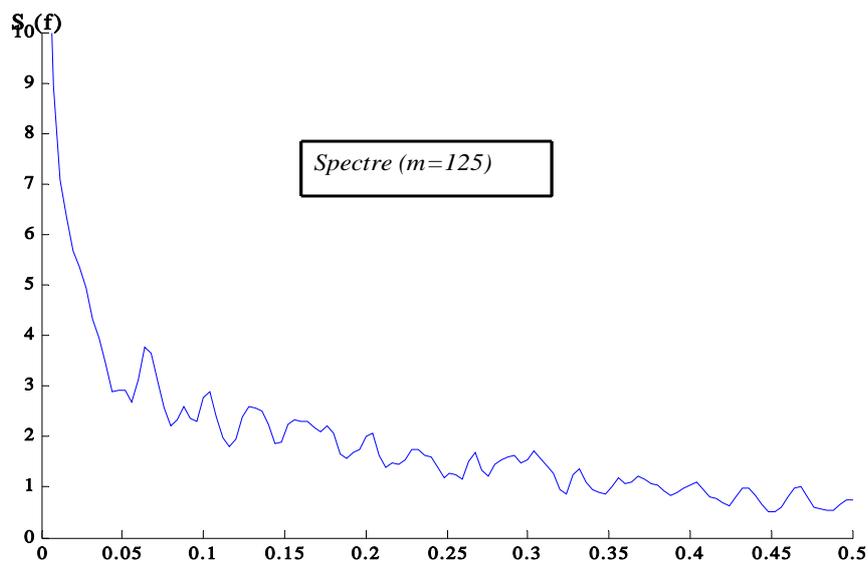


Figure.Iv.04 : Spectre de la densité de variance des débits de station du Medjez.

- Analyse à long terme

A long terme (fenêtre d'observation de 10 à 1250 jours), une décroissance très rapide du corrélogramme traduit un effet mémoire faible et mise en réserve souterraine nulle. (figure.IV.10).

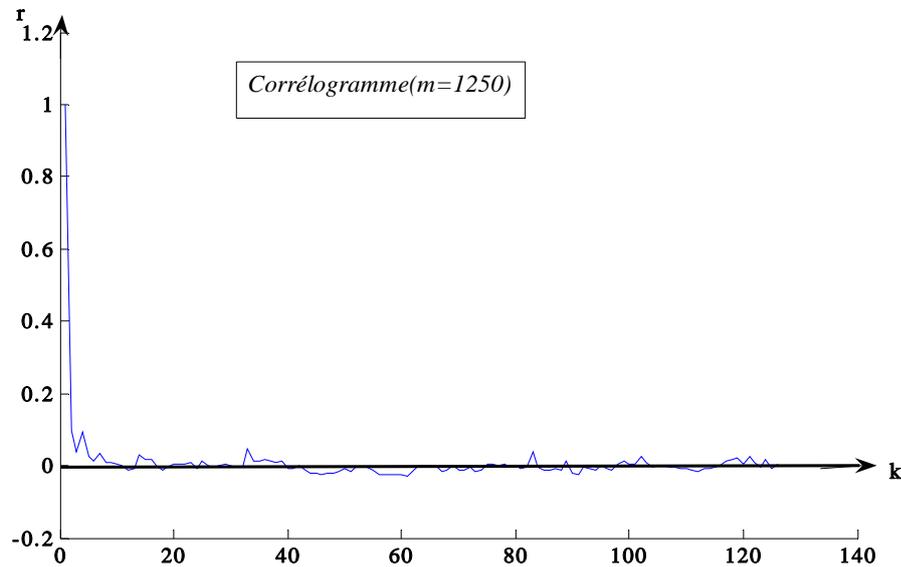


Figure.IV.11 : Coorélogramme des débit au station du Medjez du 01/09/1973 au 31/08/1993.

Le spectre montre des variations périodiques représentées par trois pics dont deux sont importants. Le pic de plus forte amplitude est centré sur 1250 jours (cycle annuel), le deuxième d'amplitude moyenne est centré sur 357.1 jours et le troisième de faible importance centré sur 166.7 jours (Figure.IV.12). C'est en effet pervers dû au fait que la saison des pluies arrive brutalement, le signal pluie est donc discontinu et dans ce cas le passage à la transformée de Fourier apparaît en début de spectre.

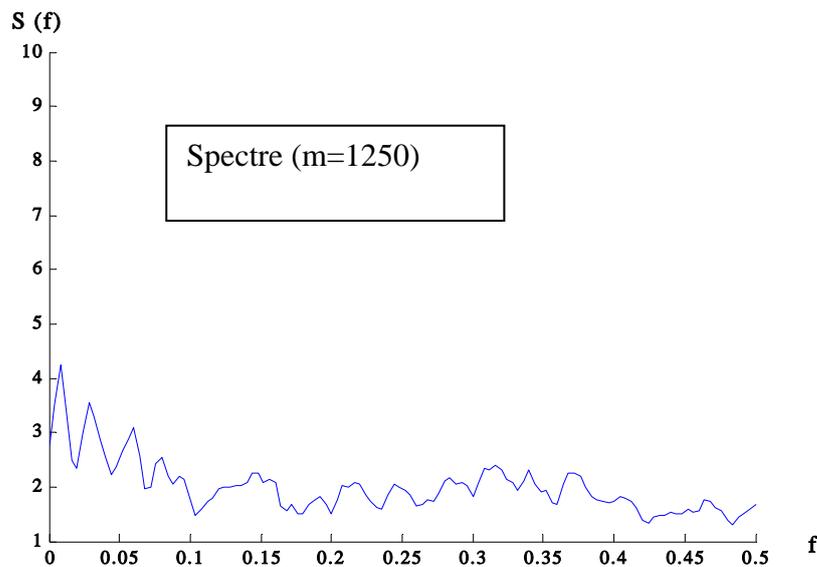


Figure.IV.12 : Spectre de la densité de variance des débits de station du Medjez

IV.3.2. Analyse croisée

L'analyse croisée permet d'étudier la relation pluie débit. Elle a été effectuée entre les pluies et les débits moyens journaliers enregistrés à la station de Medjez. La forme de corrélogramme croisé montre une partie de l'hydrogramme peu étalée pour les valeurs de $r < 0,1$ et une partie pour les valeurs de $r > 0,1$ où l'hydrogramme croît puis décroît rapidement. Ceci explique la réponse impulsionnelle du système. Par conséquent, le système de l'oued k'sob est le siège d'un écoulement de surface rapide (hydrogramme pointu) possédant un pouvoir régulateur faible, auquel s'ajoute un écoulement souterrain (hydrogramme relativement étalé) avec un pouvoir régulateur relativement important. A long terme, il montre des périodicités annuelles.

Et remarque que le corrélogramme il n'est pas symétrique cependant que processus choisis comme étant les entrées et les sorties il n'est pas reliés par une même cause (Figure.IV.05)

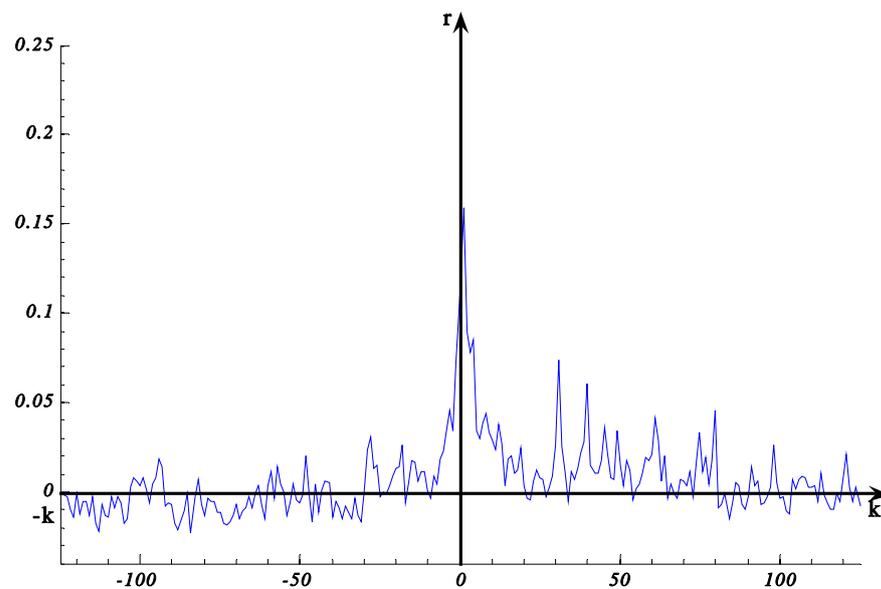


Figure.IV.05 : Corrélogramme croisé pluie-débit à station de Medjez du 01/09/1973 au 31/08/1993.

IV.3.3. Fonctions de cohérence et de gain

IV.3.3.1. Fonctions de cohérence

La fonction de cohérence exprime la linéarité de la relation pluie - débit. Pour la station de Medjez, Le coefficient de cohérence étant inférieur à 1 (Figure.IV.06), le bassin présentent de système non linéaire et indique que les sorties ne sont pas proportionnelles aux entrées.

Le système il ne pas linéaire est expliquée par le fait qu'une forte pluie ne correspond pas forcément une forte crue mais une forte mise en réserve.

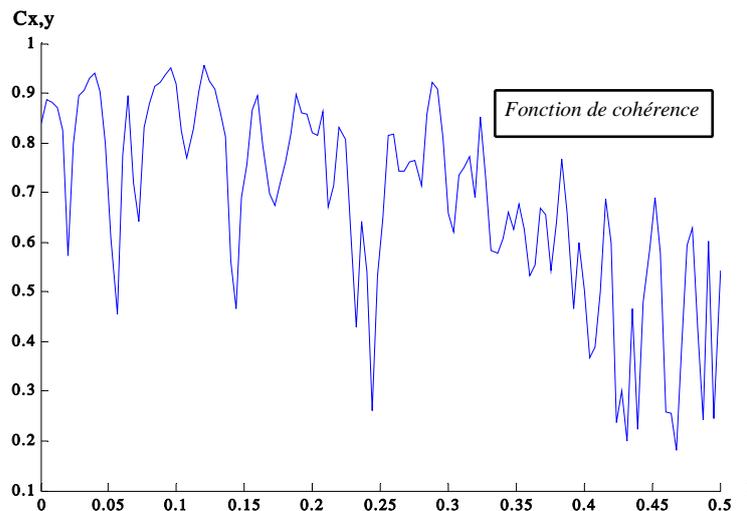


Figure.IV.06 : Fonction de cohérence de la station du Medjez pour la période de 1973 à 1993.

IV.3.3.1.1 Fonctions de gain

La fonction de gain donne une estimation de l'amplification ou de l'atténuation du signal d'entrée, donc de la façon dont la pluie est mise en réserve. Pour la station de Medjez (Figure.IV.07).L'atténuation du signal d'entrée est moins rapide. Le gain est inférieur à 1 dès que la fréquence devient supérieure à 0,055 (stockage). Pour les fréquences inférieures à 0,055, le signal d'entrée est très amplifié (déstockage des réserves). Alors qu'avec un signal atténué, plusieurs hypothèses peuvent être émises dont :

- mise en réserve de l'aquifère,
- forte évapotranspiration,
- existence de deux entrées du système.

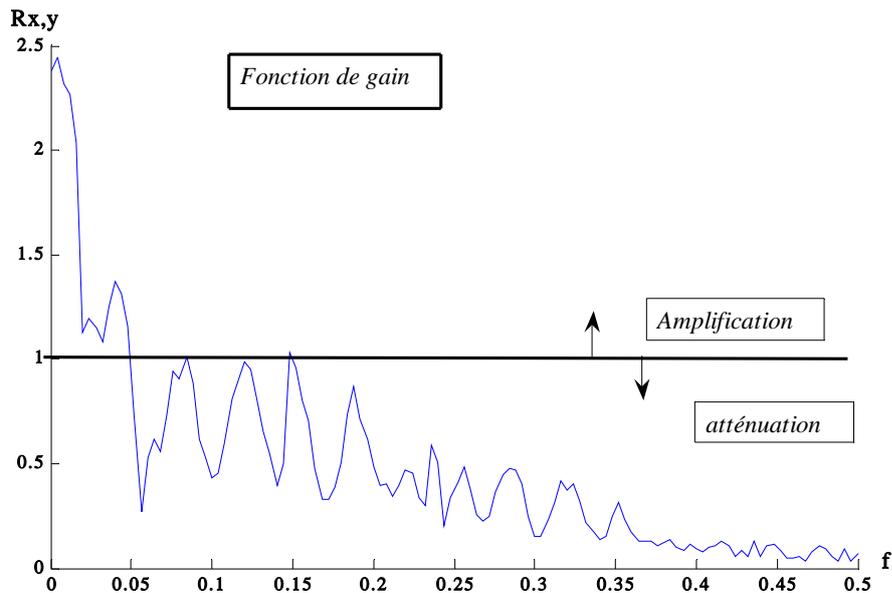


Figure.IV.07 : Fonction de gain de la station de Medjez pour le période de 1973 à 1993.

IV.3.4. Fonctions d'amplitude et de phase

IV.3.4. 1. Fonctions d'amplitude

La fonction d'amplitude montre l'importance des phénomènes de basses et moyennes fréquences dans la relation pluie - débit. Pour la station de Medjez la fréquence de coupure (F_c) est de ($0,292 > 0.2$) avec une bande spectrale large qui modifie les informations contenues dans le signal d'entrée, le système sont moins inertiel (Figure.IV.08).

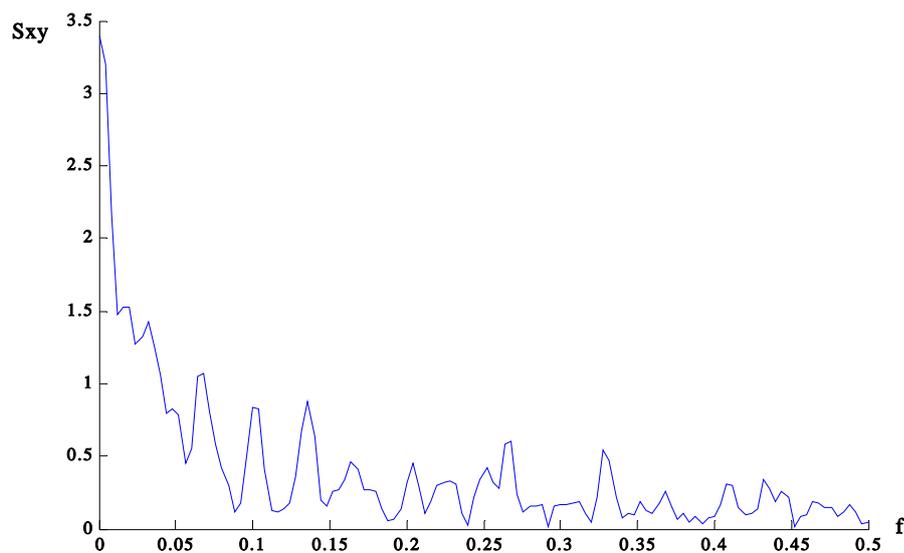


Figure.IV.08 : Variation au cours du temps de la fonction amplitude pour le station de Medjez

IV.3.4.2. Fonctions de phase

La fonction de phase détermine pour chaque fréquence le déphasage entre les pluies et les débits (figure.IV.09). Le temps de déphasage correspondant au système est de 6 jours.

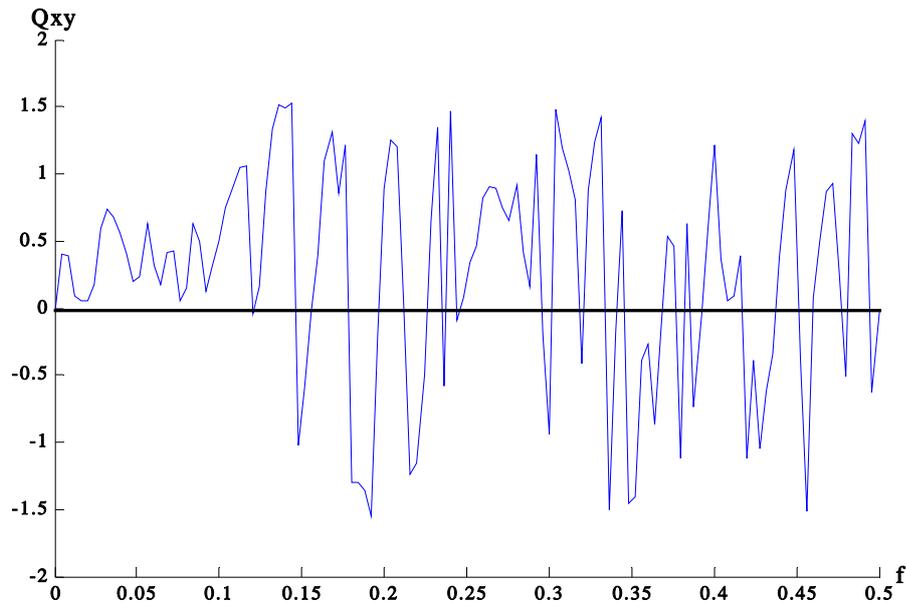


Figure.IV.09 : Evolution de la fonction de phase pour la station de Medjez.

IV.4. : DISCUSSION DES RESULTANT

L'application de la méthode des analyses corrélatoire et spectrale aux chroniques des débits et des pluies de différent système hydrologique de surface a permis de dégager les observations suivantes synthétisées dans le tableau (IV.1) suivant :

Tableau.IV.1: Résumé des résultats de l'ACS de bassin versant analysé

Bassin versant	Signal Pluie	Signal Débit	Analyse croisée		Conclusion
			P/Q		
			Fonction phase et cohérence	Fonction de Gain et l'amplitude	
K'sob	<ul style="list-style-type: none"> *Quasi aléatoire *Effet de mémoire faible. *Aucune périodicité. 	<ul style="list-style-type: none"> • peu étalé • pouvoir régulateur • aucune variation cyclique. • Modification de l'information d'entre (pluie). • $Tr=7.5$ j, $Fc=0.484$ 	<ul style="list-style-type: none"> • Système non linéaire. • Le temps de déphasage = 6 jours. 	<ul style="list-style-type: none"> • L'atténuation du signal d'entrée est moins rapide. • Atténuation pour $f>0.05$ • Amplification pour $f<0.05$. 	<p>Système avec une partie karstique en peu développée. (important parce que l'information contenue dans le signal d'entrée est peu modifié par le système, et bien drainée et sans mémoire).</p>

CONCLUSION GENERALE

Les méthodes d'analyses corrélatoire et spectrales ont été appliquées aux séries chronologiques des pluies et des débits. Elles permettent une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques, leur fonctionnement et leur structure. Ces sont des méthodes qui consistent à assimiler le système étudié à une « boîte noire » dont on ignore le contenu et à en étudier le contenu (analyse systémique). Ce type d'étude est donc une approche phénoménologique basée sur l'observation.

La finalité de cette analyse systémique réside dans la caractérisation du système par sa fonction de transfert ou par le mécanisme qui modifie l'entrée et la sortie par une relation de cause à effet. Cette fonction est la réponse impulsionnelle du système.

L'application de ces méthodes d'analyse sur le bassin versant du K'sob permet de conclure les éléments suivants

- Le bassin versant du K'sob a pour une effet, quasiment aléatoire sur les pluies.
- Le système ne contrôle qu'une composante de l'écoulement à savoir l'écoulement de surface et il possède en profondeur un système de drainage très développé, mais il reste toujours une quantité d'eau pour l'infiltration qui contribue à l'alimentation des réserves souterraines.
- Le système n'est pas karstique d'une manière importante parce que l'information contenue dans le signal d'entrée est peu modifiée par le système, et bien drainée et sans mémoire.
- La forme de l'hydrogramme unitaire pointue et très peu étalée et montre que le système présente en majorité des écoulements superficiels rapides (ruissellement) dus à la structure géologique hétérogène.

Les analyses corrélatoire et spectrale nous ont permis d'étudier le comportement de chacun des systèmes hydrologiques de surface étudiés d'un cycle à l'autre, d'estimer l'importance des réserves et d'examiner la relation pluie-débit.

Pour les systèmes hydrologiques de surface, cette connaissance est sans doute moins essentielle, mais nous pouvons souligner tout l'intérêt de cette méthode comme étape

Préliminaire à une modélisation. Tout modèle est, en effet, obligatoirement une approche simplifiée du problème à traiter ; il impose de ce fait des hypothèses simplificatrices qui sont généralement déterminées a priori. L'analyse proposée permet d'en orienter le choix à partir de l'étude des données elles-mêmes.

Il faut enfin souligner que ces analyses peuvent être utilisées, pour traiter d'autres paramètres que ceux envisagés ici, comme la température ou le chimisme des eaux. Dans ces conditions les analyses corrélatoire et spectrale représentent un puissant moyen d'investigation des systèmes hydrologiques.

BIBLIOGRAPHIE

- [1]. **Bois P.H., 1980.** Hydrologie générale. Inst. Polytech. Grenoble.
- [2]. **Bouanani A., Mania J., Bensalah M., Baba Hamed K., 2004.** Le comportement d'un système hydrologique en climat méditerranéen par l'analyse corrélatoire et spectrale des débits et des pluies : cas de trois sous- bassins sud méditerranéens (oueds Sebdou, Mouilah et Isser – Tafna- NW Algérie). Pub. Soumise, Rev. Sci. De l'eau.
- [3]. **D'hulst, D., 1978.** Manuel d'utilisation du logiciel STOCHASTOS version 3.0. Variables régionalisées et approche stochastique. C.N.R.S. Lab. Souterrain. Moulis. Saint Girons. 41 p.
- [4]. **Ghachi A., 1986.** Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie. Thèse. Doctorat. 3e.cycle. Ed. O.P.U. 508 p., 74 fig., 11 cartes.
- [5]. **Larocque M., Mangin A., Razack M. Et Banton O. 1998.** Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large karst aquifer.(Charente, France). Publ. Journal of hydrology, 205, pp. 217-231.
- [6]. **Mangin, A., 1971** - Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. Spéleo. 26, 2. pp. 283 - 329.
- [7]. **Mangin, A., 1974** - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. Spéleo. pp. 283 -332. 15 fig.
- [10]. **Mangin, A., 1981.** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstique. Troisième partie. Contribution et fonctionnement des aquifères karstiques. Ann. Spéleo., 30, 1, p. 21 – 124.
- [11]. **Mangin, A., 1981a.** Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, T.293, Série II, n°5, pp. 401-404.
- [12]. **Mangin, A., 1981b.** Apport des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, T.293, Série II, n°14, pp. 1011-1014.
- [13]. **Mangin, A., 1984.** Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, 67, pp. 25-43.

- [14]. **Max, M., 1980.** Méthodes et techniques de traitement du signal et application aux mesures physiques, 2ème édition ; Masson, Paris.25p
- [15]. **Verdeil, P., 1961.** Principes généraux de l'hydrologie des karsts. Mem. A.I.H. T IV. pp 94 - 98. 3 fig.
- [16]. **Refregier, P., (1993).** Théorie du signal - Signal Information Fluctuation. 278 p. Coll. Enseignement de la physique, Masson Ed.
- [17]. **Max, J., (1980).** Traitement du signal et applications aux mesures physiques. Principes et appareillages de traitement en temps réel. 379 p. *Paris, Masson Ed.*
- [18]. **Mangin, A., (1988).** Réflexion sur les mécanismes de l'infiltration dans les karsts à partir de l'exemple de Niaux (Ariège, France). *Bull. Centre d'Hydrogéol.* Neuchâtel, n°8, pp. 3-25.
- [19]. **Kunt, M.**Traitement numérique des signaux. 402 p. Dunod Ed.1981.
- [20]. **Laborde, J.P.** Eléments d'hydrologie de surface. Tome 2 : Critique et analyse statistique des données hydrologiques. *Ecol. Nat. Sup. de Géol. Appli/ Inst. Nat. Polytech. De Lorraine*, 95 p.1982.
- [21]. **Boutaleb, S., Hsissou, Y., Bouchaou, L., Mudry, J., Mania J. & Chauve, P.** Application des Analyses Corrélatoires et spectrales pour les systèmes hydrologiques de surface en zone semi-aride: cas de l'oued Issen (Haut Atlas Occidental, Maroc). *2ème Col. Int. Eau et Environnement, février 99, Fac. Sc. Agadir.*1999.
- [22]. **BENECRI, S.** Histoire et préhistoire de l'analyse des données.DUNOD. 58p
- [23]. **DAGNELIE, P,** Statistique théorique et appliquée.Tome 1, de Boeck Université, Bruxelles.66p.1998.
- [24].**LAMAS, J.** Hydrologie générale : principes et applications. GAETAN MORIN, Québec. 1985.
- [25].**BERTAUD, M, BERNARD, CH.** Initiation à la statique et aux probabilités.EYROLLES.PARIS.1980.
- [28].**RIAD, S,** typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles a partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc. Thèse doctorat. UNIVERSITE IBNOU ZOHR D'AGADIR.

PRESENTATION DE LOGICIEL : STOCHASTOS

I. Introduction

Le logiciel **STOCHASTOS** a été développé pour réaliser le traitement de séries chronologiques ou climatologiques selon les méthodes mises au point au laboratoire Souterrain du C.N.R.S. de moulis par Alain MANGIN.

Outre les analyses corrélatrice et spectrale, simples et croisées, et l'aspect descriptif de la géostatique (viogramme), il autorise une manipulation simple des données (saisie, tris, filtrages, etc.....

II. GUIDE SIMPLIFIE D'UTILISATION DU LOGICIEL STOSHASTOS

II.1. Vue d'ensemble sur les possibilités du logiciel

STOCHASTOS permet la saisie des données ainsi qu'une gestion simple de celles-ci : corrections, tris, changements de variables impressions, dessins...

Il est possible de créer des chroniques en entrant leur équation.

Il possède également une interface avec le logiciel de traitement de données STAT-ITCE.

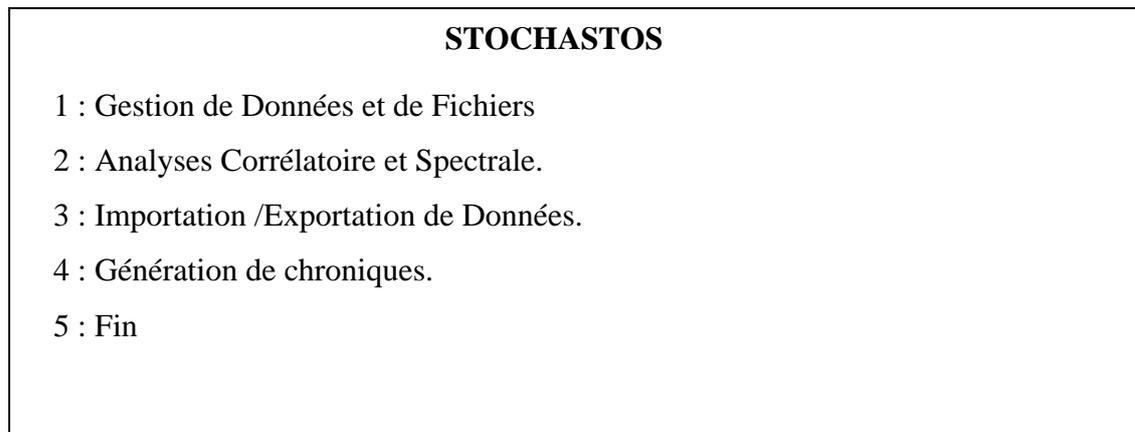
Il permet également de filtrer ces données : moyennes mobiles, différenciations, calcul de résidus, diverse sommes et moyennes (journalières, hebdomadaires, mensuelles)..., cette liste n'étant pas limitative, et devant être allongée au fur et à mesure de l'implémentation de nouveaux filtres et lissages.

Enfin, il autorise le traitement de ces données par les analyse corrélatrice et spectrale : corrélogramme et spectres, simples et croisés, calcul de gain et de cohérence.

II.2. Lancement du programme

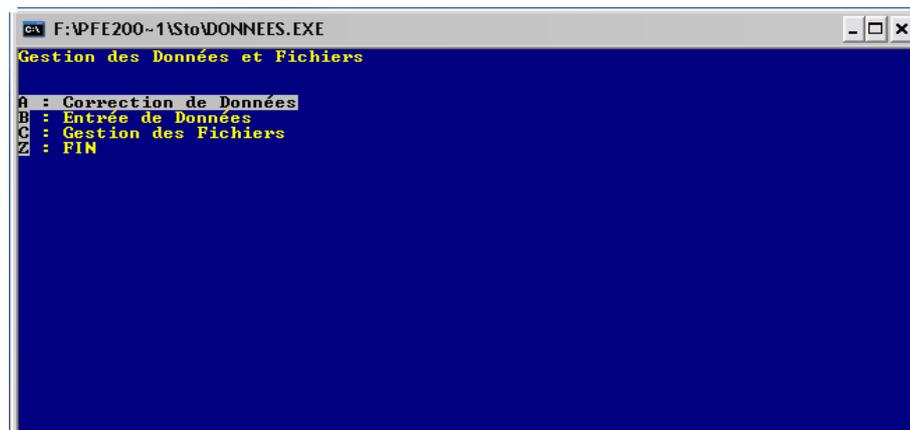
Pour démarrer STOCHASTOS taper STO, éventuellement suivi du chemin d'accès (Path) aux fichier de données, par ex. STO c:\DATA.

Il y a alors affichage de l'écran d'accueil, suivi du menu général :

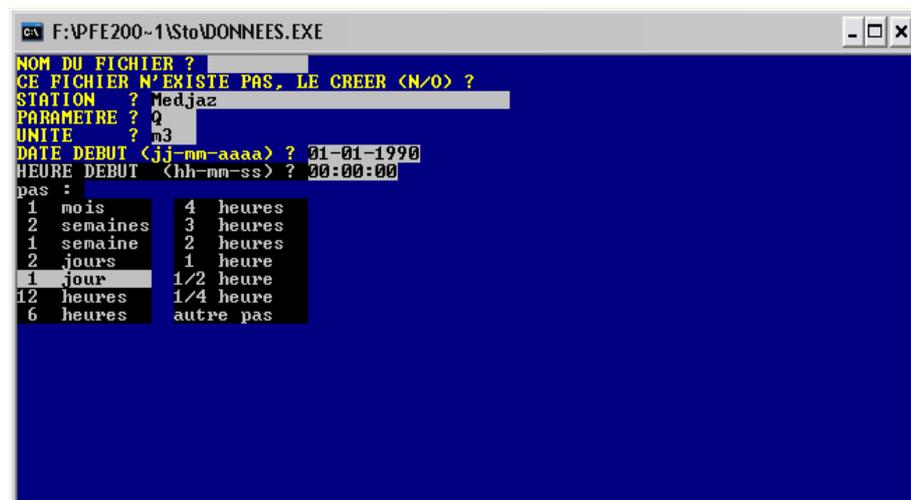
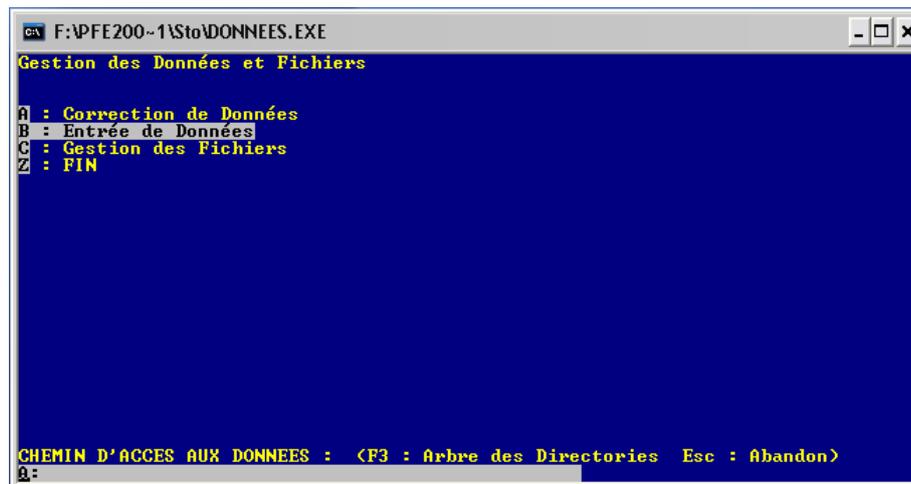


Choisir alors l'option désirée :

II.1.1 Gestion de Données et de Fichiers



1. Entrée de Données



2. Correction de Données

Le seconde choix du menu gestion de autorise la correction de données.

Après le nom du fichier, le logiciel demande la date de la valeur à corriger, en offrant par défaut celle de la valeur.

Il y a alors affichage d'un écran du type suivant, la valeur demandée étant sur la première ligne.

A chaque accès à un fichier, il y a affichage des caractéristiques de celui_ ci sous la forme suivante :

STATION

TYPE DE DONNEES

Paramètre (unité)

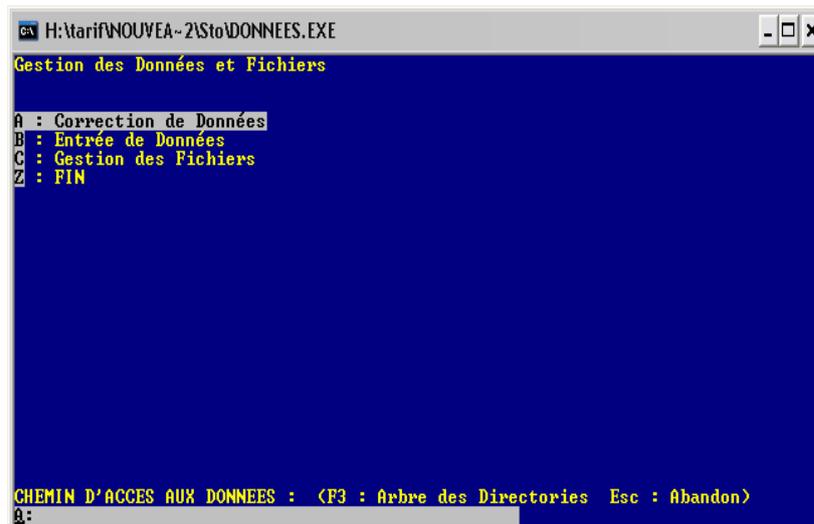
Nombre des valeurs du Date et heure début au Date et heure fin.

Pas de discrétisation

Moyenne

Variance

Valeur minimale Valeur maximale



```

c:\ H:\tarif\NOUVEA-2\Sto\DONNEES.EXE
Correction de Données
NOM DU FICHIER DE DONNEES ?QHUMIDE
Fichier : Qhumide
B.U. = 1330.000 km²
DONNEES BRUTES
356 valeurs du 01/09/1975 00:00:00 au 21/08/1976 00:00:00
pas des données : 1 jour(s)
Q (m3/s)
Moyenne : 1.747
Variance : 43.941
Min : 0.0300 Max : 102.8800
Date de la valeur à corriger : 01-09-1975
Heure : 00:00:00

```

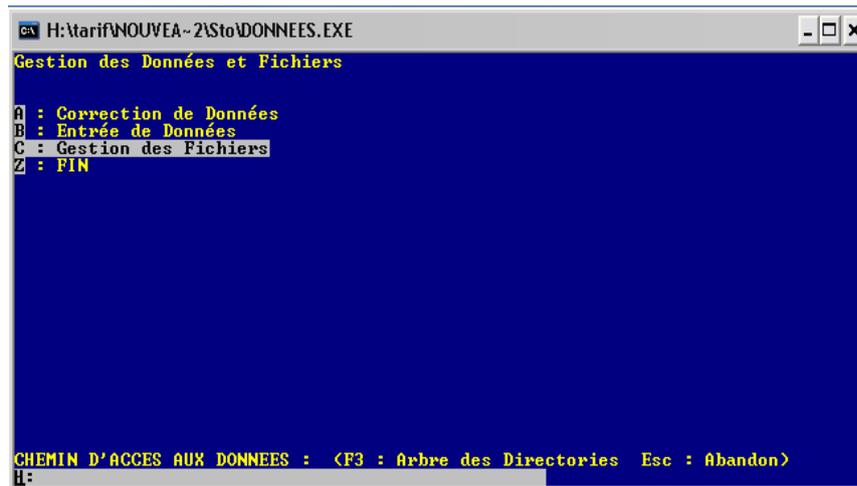
```

c:\ H:\tarif\NOUVEA-2\Sto\DONNEES.EXE
01/09/1975 00:00:00 0.200000
02/09/1975 00:00:00 0.120000
03/09/1975 00:00:00 0.120000
04/09/1975 00:00:00 0.030000
05/09/1975 00:00:00 0.030000
06/09/1975 00:00:00 0.030000
07/09/1975 00:00:00 0.030000
08/09/1975 00:00:00 0.030000
09/09/1975 00:00:00 27.140000
10/09/1975 00:00:00 18.140000
11/09/1975 00:00:00 1.030000
12/09/1975 00:00:00 0.310000
13/09/1975 00:00:00 0.220000
14/09/1975 00:00:00 0.080000
15/09/1975 00:00:00 0.300000
16/09/1975 00:00:00 0.110000
17/09/1975 00:00:00 0.040000
18/09/1975 00:00:00 0.040000
19/09/1975 00:00:00 0.040000
20/09/1975 00:00:00 0.370000
21/09/1975 00:00:00 0.590000
22/09/1975 00:00:00 0.370000
23/09/1975 00:00:00 0.250000
24/09/1975 00:00:00 1.850000
Esc : Sortie F2 : Sauve F7 : Recherche

```

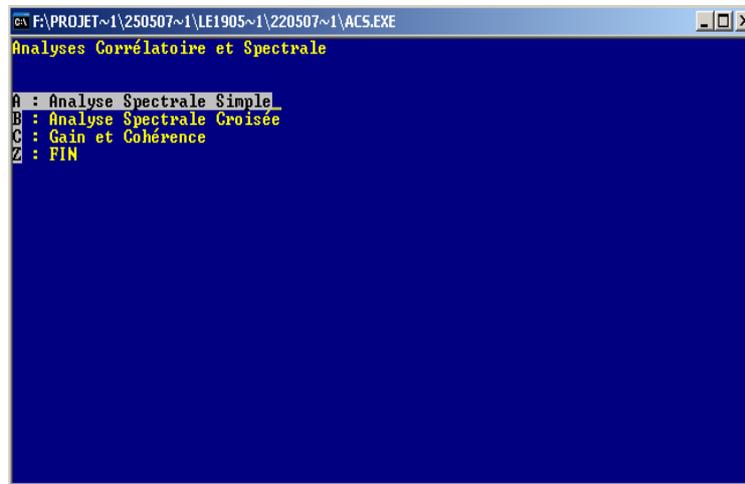
3. Gestion des Fichiers

La troisième option d'une menué gestion de données comporte quelques utilitaires de gestion des fichiers propres à STOCHASTOSE.



II.1.2. Analyse Corrélatoire et Spectrale

Nom du mode : ASC



```
CA F:\PROJET~1\250507~1\LE1905~1\220507~1\ACS.EXE
Analyses Corrélatoire et Spectrale

A : Analyse Spectrale Simple
B : Analyse Spectrale Croisée
C : Gain et Cohérence
Z : FIN
```

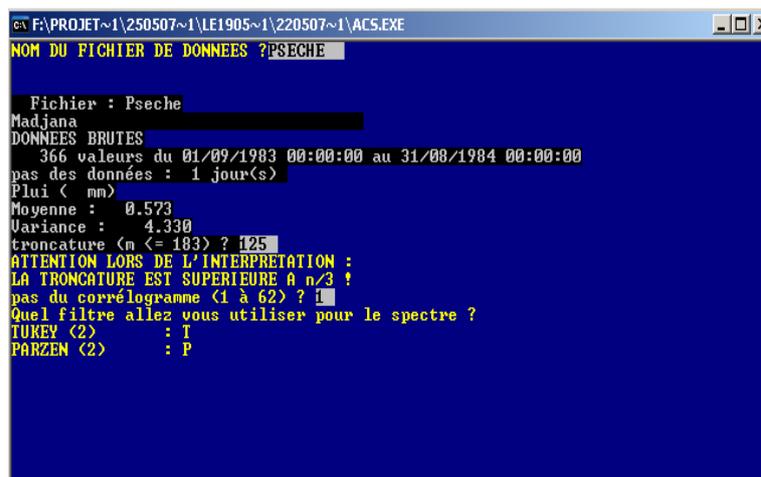
Ce module permet, au choix, d'effectuer les analyses :

II.1.2.1. Analyses Spectrale simple

Calcul et dessin des :

- Corrélogramme simple,
- Variogramme,
- Spectre simple.

Le spectre de densité pour S max de 12, et de 120 s'il y a un pic supérieur à 12.



```
CA F:\PROJET~1\250507~1\LE1905~1\220507~1\ACS.EXE
NOM DU FICHIER DE DONNEES ?PSECHE

Fichier : Pseche
Madjana
DONNEES BRUTES
366 valeurs du 01/09/1983 00:00:00 au 31/08/1984 00:00:00
pas des données : 1 jour(s)
Plui ( mm)
Moyenne : 0.573
Variance : 4.330
troncature (n <= 183) ? 125
ATTENTION LORS DE L'INTERPRETATION :
LA TRONCATURE EST SUPERIEURE A n/3 !
pas du corrélogramme (1 à 62) ? 1
Quel filtre allez vous utiliser pour le spectre ?
TUKEY (2) : I
PARZEN (2) : P
```

II.1.2.2. Analyses Spectrale croisée sur deux fichiers :

Sont calculés et dessinés :

- Corrélogramme croisé,
- Spectre croisé (fonction d'amplitude et de phase).

Des tests de vraisemblance sont réalisées sur :

- La concordance des fichiers d'entrée et de sortie (date et nombre de valeurs),
- La présence de lacunes,
- La concordance de la troncature (m) et du nombre de valeurs (n) :
 - m doit être obligatoirement inférieure à n/2,
 - Il y a avertissement si m est compris entre n/3 et n/2.

```

F:\PROJET~1\250507~1\LE1905~1\220507~1\ACS.EXE
7427 valeurs du 01/09/1973 00:00:00 au 31/12/1993 00:00:00
pas des données : 1 jour(s)
PLUI ( mm)
Moyenne : 0.000
Variance : 9.848
2° FICHIER :
NOM DU FICHIER DE DONNEES ?DEBITGLO

Fichier : DEBITGLO
Med.jez
DONNEES BRUTES
7427 valeurs du 01/09/1973 00:00:00 au 31/12/1993 00:00:00
pas des données : 1 jour(s)
debi (m3/s)
Moyenne : 0.055
Variance : 8.146
Min : 0.0000 Max : 56.5000
Min : 0.0000 Max : 102.8800
troncature (n <= 3713) ? 1050
pas du corrélogramme (1 à 625) ? 10
Que1 filtre allez vous utiliser pour le spectre ?
TUKEY (2) : T
PARZEN (2) : P
  
```

II.1.2.3. Analyse du Gain et de Cohérence

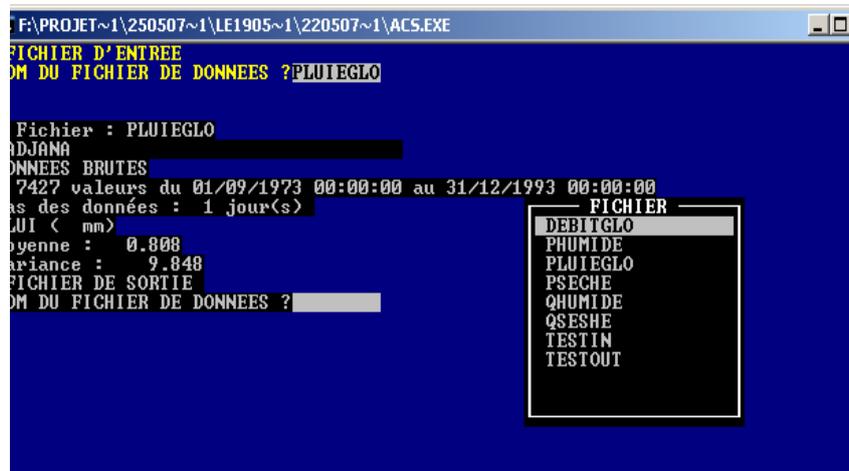
Sont calculés et dessinés :

- Les fonctions de Cohérence et de Gain ;

Il est indispensable qu'aient été calculés :

- Les spectres très simples de l'entrée et de la sortie,

- Le spectre croisé correspondant, avec des paramètres identiques (troncature, pas, filtre).



Ces paramètres, mémoires, dans les fichiers de résultats, sont vérifiés par le logiciel.

Après introduction du nom du fichier, les informations suivantes sont demandées (pour une analyse simple ou croisée)

Il faut entrer :

- La troncature (largeur de la fenêtre d'observation), en nombre de données ;
- Le maximum autorisé étant limité à la moitié de la longueur de la série,
- Le pas du corrélogramme, limité à la moitié de la longueur de la fenêtre précédemment demandée,
- Le filtre à utiliser pour le calcul du spectre.