

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Hassiba Benbouali de Chlef
Faculté de Génie Civil et d'Architecture
Département d'Hydraulique



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de
DOCTORAT EN SCIENCES

Spécialité : Hydraulique

Thème :

**Exploration de l'indicateur standardisé de précipitation à
l'aide d'une analyse statistique régionale
cas du bassin du Chélif-Zahrez**

Présenté par:
HABIBI Brahim

Soutenue devant le jury:

EZZIANE Karim	Professeur Université de Chlef (UHB)	Président
MEDDI Mohamed	Professeur E.N. Supérieure de l'Hydraulique Blida (ENSH)	Directeur de Thèse
REMAOUN Mohamed	Professeur Université de Chlef (UHB)	Co- Directeur de Thèse
HAMOUDI SAED Abdelamir	Professeur Université de Chlef (UHB)	Examineur
REMINI Boualem	Professeur Université de Blida (USD)	Examineur
ABDELBAKI Cherifa	MCA Université de Tlemcen (UAB)	Examineur

2017/2018

Remerciement

Je tiens à remercier mon directeur de recherche, monsieur **Mohamed MEDDI, professeur** à l'Ecole nationale supérieure de l'hydraulique (ENSH), qui a accepté non seulement de diriger ce travail de recherche mais aussi de l'encadrer de près et aussi pour l'assistance technique et morale qu'il m'a accordée durant ma recherche. Je le remercie également pour ses conseils judicieux. Il a su par ses idées, ses conseils, ses explications, ses critiques et son recul alimenter l'âme de ce travail de recherche.

Je tiens à remercier profondément **professeur Henny VAN LANEN** directeur de laboratoire de l'université de Wageningen Netherland, pour ses directives pertinentes et son aide lors de la recherche et de la révision de l'article. Je le remercie aussi pour l'accueille au laboratoire de l'université de Wageningen Netherland.

J'aimerais aussi remercier mon co-directeur de recherche, monsieur **REMAOUNE Mohamed, professeur** à l'université de chlef, pour ses directives pertinentes et son aide lors de la recherche et de la révision de thèse.

J'aimerais aussi remercier Monsieur le **Professeur SAAD Mohamed** pour leur collaboration et soutien.

Je tiens à remercier Monsieur le professeur **EZZIANE Karim**, université de Chlef, pour l'honneur qui me fait de présider le jury de ma soutenance ; je lui exprime toute ma gratitude.

J'adresse mes plus vifs remerciements aux membres du jury: le Professeur **REMINI Boualem**, université de Blida, le Professeur **SAAD Hamoudi**, université de Chlef, et **ABDELBAKI Cherifa** Maitre de conférences à l'université de Tlemcen, pour avoir accepté d'évaluer cette thèse.

Je désire adresser une marque tout particulière de ma gratitude au gens de L'ANRH (**S. MESSAOUDANE**), **département de math (GUERMAH Toufik)**, **hamid BRADAI et ABAIDIA Sofiane**) pour leur collaboration, soutien et la justesse des orientations qu'ils ont bien voulu me suggérer.

J'adresse également mes très sincères remerciements aux ingénieurs de L'Agence de Bassin Hydrographique Chélif-Zahrez, ainsi que je n'oublierai jamais leur soutien et l'apport en matière d'outils informatique si précieuse.

Enfin, j'aimerais remercier mes parents, à toute ma famille, mes frères, mes sœurs, mes oncles, mes tantes et tous mes amis de près et de loin.

J'adresse enfin ma reconnaissance la plus profonde à ma Mère, à mon père (Allah yarhmou), mais également à ma femme pour leur collaboration et soutien, et à toute ma petite famille (Meryem et Assai).

Habibi Brahim

TABLE DES MATIERES

	<i>i</i>
Abstract	<i>ii</i>
Résumé	<i>iii</i>
Liste des figures	<i>iv</i>
Liste des tableaux	<i>vii</i>
Liste des abréviations	<i>viii</i>
Introduction	1-5

Chapitre I: Recherche bibliographique

I.1. Problématique	6
I.2. Notion générale:	6
I.2.1. Définition de la sécheresse	6
I.2.2. Les types de la sécheresse	7
I.2.3. Les conséquences de la sécheresse sur la nature	9
I.3. Problématique de l'eau en Algérie	10
I.4. Historique de la sécheresse dans le monde	11
I.5. La problématique de la sécheresse	11
I.6. L'indice de sécheresse	20
I.6.1. L'indice de sécheresse standardisé (SPI)	20
I.6.2. Avantages et inconvénients selon WMO, (2012).....	22
I.6.2.1. Avantages	22
I.6.2.2. Inconvénients	22
I.6.3. Valeurs de l'indice de précipitations normalisé pour une période plus ou moins longue (WMO, 2012).....	22
I.6.3.1. Indice SPI sur 1 mois	22
I.6.3.2. Indice SPI sur 3 mois	23
I.6.3.3. Indice SPI sur 6 mois	23
I.6.3.4. Indice SPI sur 9 mois	23
I.6.3.5. Indice SPI sur 12 mois et jusqu'à 24 mois	23

I.6.4. Résumé des indicateurs et des indices	23
I.7. Chaines de Markov	25
I.7.1. Importance et méthodologie de méthode de chaines de Markov	25
I.7.2. Historiques	25
I.8. Tests Statistiques	26
I.8.1. Test de corrélation sur le rang (Lubes-Niel et al; 1998)	26
I.8.2. Statistique U de Buishand (Buishand, 1982)	28
I.8.3. Ellipse de Bois (Lubes-Niel et al; 1994)	29
I.8.4. Test de Pettitt (Pettitt, 1979; Servat et al; 1997)	29
I.8.5. Procédure de segmentation de Hubert (Hubert et al; 1993)	30
I.9. Analyse en composant principale (ACP)	30
I.9.1. Paramètres statistiques	31

Chapitre II: Caractéristique géographique e physiographique

II.1. Situation géographique	32
II.2. Hydrographie	33
II.3. Orographie	33
II.3.1. Le Système Tellien	33
II.3.2. Les Hautes Plaines steppiques	34
II.4. Caractéristiques physiographique	35
II.4.2. Superficie, Altitude et formes des unités hydrologiques	35
II.4.2.1. Superficie	35
II.4.2.2. Altitude moyenne	36
II.4.2.3. La forme de bassin:	39
II.4.2.4. L'indice de compacité (Kc)	39
II.4.2.5. Indice de pente et relief	40
II .5. Réseau hydrographique:	42
II.6. Densité de drainage	43
II.7 . Contexte climatique	44
II.7.1. Pluviométrie	44
II.7.2. Température	45
II.7.3. Evapotranspiration	46
II.8. Ressource en eau souterraine	47
II.9. Demande en eau agricole	48

II.9.1. Potentialité de sol irrigable dans le bassin d'étude.....	49
II. 10 Conclusion	50

Chapitre III: Analyse et traitement des données pluviométriques

III.1. Introduction	52
III.2. Acquisition des données et choix des stations.....	52
III.2.1. Caractéristiques du réseau pluviométrique.....	53
III.3. Caractéristiques statistiques des pluies moyennes annuelles	54
III.3.1. Cartographie des coefficients de variations.....	56
III.4. Variabilité des pluies moyenne annuelle	58
III.4.1. Etude de la tendance des précipitations moyenne annuelle.....	59
III.5. Méthodes statistiques de détections de ruptures utilisées.....	62
III.5.1. Test de Buishand à l'échelle annuelle :	63
III. 5.2. Discussion des résultants	64
III.6. Etude des régions homogène par ACP	65
III.7. Analyse fréquentielle des pluies	67
III.7.1. Tests de stationnarité et d'indépendance	67
III.7.2. Approche mathématique pour l'analyse fréquentielle	68
III.7.2.1.Constitution des échantillons.....	69
III.7.2.2. Estimation des paramètres des lois :.....	69
III.7.2.3. Critères d'évaluation des modèles et test statistique (Khi-Deux).....	69
III.7.2.4. Les modèles statistiques de l'analyse fréquentielle	70
III.7.3. Application et résultat.....	72
III.7.3.1. Comparaison des lissages des lois.....	72
III.8. Conclusion.....	74

Chapitre IV: Analyse spatial de la persistance de la sécheresse

IV.1. Introduction	76
IV.2. Etude de la persistance de la sécheresse.....	76
IV.2.1. Indice de précipitation standard (SPI) dans le bassin de Chélif-Zahrez	76
IV.2.2. Evolution de l'indice de précipitation standard (SPI) dans le bassin de Chélif Zahrez	77
IV.2.3. Analyse des paramètres descriptifs des séquences de sécheresse	79
IV. 2.3.1. Intensité des séquences de sécheresse	79

IV.2.3.2. Fréquence des séquences de sécheresse	80
IV. 2.3.3.Durée maximale des séquences de sécheresse	80
IV.3. Probabilités de transition de la sécheresse à l'aide de modèle de chaînes de Markov.....	81
IV.3.1. Le processus de Markov d'ordre 1.....	82
IV.3.2. Le processus de Markov d'ordre 2.....	84
IV.3.3. Probabilités de transition pour le 1er ordre et 2eme ordre	84
IV.3.4. Cartographie de probabilités de transition	86
IV.3.5. Variogramme de la matrice de transition	86
IV.3.5.1. Principaux modèles d'ajustement	87
IV.4. Cartographie des probabilités de transition	90
IV.5. Evolution de la distribution de probabilité de transition	94
IV.5.1. Simulation graphiquement	96
IV.6. Indice de sécheresse agricole	98
IV.6.1. Cartographie de l'indice de sécheresse agricole.....	99
IV.7. Conclusion.....	101

Chapitre V: Modélisation stochastique de la sécheresse

V.1. Introduction	103
V.2. Analyse en Ondelette de la pluie annuelle et la sécheresse	103
V.2.1. Relation entre la Pluviométrie et l'Oscillation Nord-Atlantique.....	103
V.2.2. Données et méthodes	105
V.2.2.1. Analyse en ondelettes	105
V.2.2.2. Transformation continue en ondelettes (CWT: Continuous Wavelet Transform)	106
V.2.3. Analyse en ondelettes sur les pluies, l'indice de la sècheresse SPI-12 et l'indice de NAO	107
V.3. Approche mathématique des modèles des séries temporelles	110
V.3.1. Série chronologique	111
V.3.2. Modèles des séries temporelles	111
V.3.2.1. Simple GMB (Geometric Brownian Motion).....	111
V.3.2.2.GBMAJ (Geometric Brownian Motion times series model with asymmetric Jumps).....	112

V.3.2.3. ...Univariate autoregressive models available AR1, AR2, APARCH, ARCH, ARMA, EGARCH and GARCH	112
V.3.2.3.1. APARCH (An Asymmetric Power Autoregressive Conditional Heteroskedasticity)	112
V.3.2.3.2. AR1 (An Autoregressive times series of order 01)	113
V.3.2.3.3. AR2 (An Autoregressive times series of order 02)	113
V.3.2.3.4. ARCH (An Autoregressive Conditional Heteroskedasticity times series of order 01).....	113
V.3.2.3.5. ARMA (p,q) (An Autoregressive moving average times series of order (1, 1))	114
V.3.2.3.6. EGARCH (An Exponential General Autoregressive Conditional Heteroskedasticity times series of order (1, 1)).....	114
V.3.2.3.7. GARCH (A Generalized Autoregressive Conditional Heteroskedasticity times series of order (1, 1)).....	115
V.3.2.4. Processus à moyenne mobile MA(q).....	115
V.3.2.4.1. MA1 (An Autoregressive moving average times series of order 1).115	
V.3.2.4.2. MA2 (An Autoregressive moving average times series of order 2).116	
V.3.3. Les critères de comparaisons	116
V.3.4. Estimation des paramètres	116
V.3.4.1. Maximum de vraisemblance.....	117
V.4. Résultat et discussion.....	118
V.4.1. Indicateur de performance	119
V.5. Prédiction de la sécheresse pour déférente périodes de retour	121
V.6. Conclusion.....	123
Conclusion générale	125
Références bibliographiques	127
Annexes	137

التغيرات المناخية	الأخيرة	وشبه	تتميز
هطول المياه السطحية،	التخزين	المياه.	مياه
تأثيرها	تحسين	الأحيان تلبية	المناخية
سيكون	المياه،	خطير	هطول
التوحيد القياسي (SPI)	تقسيم	الزمنية 65	جوية
51	(1960-2010).	فرعية	التباين
القليل	لتقييم	()	أظهر تحليل SPI
2. أظهر تحليل	1960 1970	التسعينات	SPI -
يكون	عامين	يبدا	الفرعية الجنوبية.
زمنية	حيث يكون	يكاد يكون مساويا لجميع	الفرعية،
فاعلية	شليف زاهريز هما	وأخيرا	منهج APARCH
1.5-)	(6-17).	17	يكون تأثير SPI
العديد معايير	(SIC). (AIC)	الشديد	المائية.
للاغاية) يؤثر	غالبية	وسيلة لتخطيط	
يمكن	هذا		
:	زمنية	شليف-زاهريز	

Résumé

Les changements climatiques des dernières années ont produit, dans les régions arides à semi arides de l'Algérie, des périodes de sécheresse, qui sont caractérisées par des pluviométries déficitaires et des écoulements très faibles des principaux oueds des bassins versants. Pendant les périodes sèches, les ressources en eau de surface et, par conséquent, les volumes stockés ont subi une diminution très nette. Il devient parfois difficile de satisfaire la demande en eau potable est celle destinée à l'agriculture. Afin de mieux gérer une telle situation, la connaissance des facteurs climatiques et l'étude de leur impact sur les ressources en eau est indispensable. Dans le bassin Chélif-Zahrez (Algérie), plusieurs sécheresses se sont produites en raison de la diminution des précipitations. Récemment, le bassin a souffert à nouveau d'un grave déficit en eau de surface. Dans quelques années, il sera difficile de satisfaire les demandes d'eau, en particulier pour l'agriculture. Dans cette étude, la caractérisation de la sécheresse a été faite par l'indice de précipitation normalisé (SPI), en utilisant les modèles des chaînes de Markov et la modélisation des séries temporelles de 65 stations météorologiques à travers le bassin sur une période de 51 ans (1960- 2010). Le bassin a été divisé en cinq sous-bassins pour tenir compte de la variabilité spatiale. Des modèles de chaînes de Markov ont été utilisés pour évaluer les probabilités de transition des successions des années humides et sécheresses (persistance). L'analyse SPI a montré peu de sécheresses durant la période de 1960 à 1970, tandis que dans les années 1990 une sécheresse pluriannuelle s'est produite avec SPI inférieur à -2. L'analyse des chaînes de Markov a montré que la probabilité d'avoir deux années de sécheresse consécutives semble être plus élevée dans les sous-bassins du sud. La probabilité qu'une année de sécheresse suit deux années de sécheresse précédentes est presque égale pour tous les sous-bassins, sauf pour le sous-bassin de Boughzoul, où la probabilité est plus faible. L'indice de sécheresse dérivé des probabilités de transition indique que la partie sud et sud-ouest du bassin du Chélif-Zahrez sont les plus enclins à la sécheresse. Finalement, nous avons utilisé la modélisation des séries chronologiques pour calculer le SPI-12 pour différentes périodes de retour (6-17 ans). Onze modèles ont été testés et il est apparu que l'approche APARCH était la plus performante en se basant sur plusieurs critères d'information (SIC et AIC). Pour une période de retour de 17 ans, le SPI est inférieur à -1,5 (sévèrement sec) touche la majorité des sous-bassins, excepte le Nord, a connue par des sécheresses sévères et elle risque de connaître des sécheresses similaires dans le futur. Les résultats de ce travail peuvent constituer un moyen de planification et de gestion des ressources en eau.

Mots clés: sécheresse; Chaînes de Markov; séries chronologiques; cartes de sécheresse; modèle stochastique; bassin Chélif-Zahrez ; Algérie

Abstract

The climatic changes of recent years have produced drought periods in the arid to semi-arid regions of Algeria, characterized by deficient rainfall and very low flows from the main wadis of the watersheds. During dry periods, surface water resources and, consequently, stored volumes have been significantly reduced. It sometimes becomes difficult to meet the demand for drinking water is that intended for agriculture. In order to better manage such a situation, knowledge of climatic factors and study of their impact on water resources is essential. In the Chéiff-Zahrez Basin (Algeria), several droughts have occurred due to reduced rainfall. Recently, the basin has again suffered from a serious deficit in surface water. In a few years, it will be difficult to meet the demands of water, especially for agriculture. In this study, the characterization of drought was done by the Standardized Precipitation Index (SPI), using Markov chain models and time series modeling of 65 meteorological stations across the basin over a period of 51 years (1960-2010). The basin was divided into five sub-basins to account for spatial variability. Markov chain models were used to evaluate the transition probabilities of successions of wet years and droughts (persistence). SPI analysis showed few droughts during the period 1960 to 1970, while in the 1990s a multi-year drought occurred with SPI below -2. Markov chain analysis showed that the probability of having two years of consecutive drought seems to be higher in the southern sub-basins. The probability that a drought year follows two previous drought years is almost equal for all sub-basins, except for the Boughzoul sub-basin, where the probability is lower. The drought index derived from the transition probabilities indicates that the southern and southwestern part of the Chéiff-Zahrez basin are the most prone to drought. Finally, we used time series modeling to calculate SPI-12 for different return periods (6-17 years). Eleven models were tested and it appeared that the APARCH approach was the most efficient based on several information criteria (SIC and AIC). For a return period of 17 years, the SPI is less than -1.5 (severely dry) affects the majority of sub-basins, except the North, has experienced severe drought and is likely to experience similar droughts in the future. The results of this work can be a means of planning and managing water resources.

Keywords: drought; Markov chains; time series; drought maps; stochastic model; Chéiff-Zahrez Basin; Algeria

Liste des figures

Chapitre I

Figure I.1. Les 3 types de sécheresse (Organisation Météorologique Mondiale (OMM, 2006).....	8
Figure I. 2. Exemple Markov Chain.....	26

Chapitre II

Figure II. 1: Situation géographique du Bassin hydrographique Cheliff-Zahrez.....	32
Figure II. 2: Le Système Tellien (Cheliff-Zahrez).	34
Figure II.3: Carte des sous bassins versant Chélif-Zahrez.	36
Figure II. 4: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Amont-Boughzou	37
Figure II. 5: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Zahrez.....	38
Figure II. 6: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Aval-Boughzou.....	38
Figure II. 7: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Côtier - Dahra	38
Figure II. 8: Réseau Hydrographique du bassin Cheliff-Zahrez.	43
Figure II. 9: Variation du potentiel évapotranspiré annuel dans la région	46
Figure II. 10: Ressources en eau souterraine du bassin Chélif-Zahrez. (ABH).....	47
Figure II. 11: Les superficies irriguées du bassin Chélif - Zahrez (ABH).	49
Figure II. 12: Les superficies irrigables en hectare	50

Chapitre III

Figure III.1: Localisation de stations pluviométrique dans le bassin Cheliff –Zahrez.....	54
Figure III.2: Diagramme de moustache de pluies annuelles des stations pluviométriques du RHCZ.....	55
Figure III.3: Histogramme de pluies annuelles des stations pluviométriques du RHCZ	56
Figure III.4: Carte des coefficients de variations des précipitations annuelles (1960-2010)	57

Figure III.5: La variabilité de précipitation a l'échelle moyenne annuelle (1960-2010) ..59	
Figure III.6: Chronologie de pluies moyennes annuelle (1960-2010)..... 60	
Figure III.7: Tendances des précipitations moyenne annuelle..... 62	
Figure III.8: Test non paramétrique de Buishand à l'échelle annuelle (Ghrib, Souk El Had, Relizane ANRH, Ténès et Charef) 64	
Figure III.9: Cercles de corrélation des ACP 66	
Figure III.10: Lissage de loi Normal 71	
Figure III.11: Comparaison des lissages..... 73	

Chapitre IV

Figure IV.1: Evolution SPI-12 pour certaines stations dans le bassin de Chélif-Zahrez... 77	
Figure IV.1a: Evolution SPI-12 pour certaines stations dans le bassin de Chélif-Zahrez. 78	
Figure IV.2: Intensité des séquences de sécheresses enregistrées durant la période 1960 à 2010 79	
Figure IV.3: Fréquences des séquences de sécheresse durant la période 1960-2010..... 80	
Figure IV.4: Durée maximale des séquences de sécheresse (1960 à 2010) 81	
Figure VI.5: Probabilités de transition pour le 1er ordre (haut) et 2eme ordre (en bas) 85	
Figure VI.6: Semi-variogrammes de probabilités de transition 88	
Figure VI.6a: Semi-variogrammes de probabilités de transition..... 89	
Figure VI.7: Portée et pépite du semi-variogrammes exponentiels..... 90	
Figure IV.8: Variabilité spatiale de la probabilité de transition sélectionnée pour la chaîne Markov du 1er ordre (1960-2010)..... 91	
Figure IV.9: Variabilité spatiale de la probabilité de transition sélectionnée pour la chaîne Markov du 2eme ordre (1960-2010). 92	
Figure IV.9a: Variabilité spatiale de la probabilité de transition sélectionnée pour la chaîne Markov du 2eme ordre (1960-2010). 93	
Figure IV.10: Evolution de la distribution de probabilité (Ordre 1) 94	
Figure IV.10a: Evolution de la distribution de probabilité (Ordre 1)..... 95	
Figure IV.11: Evolution de la distribution de probabilité (Ordre 2) 95	
Figure IV.12: Simulation d'ordre 2 des états sèche et humide..... 96	
Figure IV.12a: Simulation d'ordre 2 des états sèche et humide..... 97	
Figure IV.13: Simulation d'ordre 2 des états sèche et humide..... 97	
Figure IV.13a: Simulation d'ordre 2 des états sèche et humide..... 98	

Figure IV.14: L'indice de sécheresse pour chaque station de pluie dérive des probabilités de transition du 1er ordre.....	99
Figure IV.15: Cartes de l'indice de sécheresse liées aux probabilités de transition pour la 1ère chaîne de Markov (DI).....	100
Figure IV.16: Périmètres (PMH + GPI) dans le bassin de Cheliff-Zahrez	101

Chapitre V

Figure V.1: Représentation des deux cas de l'indice d'oscillation nord-atlantique ONA+ et NAO -(Source : Christophe, 2004).....	104
Figure V.2: Passage de l'ondelette mère à l'ondelette fille par translation, et dilatation/compression (www.nocions.com).	106
Figure V.3: Graphique de la transformée ondelette de la chronique des précipitations moyennes annuelles	107
Figure V.4: Graphique de la transformée ondelette de la chronique des de l'indice de la sécheresse SPI-12	108
Figure V.5: Analyse en Ondelette de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO).....	109
Figure V.6: Modélisation du SPI-12 dérivé de la précipitation par le modèle APARCH. 118	
Figure V.6a: Modélisation du SPI-12 dérivé de la précipitation par le modèle APARCH.	119
Figure V.7: Comparaison du SPI-12 dérivé de la précipitation observée et du SPI-12 prédit avec le modèle APARCH.	120
Figure V.7a: Comparaison du SPI-12 dérivé de la précipitation observée et du SPI-12 prédit avec le modèle APARCH.....	121
Figure V.8: Résultats de SPI-12 prédits par le modèle APARCH de différentes périodes de retour.....	122

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I.1: Classification de la sécheresse en rapport avec la valeur de SPI :	22
Tableau I.2: Indicateur et indice de sécheresse (WMO, 2016)	23

Chapitre II

Tableau II.1: Indices de compacité par sous bassin versant	39
Tableau II.2: Indice de pentes globales et classe de relief.....	41
Tableau II.3: Les superficies irrigables de la région Cheliff-Zahrez.....	48

Chapitre III

Tableau III.1: Equation des droites de régressions des précipitations moyennes annuelles. Période (1970-2010).....	61
Tableau III.2: Résultats de détection des ruptures de période (1960-2010).....	63
Tableau III.3: Résultats de l'analyse en composantes principales	65
Tableau III.4. Tests statistiques pour certaines stations	68
Tableau III.5: Récapitulatif des fonctions de densité	72
Tableau III.6: Résultats Test de Pearson Khi-Deux	73
Tableau III.7: Résultats des critères AIC et BIC	74

Chapitre IV

Tableau VI.1: Classification de la sécheresse SPI (McKee et al., 1993)	77
Tableau IV.2 : Processeurs de Markov d'ordre 1	83
Tableau VI.3: Processeurs de Markov d'ordre 2.....	84
Tableau IV.4: Semi-variogrammes de probabilités de transition (Modèle exponentiel)	89
Tableau VI.5: Semi-variogrammes de probabilités de transition (modèle linéaire).....	89
Tableau IV.6: Classification de l'indice de sécheresse agricole	98

Chapitre V

Tableau V.1. Anomalies des précipitations annuelles.....	108
Tableau V.2: Anomalies de l'indice de sécheresse SPI.....	109
Tableau V.3: les bandes énergies de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO).....	110

Liste des abréviations

- ABH** : Agence du Bassin Hydrographiques Cheliff Zahrez
- ACP** : Analyse en Composantes Principales
- ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
- COGECA**: General Confederation of Agricultural Co-operatives in the European Union
- COPA**: Committee of Professional Agricultural Organizations in the European Union
- ENSO**: El Nio-Southern Oscillation
- FAO**: Fonds des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture
- GPI**: Grand périmètre d'irrigation
- IPCC**: Intergovernmental Panel on Climate Change
- ISESCO**: Organisation islamique pour l'éducation, les sciences et les cultures
- NAO**: Oscillation nord-atlantique
- NDMC**: The official website of National Disaster Management Center
- NCCD**: Nations Convention to Combat Desertification
- OMM**: Organisation météorologique mondiale
- ONID**: Office national d'irrigation et drainage
- ONU** : Organisation des nations unies
- PMH**: Petit moyen hydraulique
- RHCZ**: Région Hydrographique Chélif Zahrez
- SAU**: Surface agricole utile
- SPI**: Standardized Precipitation Index
- UNCCD**: United Nations Convention to Combat Desertification.
- WMO**: Organisation Mondiale de la Météorologie ou World Meteorological Organisation
- CC** : Coefficient de culture
- CT** : Couverture terrestre
- DC** : Données de culture
- DHS** : Déficit hydrique du sol
- EF** : Ecoulement fluvial
- ER** : Ecorégion
- ES** : Eaux souterraines
- ET** : Evapotranspiration
- ETP** : Evapotranspiration potentielle
- MN** : Manteau neigeux

Mod. : Valeur modélisée

P : Précipitations

Plus. : Plusieurs indicateurs

Ray. : Rayonnement solaire

RS : Réservoir

Sat. : Satellite

T : Température

TED : Teneur en eau disponible

Tr : Température de rosée ou point de rosée

TS : Type de sol

V : Vent

Introduction générale

Introduction générale

Les questions de changement et de variabilité climatique préoccupent depuis quelques temps les scientifiques et les décideurs politiques en raison de leurs conséquences immédiates et leurs impacts durables sur l'environnement. Les conclusions d'analyses faites sur l'évolution du climat par l'Intergouvernemental Panel on Climate Change (**IPCC, 2001 et 2007**) ont montré une modification de l'équilibre énergétique du système « Terre-océan-Atmosphère-Biosphère».

Les pays du Maghreb ont enregistré les sécheresses les plus critiques dans leurs histoires marquées au cours de ces dernières décennies par des conséquences directes sur les ressources hydriques telles que ; la réduction des allocations des quotas d'eau potable, agricoles et industrielles (**ISESCO, 2008**). L'Algérie, en particulier, a connu d'importantes et fréquentes sécheresses frappant de vastes étendues dans les zones intérieures et notamment celles de l'Ouest.

Le climat d'une région est déterminé par la moyenne, la fréquence et les extrémités à long terme de plusieurs variables météorologiques notamment la température et les précipitations. Dans un pays en grande partie semi-aride comme l'Algérie, la précipitation est une ressource naturelle précieuse et elle est tout à fait variable. Ainsi toutes les fluctuations ou tendances dans sa répartition géographique ont des retombées significatives sur les secteurs socio-économiques tels que la productivité agricole, sécurité alimentaire, qualité de l'eau, gestion de ressource en eau, utilisation de la terre, santé des personnes, ainsi que des impacts écologiques sur la biodiversité. Par conséquent, il est essentiel de dériver régionalement à cartes conformées de zone de précipitations pour l'usage dans une série d'applications pratiques et dans la recherche d'impact de climat.

Le réchauffement observé pendant plusieurs décennies a été relié aux changements survenus dans le cycle hydrologique à grande échelle, notamment: l'augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère, la modification de l'intensité et des extrêmes des précipitations et la diminution de la couverture neigeuse, ainsi que la fonte des glaciers. Ces changements des précipitations sont très variables à l'échelle spatiale et d'une décennie à l'autre.

A cause de ces bouleversements climatiques, la problématique de l'eau s'est aggravée ces dernières années par une sécheresse touchant l'ensemble du territoire de notre pays, et qui a montré combien il est nécessaire d'accorder la plus grande attention à l'eau. Quelque soit la forme sous laquelle elle se manifeste, la sécheresse exerce un effet défavorable sur

l'économie en réduisant ou même en arrêtant complètement les productions de l'agriculture, de l'élevage, de l'énergie hydro-électrique et la fourniture de l'eau pour l'industrie et l'usage domestique ([Beran et Rodier, 1987](#)).

La sécheresse est une partie normale du climat de l'Algérie et affectant chaque année tous les états de la planète. Les sécheresses, comme d'autres phénomènes météorologiques, ont des caractéristiques spatiales et temporelles qui varient sensiblement d'une région à l'autre. La compréhension des tendances spatio-temporelles de la sécheresse météorologique apporte une aide considérable dans la prise de décisions éclairées sur les mesures d'atténuation des impacts des effets de ce phénomène.

Les techniques actuelles pour la détection et la surveillance des conditions de sécheresse sont essentiellement basées sur des données fournies par un réseau de stations météorologiques, dans le cas de l'Algérie par exemple, une caractérisation fine du régime des précipitations aux échelles régionales et locales est capitale pour les spécialistes de l'adaptation et programmation. En effet, la pluviométrie est une donnée ayant un aspect socio-économique très important car plusieurs secteurs en dépendent entre autres les ressources en eau et l'agriculture. En une année sèche comme celle de 1994-95, réputée pour être l'une des sécheresses les plus générales ayant touché le pays au cours du 20^{ème} siècle, les réserves d'eaux dans les barrages ont diminué au point de menacer non seulement l'agriculture irriguée mais aussi l'approvisionnement en eau potable et la production électrique.

En Algérie, à l'instar des pays arides et semi-arides, est confrontée à un manque d'eau important dû à la semi-aridité de son climat et aux faibles précipitations. Plusieurs simulations climatiques indiquent que la sécheresse est apparue sur la majorité des pays du bassin méditerranéen depuis les débuts des années 80 associée à une irrégularité de la variabilité pluviométrique ([Meddi et al., 2007](#) ; [Kadi, 1995](#) ; [Zeineddine, et al., 2013](#)).

La sécheresse qui sévit d'année en année face à des besoins qui ne cessent d'augmenter, et d'après les études effectuées par [Senhadji et Senouci. \(2007\)](#), [Amyay et al. \(2012\)](#), l'Algérie est face à une réduction de l'ordre de 10 % en termes de précipitation dans les prochaines années et un déficit en apport en eau superficielle de 15 %. En effet, sur les 90 milliards de m³ qui précipitent en moyenne chaque année, seulement 12 milliards représentent les ressources en eaux superficielles et les (2/3) susceptibles d'être mobilisées ([Matari et al, 1999](#)). Les possibilités de mobilisation des eaux souterraines sont

évaluées à $1,8 \cdot 10^9$ de m^3 dans les bassins du nord du pays et sont actuellement exploitées à 90 %.

L'eau est menacée dans sa qualité et dans sa quantité. Malgré la construction de nouveaux barrages et le recours au dessalement, l'Algérie enregistrera un déficit en eau de 1 milliard de m^3 d'ici l'an 2025 (Remini, 2003). La seule région qui semble échapper au déficit à cet horizon, est la région hydrographique du Constantinois-Seybouse-Mellègue, sachant qu'elle était déficitaire à l'horizon 2000 et a pu résorber ce déficit grâce au volume régularisable élevé assuré par les barrages en construction. A titre d'exemple, le barrage de Beni Haroun permet de régulariser un volume de 432 millions de m^3 . Les régions de l'Algérois-Soummam- Hodna et l'Oranie-Chott - Chergui sont déficientes, ce qui a engendré une diminution des eaux destinées à l'irrigation dans le but de privilégier l'alimentation en eau potable (A.E.P) dans ces régions. Ce déficit sera beaucoup plus accentué au niveau des régions de Cheliff-Zahrez et de l'Algérois-Soummam-Hodna à l'horizon 2025 (Remini, 2003).

Dans le souci d'analyser la variabilité spatio-temporelle de la sécheresse en Algérie, le bassin du Cheliff-Zahrez a été pris comme exemple d'application dans le présent travail vu que ce dernier en est exposé depuis des décennies malgré ses grandes potentialités.

La diminution des précipitations au cours des dernières décennies dans le bassin du Cheliff a entraîné une réduction significative des niveaux d'eau dans les réservoirs de barrages, en particulier dans les régions Ouest et Sud de la zone d'étude, exacerbée par une sécheresse intense (Meddi et Boucefiane, 2013).

La réduction massive de l'eau superficielle durant la période 1980 à 1990 a conduit les responsables du secteur de l'hydraulique à réserver l'eau en priorité pour survie du capital que représente l'arboriculture. Ces conditions ont favorisé l'exploitation des eaux souterraines par les agriculteurs. L'ONID exploite aussi 12 forages pour approvisionner les agriculteurs du Bas Chélif (Bradai et al, 2011).

A l'échelle du bassin hydrographique Chélif-Zahrez et pour combler le déficit hydrique en eau superficielle, les ressources en souterraine sont largement exploitées à des multiples usages d'une part pour l'alimentation en potable et, d'autre part pour l'irrigation et ce, malgré l'existence d'importants périmètres d'irrigation qui couvrent la majorité de la vallée du Chélif. Toutefois, suite à la sécheresse qui a touché toute l'Algérie du Nord, les agriculteurs dans le Haut-Moyen et le Moyen-Chélif, le Boughzoul en amont de Chélif, le Chélif inférieur et la plaine de Mina ont eu recours à la mobilisation intense des

ressources en eau souterraines par le biais de forages souvent subventionnés par l'administration dont le niveau de la nappe d'eau baisse de 5 à 40 m , (Meddi et Hubert, 2003; Meddi et Boucefiane, 2009).

La tendance générale dans le Nord du pays est la diminution de la pluviométrie qui est devenue plus marquée depuis le milieu des années 1970 (Taibi, 2015). Ce phénomène est encore plus marqué dans la partie occidentale du pays que dans les autres régions (Meddi et Meddi ,2007).

A cet effet, l'élaboration de stratégies d'étude du risque de sécheresse sur les ressources en eau dans le bassin du Chélif- Zahrez à l'aide de modèles permettra de réaliser la meilleure synthèse de l'information quantitative et qualitative à travers ce bassin et donc d'assurer une bonne gestion des ressources et un développement durable.

3. Objectifs de la thèse

En hydrologie, l'étude de la sécheresse météorologique, la caractérisation de la variabilité inclut principalement :

1. l'analyse de la persistance de la sécheresse pluviométrique et de sa fréquence d'occurrence ;
2. la connaissance de la distribution spatio-temporelle des précipitations, et une meilleure gestion de l'eau;
3. la relation entre la pluviométrie et le risque de sécheresse ;
4. la prévision des situations à risque de sécheresse, qui joue un rôle important dans le contrôle des inondations et dans la gestion des eaux d'un bassin versant ;
5. la planification de stratégies de mobilisation, et de gestion des ressources en eau ;

Cette thèse contient cinq parties qui sont décrites ci-après :

1^{ère} partie présente une revue de littérature et les résultats les plus importants publiés concernant le phénomène de la sécheresse ce qui donnent un aperçu sur le changement climatique, et les conséquences de ce dernier sur le cycle hydrologique en mettant plus de lumière sur le phénomène de la sécheresse.

2^{ème} partie décrit la zone d'étude, mentionnant sa localisation, son climat, son relief et les autres caractéristiques physiographiques.

3^{ème} partie concerne l'importante étape de collecte et de traitement des données qui sont la principale source pour l'analyse de la sécheresse et la description de la variabilité spatio-temporelle des pluies annuelles. Les tendances et les ruptures dans les séries chronologiques des pluies ont été aussi étudiées afin d'obtenir un aperçu global sur les

régimes pluviométriques dans la zone d'étude et l'approche de régionalisation des régimes des précipitations annuelles.

4^{ème} partie présente les méthodes et leurs applications dans l'étude de la persistance de la sécheresse dans la zone d'étude. L'analyse de la récurrence et de la persistance de ce phénomène par des méthodes de chaîne de Markov a pour objectif d'établir une estimation des probabilités qui pourrait contribuer à la planification de stratégies de mobilisation et de gestion des ressources en eau.

5^{ème} partie présente les méthodes stochastiques et leurs applications dans l'étude du risque de la sécheresse dans la zone d'étude.

Chapitre I
Recherche
bibliographique

I.1. Problématique

Parmi les problèmes les plus souvent rencontrés dans le domaine de la gestion des ressources hydriques, on trouve la croissance permanente de la population mondiale et l'augmentation du niveau de vie. Ces deux phénomènes constituent une contrainte considérable sur la demande qualitative et quantitative de la ressource hydrique, nécessitant par conséquent une gestion basée principalement sur des études de modélisation faisant appel à des outils mathématiques (stochastiques et statistiques).

Les pays du Maghreb ont enregistré les sécheresses les plus critiques dans leurs histoires au cours de ces dernières décennies avec toutes les conséquences néfastes connues telles la réduction des allocations en eau potable, agricoles et industrielles (ISESCO, 2008). L'Algérie, en particulier, a connu d'importantes et fréquentes sécheresses frappant de vastes étendues dans les zones intérieures et celles de l'Ouest.

I.2. Notion générale:

I.2.1. Définition de la sécheresse

La définition de la sécheresse diffère dans la plupart des cas selon les phénomènes météorologiques et naturels considérés. Dépendant de plusieurs points de vue, nous pouvons citer quelques définitions de la sécheresse, telles qu'énumérées ci-dessous:

La sécheresse frappe lentement et progressivement une région, par conséquent ses principaux effets peuvent s'accumuler pendant une longue période de temps, et nous pouvons imaginer que pour les cas les plus extrêmes, elle peut éventuellement durer plusieurs années.

Souvent, les impacts de la sécheresse sont moins spectaculaires que les dommages en résultants, et ceci comparativement aux autres sources de risques naturels ou météorologiques, nous pouvons citer l'exemple des inondations d'après Bootsma et al., 1996.

La définition de la sécheresse est généralement relative à la région considérée. Ce qui fait que cette définition dépend d'un ou de plusieurs aspects régionaux. Ceci peut être expliqué par le fait qu'elle est basée sur ce que l'on appelle la pluviométrie moyenne d'une région à un moment donné de l'année.

Géographiquement parlons, les définitions précises de la sécheresse varient et diffèrent généralement d'un pays à l'autre. Nous pouvons citer quelques exemples; en l'occurrence le

terme sécheresse aux Etats-Unis est utilisé lorsqu'une zone étendue reçoit un pourcentage de 30% ou moins de précipitation, qu'en temps normal sur un minimum de vingt et un jours. En Inde, la sécheresse est déclarée ou annoncée quand les précipitations annuelles sont inférieures à un pourcentage de 75% aux normales saisonnières. Le dernier exemple que nous citerons est celui de l'Australie. Pour ce pays, on parle de sécheresse lorsqu'une région reçoit un pourcentage de 10% ou moins de précipitation par rapport à la moyenne annuelle, et ceci selon [Bootsma et al., 1996](#).

Le mot sécheresse est généralement lié à un concept qui touche plusieurs domaines, et par conséquent on estime que la définition de la sécheresse varie selon le secteur de l'économie concerné. Dans le domaine de la météorologie, la sécheresse se caractérise le plus souvent par plusieurs phénomènes météorologiques, on peut citer le cas d'une absence prolongée, ou d'un déficit marqué ou encore le cas d'une faible distribution des précipitations par rapport à la normale. Dans le secteur d'hydrologie, la sécheresse survient quand les précipitations sont en dessous de la moyenne requise. Ce phénomène peut se traduire soit par le fait que le niveau d'approvisionnement des cours d'eau soit bas par rapport au seuil requis, soit par des réservoirs de surface ou encore soit les voies souterraines.

Le terme général de sécheresse recouvre des notions différentes. Nous distinguerons donc un manque d'eau ponctuel (sécheresse) d'un déficit d'eau structurel (aridité). La sécheresse définit un déficit de pluviométrie non systématique, est caractérisée par l'intensité de sa déviation par rapport aux valeurs moyennes ou normales de pluviométrie. ([Laure, 2010](#)). En agriculture, la sécheresse est définie comme un déficit marqué et soutenu des précipitations qui réduit considérablement les productions agricoles par rapport à la normale ([Andrew et al., 1996](#)). La sécheresse socio-économique quant à elle apparaît lorsque les précipitations insuffisantes ont un impact observable et significatif sur les communautés et leur économie

I.2.2. Les types de la sécheresse

- a) **La sécheresse météorologie** : qui se définit comme le temps écoulé entre deux pluies efficaces, c'est-à-dire capables d'apporter réellement de l'eau dans le sol. Cette acception de la sécheresse conduit à des définitions variables selon les zones. On parlera de (nombre de jours sans pluies) ([Mokssit, 1996](#)).

- b) **La sécheresse climatologie** : qui est tout simplement un déficit pluviométrique prolongé. On s'accorde à dire que dans les conditions de sécheresse quand la pluviométrie annuelle est en dessous de 20 ans de la normale.
- c) **La sécheresse hydrologique** : qui est caractérisée par une baisse du débit des cours d'eau, au niveau de remplissage des barrages, et de la recharge des nappes phréatiques (Charreton, 2009).

En résumé, on parle de sécheresse météorologique lorsque les précipitations sont sous la normale pour une période prolongée. La sécheresse hydrologique est reliée à une période prolongée de bas débits, de bas niveaux des eaux de surface ou des eaux souterraines (figure I.1)

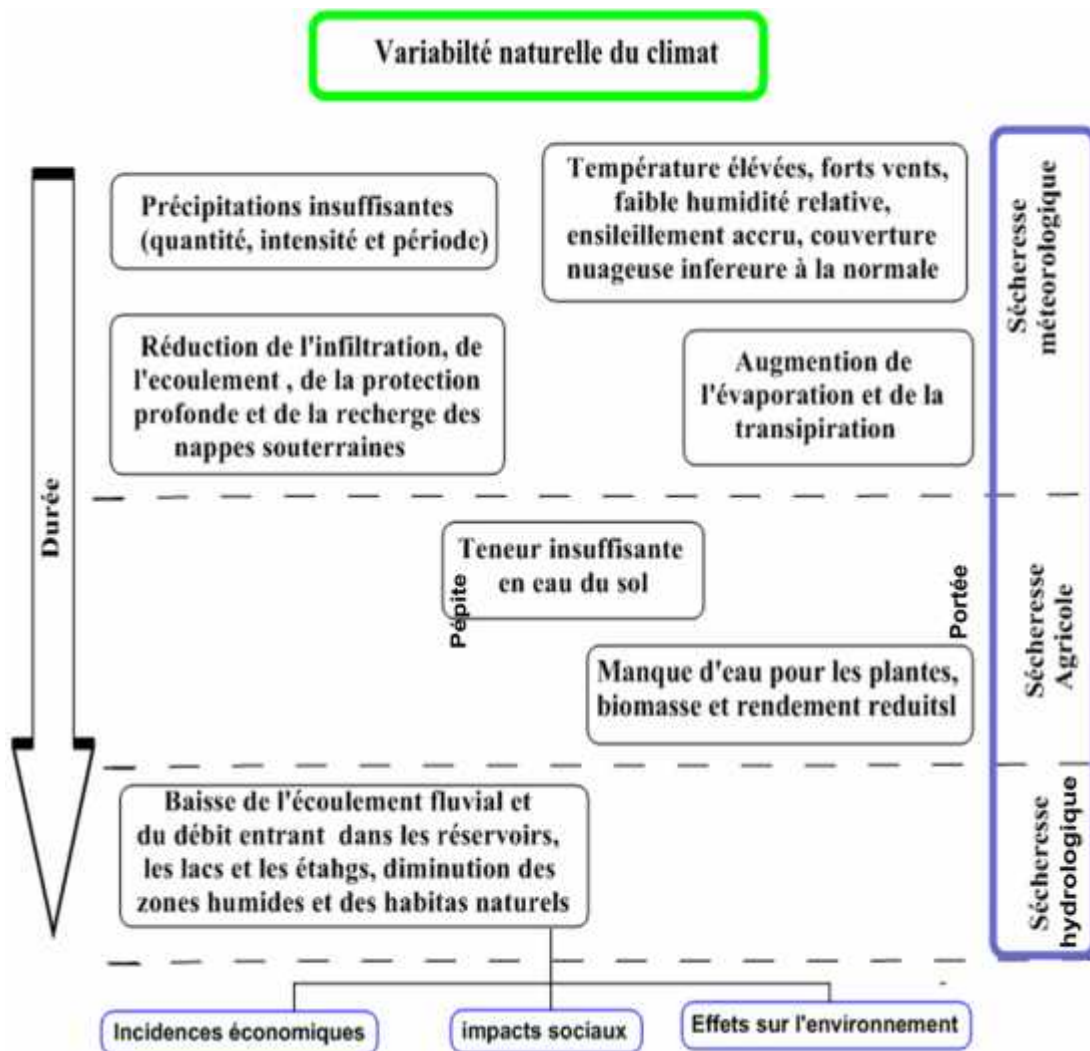


Figure I.1: Les 3 types de sécheresse (Organisation Météorologique Mondiale (OMM, 2006)

I.2.3. Les conséquences de la sécheresse sur la nature

Les zones arides, semi-arides et subhumides correspondent aux domaines de la steppe, savane herbeuse et parfois arborée, ainsi qu'à celui des forêts des galeries le long des cours d'eau et des fourrés et forêts dites "sèches".

Des périodes d'aridité prolongées ont un effet négatif sur le niveau des eaux hydriques, et des sols et donc sur la disponibilité en eau de la végétation naturelle.

Celle-ci va donc connaître des périodes de stress plus ou moins intenses. La végétation herbeuse est la première touchée et on va constater une grande perte de biomasse herbacée; en clair l'herbe meure et il ne subsiste plus que des pailles qui petit à petit disparaissent. La sensibilité à l'érosion va s'accroître du fait de la dénudation des sols: le moindre coup de vent va mettre en suspension dans l'atmosphère les particules fines des sols. Si des pluies violentes surviennent les sols seront d'autant plus attaqués quant ils sont à nu, ils ne retiendront pas bien l'eau qui va ruisseler, entraînant ainsi une forte érosion hydrique et aggravant les risques de crues. Le paradoxe est grand de voir une grande sensibilité aux inondations dans les régions arides. (Marc, 2009).

- **sur la population** : la santé des enfants et des personnes âgées est très fragile et sensible aux fortes chaleurs car ils n'ont pas le réflexe, ni l'envie de boire pour lutter contre leur déshydratation qui peut être mortelle;
- **sur la faune** : de même que pour la population, un manque d'eau affecte les poissons vivant dans l'eau, mais aussi les animaux qui s'abreuvent aux points d'eau ;
- **sur les forêts** : la sécheresse va rendre les arbres plus secs et déshydratés ce qui peut causer leur mort. De plus, une végétation très sèche sera propice aux départs de feux ;
- **sur l'agriculture** : l'irrigation des cultures (tel que le blé en France) est affectée par la sécheresse car les réserves d'eau sont faibles ;
- **sur les sols** : en automne, les sols asséchés, qui ont pourtant besoin de se recharger en eau, ne vont plus pouvoir absorber les précipitations, créant des inondations et glissement de terrain ;
- **sur les réserves d'eau potable** : l'alimentation et l'évacuation des eaux ménagères ne se font pas correctement, car le niveau des rivières, des fleuves et des nappes est très bas. Dans certaines zones rurales, l'eau est rationnée ou coupée ;
- **sur la production d'électricité** : l'eau est utilisée pour refroidir certaines centrales nucléaires, elles sont donc coupées pendant les sécheresses et périodes de canicule

alors que la demande en électricité augmente : climatisation, ventilateur, réfrigérateur qui nécessitent beaucoup d'électricité.

I.3. Problématique de l'eau en Algérie

L'eau est menacée dans sa qualité et dans sa quantité. Malgré la construction de nouveaux barrages et le recours au dessalement, l'Algérie enregistrera un déficit en eau de 1 milliard de m³ d'ici l'an 2025 (Remini, 2003). La seule région qui semble échapper au déficit à cet horizon, est la région hydrographique du Constantinois-Seybouse-Mellègue, sachant qu'elle était déficitaire à l'horizon 2000 et a pu résorber ce déficit grâce au volume régularisable élevé assuré par les barrages en construction. A titre d'exemple, le barrage de Beni Haroun permet de régulariser un volume de 432 millions de m³. Les régions de l'Algérois-Soummam- Hodna et l'Oranie Chott-Chergui sont déficitaires, ce qui a engendré une diminution des eaux destinées à l'irrigation dans le but de privilégier l'alimentation en eau potable (A.E.P) dans ces régions. Ce déficit sera beaucoup plus accentué au niveau des régions de Cheliff-Zahrez et de l'Algérois-Soummam-Hodna à l'horizon 2025.

La confrontation entre ressources - besoins est un indicatif révélateur et très significatif qui nous oriente quant à l'avenir de la politique de l'eau que nous menons afin d'atténuer l'effet du déficit. Il est clair que l'Algérie du Nord enregistre d'un coté, un manque énorme en ressources au moment même où les besoins augmentent et d'un autre coté, le volume d'eau mobilisable est en diminution. Ceci est dû aux différents problèmes naturels ou humains qui touchent les sites susceptibles de capter les eaux, citons :

- ❖ L'envasement des barrages (3 %), soit 34 millions de m³/an (en 2000).
- ❖ L'évaporation des lacs de barrages,
- ❖ Les fuites à travers les rives et les fondations des barrages,
- ❖ L'eutrophisation des eaux de barrages.
- ❖ L'intrusion des eaux marines dans les aquifères côtiers.

Partant de ce constat, nous proposons une série de suggestions dans le but de sauvegarder nos ressources mobilisées, tout en tentant de les augmenter au maximum, dans la mesure du possible, ce qui aura pour effet la baisse du déficit et le relèvement du taux de satisfaction. En ce sens, notre but est l'amélioration de la situation actuelle et future afin d'arriver au stade d'équilibre.

I.4. Historique de la sécheresse dans le monde

Depuis déjà des milliers d'années, les sécheresses affectent les humains. Certaines théories veulent que des migrations épisodiques aient été déclenchées par des périodes de sécheresses prolongées. L'Europe a été peuplée par des gens venant d'Asie par les Steppes du bassin de la mer Noire. Les périodes sèches auraient poussé les populations nomades des steppes sèches vers les terres avoisinantes occupées par l'agriculture et les communautés urbaines. On explique ainsi l'invasion d'Anatolia par les Hittites (3^e millénaire B.C) ou des Goths par les Huns (4^e siècle A.D.)([Kukla, 1998](#)).

Plus récemment, l'Europe moderne a régulièrement souffert de sécheresses localisées plus ou moins sévères. Par exemple, le Sud de l'Angleterre a subi, en 1991, la pire sécheresse du siècle et l'année 1992 a été une période où plusieurs pays européens, comme la France, l'Espagne, le Danemark, l'Autriche et la Grèce, ont fait face aux problèmes associés à ces périodes sèches ([Greenpeace, 2004](#)). En Europe, la période sèche de 2003 a causé pour environ 13,1 billions d'Euros de perte globale en agriculture et foresterie, dont 910 millions en Espagne ([COPA-COGECA, 2003](#)). La partie Sud de l'Espagne, l'Andalousie, n'y a pas échappé. À son apogée, en 1994-1995, la sécheresse de 1990-1995 a aussi causé d'importantes pertes économiques et environnementales ([Barcelo, 1995](#)).

L'Andalousie est depuis longtemps un territoire très sec. Le développement humain et économique qui s'est intensifié au cours des derniers siècles et surtout au cours des dernières décennies a eu pour effet d'augmenter le risque et les conséquences liés aux sécheresses.

Seulement de 1940 à aujourd'hui, 10 périodes sèches ont sévi dans cette région. Les 9 premières, recensées dans l'ouvrage ([Pita Lopez, 1987](#)), sont les suivantes : 1942-46, 1948-51, 1953-55, 1956-59, 1964-65, 1966-68, 1970-71, 1973-76, 1980-86.

I.5. La problématique de la sécheresse

L'occurrence, depuis les dernières décennies, d'importantes sécheresses occupant de grands territoires sur tous les continents souligne l'importance de ce phénomène. Les pays en voie de développement tout comme les pays industrialisés en sont touchés. Alors que les effets peuvent être désastreux, voir mortels dans les pays sous-développés, les conséquences associées aux sécheresses dans les pays industrialisés sont plutôt d'ordre économique, environnemental et social.

Depuis quelques années, plusieurs études ont porté sur les changements planétaires, dont plusieurs se sont attardées aux sécheresses ([Wilhite et Glantz, 1985](#); [Kogan et](#)

Sullivan, 1993; Kogan, 1997; Park et al., 2004; Jang, 2004). Selon l'Organisation météorologique mondiale (OMM, 2006), de 1967 à 1991, 1,4 milliards de personnes ont été affectées par les sécheresses et 1,3 milliards en sont mortes de causes directes ou indirectes (Obassi, 1994). Selon certains scénarios des changements planétaires, l'occurrence et l'impact des sécheresses risquent d'augmenter dans les années à venir (Watson et al., 1997). L'augmentation de la population humaine qui entraîne une pression accrue sur l'environnement y contribue grandement. Dans plusieurs régions du globe, une pratique agricole non-adaptée aux conditions environnementales et climatologiques, combinée à la surexploitation des réserves hydriques accélère le processus des sécheresses et entraînent parfois une situation irréversible, la désertification (ONU, 1997; UNCCD, 2004).

1- Iran

Zehtabian et al. (2013): L'Analyse de la sécheresse a été faite par ces auteurs en utilisant l'indice de la sécheresse de reconnaissance (RDI) et le calcul du SPI sur six stations synoptiques dans le Sud de Khorasan en Iran. Les résultats ont montré que les sécheresses les plus graves ont eu lieu en 2008, 2000, 2006 et 2001 respectivement. Les résultats de RDI indiqués une sévérité élevée de la sécheresse dans cette zone.

2- Pologne

Labeledzki (2007): Dans ce cas l'auteur a estimé la fréquence des sécheresses en Pologne centrale à l'aide d'un indice de précipitation standardisé (SPI). Les résultats montrent que la fréquence des mois où la sécheresse a été identifiée aux échelles de temps choisies (3, 6, 12, 24 et 48 mois) est d'environ 30 %. L'analyse de la sécheresse météorologique et agricole de l'année 2000 a montré qu'un indice SPI de 1-3 mois reflète mieux le développement de la sécheresse agricole qu'un indice SPI de 6 mois.

3- Mexique

Alfonso Munoz et al. (2006): Ces auteurs ont analysé des données climatiques pour la période s'étalant de 1961 à 1990. Ils ont obtenu des résultats à partir de la comparaison du SPI-12 et PPN (pourcentage par rapport à la normale), remarquables dans ce bassin, l'existence d'une forte probabilité d'apparition de sécheresses considérées soit comme sévères soit comme exceptionnelles dans la zone forestière du Sud-Ouest montagneux de Chihuahua. Les sécheresses de ces dernières années ont lourdement et durablement perturbé la production agricole ainsi que l'élevage, mais elles ont aussi affecté la

disponibilité en eau que le Mexique doit fournir annuellement à son voisin, les États-Unis dans le cadre du traité international des eaux superficielles du Rio Bravo.

Nunez Lopez et al. (2006) : Ces auteurs ont déterminés pour chaque région climatique les fréquences, les durées, et les intensités de la sécheresse sur différents échelles du SPI-3, SPI-12 et SPI-24 ainsi que les moyennes mensuelles du SPI provenant de 28 séries pluviométriques. Ils ont conclu que la variation temporelle a indiqué des séquences de sécheresse sévissant de 10% de la période d'étude.

Reyes-Gomez et al. (2006): Ces auteurs ont étudié la sécheresse hydrologique dans le bassin versant du Rio Chonchos, qui contient trois barrages (Boquilla, Las Virgenes et El Granero). En comparant les résultats obtenus du SPI de douze séries de précipitations mensuelles, provenant de 32 stations avec des mesures allant de 1970 à 2004, et les débits des apports annuelles historiques en eau de l'ensemble des barrages durant la période 1993 à 2004. Ils ont conclu que les périodes de sécheresse observées ont entraîné dans plusieurs périmètres irrigués des conséquences négatives qui dépendent en grande partie de l'accumulation de l'eau dans les barrages (notamment dans les barrages de la Boquilla et Las Virgenes). De 1993 à 2004 a sévi une sécheresse hydrologique sévère: dans le seul état du Chihuahua, les surfaces cultivées en irrigation ont diminué de 40 %.

4- Inde

Mishra and Desai (2005) : Ces auteurs ont étudié les variations spatio-temporelles du SPI classe 1, 3, 6, 9, 12 et 24 mois par la combinaison de l'approche spatiale IDW (the inverse distance weighting) et celle de la méthode de Thiessen. Les mesures ont été prélevées à partir de cinq stations pluviométriques se trouvant dans le bassin versant du Kansabati (Nord de l'inde) durant la période entre 1965 et 2001 (36 ans). Ils ont montré que cette méthode convient mieux et donne une variabilité de la pluviométrie de 13 à 30% qu'influencera le SPI.

Les auteurs pour les mêmes données spatio-climatiques du même bassin Kansa bâti, ont utilisé la méthode du réseau de neurones qui est une méthode stochastique linéaire tel que les modèles ARIMA et SARIMA. Les résultats obtenus ont été comparés au développement des différentes catégories du SPI afin de fournir les signes de prévisions de la sécheresse.

5- Côte d'Ivoire

Hermann et al. (2015) : Cette étude analyse l'occurrence au cours de la période 1901-2009 des sécheresses dans le bassin de la Bia en utilisant des modèles de chaînes de Markov. A partir des données pluviométriques annuelles de six stations (Ayame, Bianouan, Agnibilékro, Enchi, Buakuc et Sunyani), le test sur les tendances séquentielles avec l'indice standardisé de sécheresse pluviométrique a confirmé l'existence de trois grandes tendances durant le dernier siècle. Ils observent une période humide de 1901 à 1945, suivie d'une période normale de 1946 à 1970, et une période sèche de 1971 à 2009. Etude de la persistance de la sécheresse, en utilisant les chaînes de Markov, à montré que la probabilité d'avoir une année sèche après une année sèche est plus importante à partir de 1970 et est accentuée au centre du bassin. La probabilité d'avoir deux années sèches successives est plus importante au Nord qu'au centre du bassin.

SORO et al. (2013) : Dans cette perspective, trois stations disposant des plus longues séries pluviométriques ont été analysées. L'analyse a utilisé les valeurs de l'indice standardisé des précipitations calculé pour des échelles de temps de 5 ans, 35 ans et 70 ans. Les résultats indiquent que les sécheresses les plus remarquables de par leur intensité, leur durée et leur fréquence se sont produites durant la période 1970-1999 et cela quelle que soit l'échelle de temps considéré. Ces épisodes secs ont atteint leur paroxysme en 1983 et 1987 avec des sécheresses de type extrêmement sévères.

6- Sénégal

Faye et al. (2017): Cette étude analyse et comparé les valeurs de l'indice logarithme décimal des déviations pluviométrique (IDP), l'indice des anomalies pluviométriques (IAP) et l'indice standardisé de précipitations (ISP) calculés pour des échelles de temps de 5 ans, de 25 ans et de 50 ans. Les résultats indiquent que les sécheresses les plus remarquables de par leur intensité, leur durée et leur fréquence se sont produites durant les décennies 1970 et 1980 quel que soit l'indice, l'échelle de temps et le domaine climatique considéré.

7- Europe Occidentale

Klein (2009): L'objectif est d'analyser et de comparer de manière détaillée deux épisodes de sécheresse estivale qui ont particulièrement marqué les esprits en Europe Occidentale en raison de leur intensité : août 1976 et août 2003. La méthode de comparaison utilisée dans

ce travail est basée sur l'utilisation d'indices climatiques de sécheresse. Les résultats indiquent que les deux vagues de sécheresse présentent d'importantes dissemblances. L'été 1976 fut caractérisé par une sécheresse météorologique intense à la suite d'un déficit important de précipitations. À l'inverse, l'été 2003 fut davantage chaud que sec, établissant de nouveaux records de température et menaçant la santé humaine.

8- Turquie

Sirda and en (2003) : Dans cette étude, l'Analyse de la sécheresse faite par l'analyse de séquences, le score centré réduit pour déterminer les propriétés des sécheresses de séries hydrologiques données et le krigeage pour analyser les sécheresses dans l'espace et produire des cartes. Cette étude est une application à des enregistrements de précipitation à Istanbul, Edirne, Tekirda et Kırklareli dans la région de Trakya, en Turquie. L'analyse des données permette de présenter les périodes de sécheresse et les valeurs d'amplitude et d'indice standardisé de précipitation (ISP) sous forme des cartes afin de décrire les relations qui existent entre la durée et l'amplitude de la sécheresse.

9- Tunisie

Benzarti et Habaieb (2006): Les auteurs ont analysés la récurrence et la persistance de la sécheresse en Tunisie, par la méthode de chaînes de Markov à l'échelle annuelle. L'étude est faite a partir 22 postes pluviométriques constitués des observations allant de 1909 à 1996. Ces postes ont été sélectionnés pour leur sa fiabilité. Les résultats ont montrés que, la sécheresse est un phénomène assez fréquent et récurrent, la probabilité d'avoir deux années sèches consécutives est plus importante dans les régions du Nord-Ouest et du Centre-Ouest de la Tunisie.

10- Maroc

El Bouqdaoui et al. (2006) : L'étude de la pluviométrie par ces auteurs au niveau du bassin versant du Srou au Sud-Ouest du Moyen Atlas central qui s'étend sur une superficie de 1443 km² montre que les précipitations sont irrégulières dans le temps et dans l'espace et leurs impacts sur les volumes d'eau écoulés. L'évolution des précipitations mensuelles et annuelles pouvant caractériser la tendance évolutive par l'intensité et la durée des périodes déficitaires ou excédentaires. Les résultats ont montrés une tendance générale à l'assèchement.

La sécheresse est un phénomène relatif, ce qui signifie qu'il s'agit d'un écart par rapport aux conditions hydrométéorologiques normales (par exemple [Wilhite et Glantz, 1985](#); [Wilhite, 2000](#); [Tallaksen et Van Lanen, 2004](#); [Mishra et Singh, 2010](#); [Sheffield and Wood, 2011](#)). Les indices sont utilisés pour caractériser l'état de sécheresse. D'innombrables indices ont été proposés en fonction de l'aspect du risque naturel qui est abordé, du secteur impacté et de l'approche scientifique (par exemple [Reyes-Gomez et al., 2006](#); [Niemeijer, 2008](#); [Wanders et al., 2010](#)). [Munger \(1916\)](#) a été l'un des premiers, qui a proposé un indice de sécheresse. L'indice de Blumenstock ([Blumenstock, 1942](#)) et l'indice de précipitation antérieur ([McQuigg, 1954](#)) sont d'autres exemples de phase précoce. [Palmer \(1965\)](#) a proposé l'Indice de gravité de la sécheresse Palmer (PDSI), qui dépend du budget de l'eau du sol et utilise les données sur les précipitations et les températures. Le PDSI est largement utilisé ([Dalezios et al, 2000](#); [Kim et al, 2003](#); [Dai, 2012](#)), mais il a malgré tout l'utilisation de multiples sources d'observations (précipitations et température), entre autres le solde hydrique du sol utilisé, Incl. L'approche pour calculer l'évapotranspiration potentielle, l'échelle temporelle, l'interprétation physique, l'incapacité de calculer les probabilités de récurrence ([Alley, 1984](#); [Guttman, 1991, 1998](#); [Guttman et al, 1992](#); [Sheffield et al., 2012](#)). Un autre indice de sécheresse encore plus utilisé est l'indice de précipitations normalisé (SPI), qui a d'abord été développé par McKee et al. (1993). Il existe d'innombrables études de sécheresse utilisant le SPI de différentes façons ([Morid et al., 2006](#); [Edossa et al., 2010](#); [Pandey et al., 2010](#); [Vasiliades et al., 2010](#); [Vangelis et al., 2010](#); [Orlowsky et Seneviratne , 2013](#); [Joetzjer et al., 2013](#); [Abdoulaye et al., 2014](#)). Le SPI a également été recommandé par l'Organisation météorologique mondiale ([OMM, 2006; 2012](#)) comme indicateur de sécheresse. Dans cette étude, le SPI a été sélectionné comme indice de sécheresse.

Les chaînes de Markov ont été largement utilisées pour analyser les conditions hydrométéorologiques, comme [Paulo et Pereira \(2007\)](#). Plus précisément pour la sécheresse, les chaînes de Markov ont été utilisées pour des probabilités de transition de: SPI ([Edossa et al., 2010](#)), caractéristiques de la sécheresse hydrologique ([Dilek Eren Akyuz et al., 2011](#)) et déficits hydriques ([Arasteh, 2004](#)) dans l'Iran central.

11- Algérie.

Dans la plus grande partie de l'Afrique, la sécheresse est la calamité climatique la plus fréquente. L'Algérie, et surtout l'Ouest du pays, a connu plusieurs grandes sécheresses durant ce siècle, pendant les années 40 et les années 70 jusqu'à nos jours.

(Meddi et Meddi. 2009) : en considérant les stations du Nord, par une méthode comparative des moyennes (1974/1992 par rapport à celle de Chaumont 1913/1963) et à la moyenne de longue durée (1922/1992), ont constaté que l'ampleur du déficit pluviométrique de la dernière période 1974/1992 s'intensifie d'Est en Ouest. Ils mettent en évidence la tendance à la sécheresse des vingt dernières années et font apparaître des sécheresses analogues durant les années 1913 et 1940.

Farmer et Wigly (SELON KADI 1992) : donnent l'évolution d'un indice de sévérité de la sécheresse sur la même région et relèvent l'occurrence de sécheresse sévères et généralisées durant des années très isolées : 1937, 1961, 1970.

Matari et Douguedroit (1999) : appliquent une analyse en composantes principales avec rotation Varimax sur deux réseaux et sur deux périodes différentes ; ils ont abouti à une division régionale de l'Ouest Algérien pour une analyse spatio-temporelle de la pluviométrie. Les auteurs ont remarqué que la sécheresse des années 40 est principalement due à une baisse de pluie de printemps et que celles des années 80 à une baisse de pluie d'hiver.

Meddi et Humbert (2000) : A partir d'une étude sur la sécheresse ont constaté qu'un déficit pluviométrique apparaît à partir de 1970, et persiste encore actuellement. Ce déficit génère un grave problème d'ordre économique et social, compte tenu de la pression croissante qui exerce sur la ressource en eau (alimentation en eau potable, irrigation....).

Kettab et al. (2004) : Les auteurs ont étudié le phénomène de la sécheresse dans les régions littorales de l'Algérie par intermédiaire de 08 stations météorologiques (Ghazaouat, Oran, Arzew, Alger, Chleff, Skikda, Annaba et El kala) qui couvrant 48 ans d'observations pluviométriques annuels et mensuels (de 1954 à 2001). Les méthodes utilisées sont les estimations par le modèle Jack nife et par bootstrap. L'utilisation de ces simulations a permis d'illustrer clairement l'information chronologique des pluies à l'échelle temporelle et font distinguer deux périodes, la période humide qui s'étale de 1954 à 1986 et la période sèche qui correspond à la dernière décennie (1990-2000). Selon ces deux méthodes le déficit pluviométrique est bien remarqué à l'Ouest (notamment à Oran, Ghazaouet et Arzew), les régions du Centre et de l'Ouest ont vu un déficit pluviométrique supérieur à 50% et à l'Est il était de 30%, durant la période (1987-2001).

Boucifiane (2006) : Ce travail a été réalisé par l'auteur dans le but d'appréhender le rôle du relief dans la répartition spatiale des précipitations, par l'approche pluviométrie/relief (l'altitude, altitude lissée, l'exposition, les effets de site, la distance à la mer.) à l'échelle d'une unité hydrographique (bassin Chélif-Zahrez), afin procurer le manque de l'insuffisance du réseau de mesure et mettre des relations liant le paramètre pluies aux facteurs relatifs de la situation géographique. Ce travail a montré un changement du régime pluviométrique à partir des années soixante dix ainsi que l'apparition d'un déficit pluviométrique jusqu'à la décennie 1980/90, ce phénomène explique la persistance de la sécheresse.

Achite et Touaibia (2007): Les auteurs ont examiné les crues et les déficits Pluviométrique au niveau du bassin versant de l'Oued Mina, par la méthode de l'analyse en composantes principale (A.C.P) qui sert à optimiser les données pluviométriques annuelles et Reconstituer les séries hydrologiques, sur une période d'étude de 30 ans (1970/71 à 1999/00). Les résultats ainsi obtenus sur le comportement de la pluie moyenne sur la première composante principale mettent en évidence une période excédentaire allant de 1970/71 à 1980/81, puis une période déficitaire de 1981/82.

Meddi et al. 2007: L'étude faite par les auteurs concerne le Nord-Ouest de l'Algérie. La méthode utilisée est le modèle numérique PLUVIA, qui permet l'établissement de la carte de la répartition spatiale de la pluviométrie à l'échelle mensuelle. Cette technique a permis de tracer les cartes pluviométriques des mois de janvier, mars et novembre en fonction de la topographie. L'avantage de cette méthode montre l'influence des paramètres topographiques sur la distribution spatiale des pluies à l'échelle régionale et locale. Les résultats obtenus montrent que, les pluies mensuelles augmentent du Sud au Nord et de l'Ouest à l'Est. La partie littorale et les sommets qui lui sont proche reçoivent les pluies les plus importantes et les régions intérieures reçoivent moins de pluies du fait de l'appauvrissement des masses nuageuses de leurs humidités au fur et à mesure qu'elles se dirigent vers l'intérieur.

Meddi et Meddi (2007): Les auteurs ont étudié la variabilité des précipitations à différentes échelles temporelles pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique. A l'aide des tests statistiques (test de Pettit, la statistique de Lee Héghinian et la segmentation de Hubert) et par l'intermédiaire de dix stations pluviométriques du Nord Ouest Algérien ont établi une typologie des sécheresses par la méthode exprimant le déficit pluviométrique en pourcentage de la moyenne annuelle. Les résultats montrent des irrégularités spatiales des précipitations, une rupture dans la décennie 70 pour la quasi-totalité des postes étudiés et des réductions de la pluviométrie lorsque l'on se rapproche des régions arides aussi l'augmentation

de la variabilité suit l'accroissement de la longitude, la diminution de la latitude et l'altitude atténue cet accroissement.

L'Algérie est connue pour ses sécheresses pluriannuelles. Des pluies inférieures à la normale pendant une période prolongée dans un climat semi-aride ont des effets dévastateurs sur l'agriculture algérienne. En particulier, la partie occidentale du pays a connu plusieurs sécheresses majeures au cours des années 1940 et depuis les années 1970 (**Meddi et Hubert, 2003, Meddi et Meddi, 2009**). **Seltzer (1946)** a déjà présenté une analyse détaillée des précipitations en Algérie. Il a noté que la variabilité des précipitations annuelles (1911-1938) dans les hautes plaines et l'Atlas saharien est moins sensible que dans les régions du Nord de l'Algérie. **Demmak et al. (1994)** a comparé le départ de la pluviométrie à la moyenne (déficit) de la période 1974-1992 avec le déficit de la période 1913-1963 dans le nord de l'Algérie et a trouvé des conditions plus sèches au cours de la dernière période, bien que certaines années dans la première période étaient également sèches (Par exemple. 1913 et 1940). Ils ont observé un déficit accru d'Est en Ouest. Les déficits pluviométriques dans le Nord de l'Algérie sont déclenchés par des conducteurs climatiques, comme ENSO (**El Mahi et al., 2012**). Les déficits de précipitations signalés ont causé de graves problèmes socioéconomiques et prévoyaient que les déficits futurs imposeront une pression croissante sur les faibles ressources en eau algériennes, entre autres pour l'approvisionnement en eau potable et l'irrigation (**Khaldi, 2005**). Une gestion adéquate des ressources en eau, basée sur des données saines, devrait faire face à ces pressions qui se ressentent particulièrement lors d'épisodes de sécheresse. Ces données comprennent à la fois l'état d'une sécheresse en cours (surveillance, caractérisation) et les états de sécheresse qui peuvent être attendus sur la base d'événements passés (prédiction).

Les chaînes de Markov ont également été appliquées pour enquêter sur la sécheresse en Algérie. Par exemple, **Meddi et Meddi (2009; 2013)** ont constaté, sur la base des données sur les précipitations de la période 1930-2003, que dans les plaines occidentales, une année sèche tend à être suivie d'une autre année sèche (c'est-à-dire la persistance). Au contraire, au centre du pays, la probabilité d'une année non sèche après une année sèche est plus élevée que dans l'Ouest. **Lazri et al. (2015)** ont utilisé les chaînes de Markov pour montrer que la probabilité d'une sécheresse sévère augmentera considérablement vers 2041 par rapport à 2005. Les sorts secs sont devenus plus dominants dans la région. Ce fait est soutenu par la réduction de la production agricole, en particulier les céréales en Algérie.

Cette production est marquée par de fortes irrégularités, conditionnées par les différences de pluie.

Cette synthèse bibliographique montre l'importance du phénomène étudié et combien la communauté scientifique s'intéresse à la sécheresse, principalement aux indicateurs de sécheresse comme éléments essentiels pour la gestion de la pénurie d'eau. Les risques de sécheresse ainsi que la préparation et l'élaboration des plans d'intervention pour la réduction des impacts potentiels de la sécheresse ont retenu l'attention de plusieurs chercheurs.

I.6. L'indice de sécheresse

Plusieurs indices permettent de définir la sécheresse à partir des données climatiques mesurées par les stations météorologiques. Afin de réaliser l'analyse statistique des périodes de sécheresse, il faut caractériser ces sécheresses par un paramètre d'intensité. Ce paramètre ou indice peut porter exclusivement sur les précipitations comme le pourcentage à la normale, ou être un résultat plus complexe prenant en compte différentes mesures météorologiques telles que la température, le vent ou l'insolation. Leurs calculs se révèlent complexe quand il s'agit d'indice prenant en compte des bilans et valeur antérieures. (Kaveh, 2010)

Il existe déjà certains outils pour qualifier les périodes sèches. Ces indicateurs sont généralement basés sur des données climatiques fournies par un réseau de stations météorologiques, comme l'indice des précipitations standardisé (SPI) (Hayes, 1996) ou par une combinaison de données climatologiques et pédologiques comme l'Indice de sévérité des sécheresses de Palmer (PDSI) (Hayes, 1996).

Les réseaux de stations météorologiques fournissent des données ponctuelles sur une période de temps donnée. Ces réseaux sont parfois peu représentatifs car trop peu de stations, souvent mal situées, les constituent (Viau et al., 1994, Vogt et Vossen, 1995).

Le but de cette étude est d'évaluer le potentiel de l'indice des précipitations standardisé (SPI) pour le suivi et la caractérisation des conditions de sécheresse dans le bassin Chélif-Zahrez.

I.6.1. L'indice de sécheresse standardisé (SPI)

McKee et al. (1993, 1995) Proposé indice de précipitations normalisé pour évaluer les précipitations anormales et extrêmes. Puisque les données de précipitations sont principalement faussées, afin de calculer SPI, données sur les précipitations sont

normalisés en utilisant la fonction gamma. SPI est basé sur la probabilité de précipitation pour ne importe quelle échelle de temps désiré. Afin de calculer SPI, données pluviométriques historiques à chaque station sont équipés de la fonction de distribution de probabilité gamma:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad \text{Pour } x > 0 \quad (1)$$

Où $\alpha > 0$ est le paramètre de forme, $\beta > 0$ est un paramètre d'échelle, $x > 0$ est la quantité de précipitation, et définit la distribution log normal. Les solutions du maximum de vraisemblance sont utilisées pour estimer de manière optimale les paramètres de distribution de gamma, et pour chaque station et pour chaque échelle de temps:

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right), \quad \beta = \frac{x}{\alpha} \quad \text{Où } A = \ln(x) - \frac{\sum \ln(x)}{n}$$

Et n = nombre d'observations de précipitation. Cela permet à la distribution des précipitations dans les stations à être effectivement représentée par une fonction de probabilité cumulative mathématique donnée par:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} dx \quad (2)$$

Comme la fonction gamma ne est pas définie pour $x = 0$ et une distribution de précipitation peut contenir des zéros, la probabilité cumulée devient:

$$H(x) = q + (1-q) G(x)$$

Lorsque, q est la probabilité d'un zéro. La probabilité cumulée $H(x)$ est ensuite transformé à la distribution normale standard pour donner le SPI (Mckee et al., 1993). Le SPI est calculé en divisant la différence entre la précipitation saisonnière normalisée et sa moyenne saisonnière à long terme par l'écart type. Ainsi

$$S = \frac{X_i - X_{\bar{i}}}{\sigma} \quad (3)$$

X_i : La cumule de la pluie pour une année i (mm).

$X_{\bar{i}}$: La moyenne saisonnière à long terme (mm).

σ : L'écart-type (mm).

Tableau I. 1: Classification de la sècheresse avec la valeur de SPI

(Mckee et al., 1993) :

Classe de SPI	Degré de la sècheresse
$SPI > 2$	Humidité extrême
$1 < SPI < 2$	Humidité forte
$0 < SPI < 1$	Humidité modéré
$-1 < SPI < 0$	Sècheresse modéré
$-2 < SPI < -1$	Sécheresse forte
$SPI < -2$	Sècheresse extrême

I.6.2. Avantages et inconvénients selon WMO, (2012)

Il est possible de résumer les avantages et les inconvénients que présente l'indice SPI comme suit:

I.6.2.1. Avantages

- L'indice SPI offre une bonne souplesse d'utilisation: il est possible de le calculer pour de multiples échelles de temps.
- Quand il porte sur un laps de temps relativement court, entre 1 et 3 mois par exemple, l'indice SPI permet de détecter rapidement les situations de sécheresse et d'en évaluer la gravité.
- L'indice SPI présente une bonne cohérence spatiale, ce qui permet d'établir des comparaisons entre des zones différentes soumises à des climats différents.
- Sa nature probabiliste le place dans un contexte historique, ce qui convient bien à la prise de décision.

I.6.2.2. Inconvénients

- L'indice SPI ne repose que sur les relevés de précipitations ;
- Le bilan hydrique du sol n'étant pas pris en compte, l'indice ne permet pas le calcul du rapport évapotranspiration/évapotranspiration potentielle (ET/ETP).

I.6.3. Valeurs de l'indice de précipitations normalisé pour une période plus ou moins longue (WMO, 2012)**I.6.3.1. Indice SPI sur 1 mois**

Une carte de l'indice SPI calculé sur 1 mois ressemble beaucoup à une carte représentant le pourcentage de la normale des précipitations pour une période de 30 jours.

L'indice dérivé offre en fait une représentation plus exacte des précipitations mensuelles, car la distribution est normalisée.

I.6.3.2. Indice SPI sur 3 mois

L'indice SPI sur 3 mois établit la comparaison entre le total des précipitations sur la période de trois mois examinée et les totaux des précipitations pour cette même période de trois mois de toutes les années pour lesquelles on dispose de relevés.

I.6.3.3. Indice SPI sur 6 mois

L'indice SPI sur 6 mois établit la comparaison entre les précipitations sur la période de six mois examinée et les totaux des précipitations pour cette même période de six mois de toutes les années pour lesquelles on dispose de relevés.

I.6.3.4. Indice SPI sur 9 mois

L'indice SPI sur 9 mois fournit une indication sur les régimes de précipitations intersaisonniers, à moyenne échéance. Il faut en général au moins une saison pour que des conditions de sécheresse s'installent. Un indice SPI établi sur 9 mois et présentant des valeurs inférieures à -1,5 est habituellement un bon indicateur de conditions sèches aux conséquences importantes pour l'agriculture et pouvant affecter d'autres secteurs également.

I.6.3.5. Indice SPI sur 12 mois et jusqu'à 24 mois

A ces échelles de temps, l'indice SPI fournit une représentation des régimes de précipitations à longue échéance. L'indice SPI sur 12 mois établit la comparaison entre les précipitations sur une période de 12 mois consécutifs et celles enregistrées sur la même série de 12 mois consécutifs de toutes les années pour lesquelles on dispose de relevés.

I.6.4. Résumé des indicateurs et des indices

Les indicateurs et indices énumérés dans le tableau I .2, ont été tirés de la littérature de [WMO \(2016\)](#). Ils sont catégorisés par type et facilité d'utilisation et regroupés dans les classifications suivantes: a) météorologie; b) l'humidité du sol; c) l'hydrologie; d) la télédétection.

Tableau I. 2: Indicateur et indice de sécheresse (WMO, 2016)

Basé sur la météorologie	Entrées	Basé sur la météorologie	Entrées
Indice d'anomalie d'aridité (AAI)	P, T, EPT, ET	Indice de sévérité de sécheresse de Palmer (PDSI)	P, T, TED
Deciles	P	Indice Z de Palmer	P, T, TED
Indice de sécheresse de Keetch-Byram (KBDI)	P, T	Indice d'Anomalies de Précipitations (RAI)	P
Pourcentage de précipitations normales	P	Indice de sévérité de sécheresse Palmer auto-calibrée (sc-PDSI)	P, T, TED
Indice de précipitation standardisé (SPI)	P	Indice d'Anomalie Standardisé (ISA)	P
Anomalie des précipitations normalisées (WASP)	P, T	Indice normalisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI)	P, T
Indice d'Aridité (AI)	P, T	Indice de Référence Agricole pour la Sécheresse (ARID)	P, T, Mod
Indice Z de la Chine (CZI)	P	Indice de sécheresse spécifique aux cultures (CSDI)	P, T, Tr, V, Ray., TED, Mod., DC
Indice d'humidité des cultures (CMI)	P, T	Indice de sécheresse de récupération (RDI)	P, T, MN, RS, EF
Indice de surface de sécheresse (DAI)	P	Coefficient hydro-thermique de Selyaninov (HTC)	T, P
Indice de Reconnaissance de la Sécheresse (DRI)	P, T	Indice de sécheresse de la NOAA (NDI)	P
Indice de sécheresse effectif (EDI)	P		
Base sur l'humidité du sol	Entrées	Base sur l'humidité du sol	Entrées
Anomalie de l'humidité du sol (SMA)	P, T, TED	Indice de déficit hydrique du sol (SMDI)	Mod
Indice de déficit d'évapotranspiration (ETDI)	Mod	Stockage de l'eau du sol (SWS)	TED, RS, TS, DHS
Basé sur la télédétection	Entrées	Basé sur la télédétection	Entrées
Indice de végétation amélioré (EVI)	Sat	Indice de satisfaction des besoins en eau (WRSI et WRSI géo-spatial)	Sat, Mod, CC
Indice de stress par évaporation (ESI)	Sat, PET	Indice de l'eau de différence normalisée (IPDN) et indice de l'eau de surface terrestre (IPVI)	Sat

Indice de végétation par différence normalisée (NDVI)	Sat	Indice de végétation ajusté du sol (SAVI)	Sat
Indice de température (TCI)	Sat	Indice de réponse à la sécheresse pour la végétation (VegDri)	Sat., P, T, TED, CT, ER
Indice de l'état de la végétation (VCI)	Sat	Indice de santé de la végétation (VHI)	Sat
Basé sur l'hydrologie	Entrées	Basé sur l'hydrologie	Entrées
Indice hydrologique de sévérité de sécheresse de Palmer (PHDI)	P, T, TED	Indice de l'approvisionnement en eau de surface (SWSI)	P, RS, EF, MNP, RS, EF, MN
Indice normalisé d'approvisionnement en réservoir (SRSI)	RS	Indice de sécheresse totale (DJA)	P, ET, SF, RD, AWC, SP, ET, EF, RS, TED, MN
Indice de débit normalisé (SSFI)	EF	Indice normalisé de fonte des neiges et de pluie (SMRI)	P, T, EF, Mod.
Indice normalisé de niveau d'eau (SWI)	ES	Indice de sécheresse par écoulement (SDI)	EF

I.7. Chaines de Markov

I.7.1. Importance et méthodologie de méthode de chaines de Markov

Plusieurs, techniques statistique permettant d'analyser des donnée de précipitations collectées par des réseaux de pluviomètres ont été publiées dans la littérature. La technique la plus utilisée reste néanmoins celle basée sur les chaines de Markov qui a été très largement utilisée pour l'analyse des précipitations.

I.7.2. Historiques

Dans un processus de Markov, un système effectue des transitions stochastiques de sorte que la probabilité d'une transition survienne dépend uniquement des états de début et de fin. Le système ne conserve aucun souvenir de l'état actuel. La séquence d'états résultante du système s'appelle une chaîne de Markov.

Les chaînes de Markov ont été introduites par [Andreevich Markov \(1856-1922\)](#) et ont été nommées en son honneur. Il était un étudiant talentueux qui a reçu une médaille d'or pour sa thèse de premier cycle à l'Université de Saint-Petersbourg. En plus d'être un mathématicien et un enseignant de recherche Markov a été amené à développer des chaînes comme une extension naturelle des séquences de variables aléatoires indépendantes.

Dans son premier article, en 1906, il a prouvé que pour une chaîne de Markov avec des probabilités de transition positives et des états numériques, la moyenne des résultats

converge vers la valeur attendue de la distribution limite. Dans un document ultérieur, il a prouvé le théorème de limite centrale pour de telles chaînes. Écrit sur Markov, A. P. Youschkevitch remarque: Markov est arrivé à ses chaînes à partir des besoins internes de la théorie des probabilités, et il n'a jamais écrit sur leurs applications à la science physique. Pour lui, les seuls exemples réels des chaînes étaient des textes littéraires, où les deux états indiquaient les voyelles et les consonnes.

Une chaîne de Markov est une suite de variable aléatoire $(X_n, n \in \mathbb{N})$ qui permet de modéliser l'évolution dynamique d'un système aléatoire: X_n représente l'état du système à l'instant n . la propriété fondamentale des chaînes de Markov, est que son évolution future ne dépend du passé qu'au travers de sa valeur actuelle. Autrement dit, conditionnellement à X_n , (X_0, \dots, X_n) et (X_{n+k}) sont indépendants. Les applications des chaînes de Markov sont très nombreuses (réseaux, génétique des populations, mathématique financières, gestion de stock, algorithmes stochastique d'optimisation, simulation.....)

La méthodologie des chaînes de Markov permet de déterminer la probabilité d'avoir une année sèche après année sèche ou non. Ce processus exprime des probabilités conditionnelles de passage de l'état de la veille (année précédente) à l'état de l'année en cours.

Tiennent compte de la liaison entre les années successives. En effet la pluie de l'année K dépend de l'état des années passés.

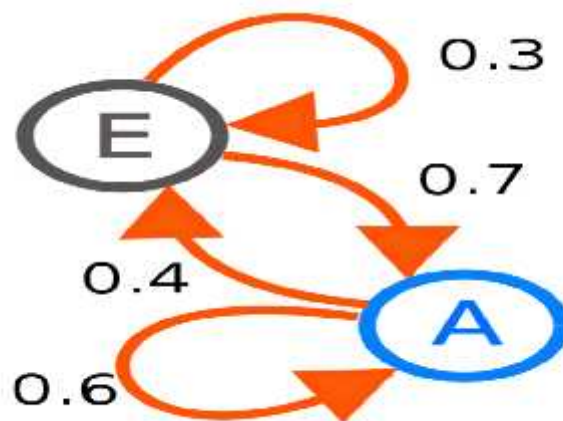


Figure I. 2. Exemple de chaîne de Markov

I.8. Tests Statistiques

Le logiciel Khronostat utilisé a été élaboré par l'IRD - Institut de Recherche pour le Développement (Boyer et al ; 1998) dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique

en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne pour l'analyse de séries hydrométéorologiques.

L'étude des séries temporelles consiste principalement à isoler et analyser séparément chacune des composantes constitutives de la série (tendance, périodicité, auto-corrélation ou effet de mémoire, composante aléatoire), des tests seront appliqués pour tenter de caractériser la nature "non aléatoire" présente dans la série (détection de point de rupture, segmentation).

Les tests d'homogénéité disponibles dans le logiciel Khronostat (l'homogénéité étant comprise ici dans le sens d'absence de rupture dans la série) sont les suivants :

(Le test de Pettitt, La statistique U de Buishand, La procédure de Lee and Heghinian, L'ellipse de contrôle (ellipse de Bois) et La procédure de segmentation des séries (Hubert)).

Pour l'ensemble de ces tests, l'hypothèse nulle est H_0 : «la série ne présente pas de rupture». Le niveau de signification est 0,05. Le test de l'ellipse de Bois et la procédure de segmentation des séries sont accompagnés de graphiques permettant de visualiser les résultats.

Pour l'ellipse de Bois, l'hypothèse nulle est acceptée lorsque le nuage de points est compris à l'intérieur de l'intervalle de confiance au niveau de signification considérée, généralement pris égal à 5 %. Pour la segmentation des séries. Nous pouvons ainsi mettre en évidence un saut de la moyenne, ainsi que l'année où ce saut s'est produit.

I.8.1. Test de corrélation sur le rang

Le test de corrélation sur le rang (Lubes-Niel et al., 1998) est utilisé pour tester l'indépendance des éléments consécutifs d'une série. L'hypothèse nulle H_0 est "la série des X_i , $i=1, N$, est aléatoire" où X_i désigne les réalisations de la variable X observées à des pas de temps successifs égaux. L'hypothèse alternative H_1 de ce test est celle d'une tendance dans la série d'observations.

Ce test est basé sur le calcul du nombre P de paires (X_i, X_j) pour lequel : $X_i > X_j$ ($j > i$, $i = 1, N-1$). Sous l'hypothèse nulle (H_0) de stationnarité de la série, la variable est définie par :

$$\tau = 1 - \frac{4}{N(N-1)} \quad \text{Avec } Q = \frac{N(N-1)}{2} - P \quad (4)$$

suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance égale à :

$$\sigma_{\tau}^2 = \frac{2(2N+5)}{9(N-1)} \quad (5)$$

Il en résulte que si l'hypothèse nulle H_0 est vraie, la variable $U = \tau/\sigma_t$ est une variable normale réduite. Pour un risque de première espèce donné, la région d'acceptation de l'hypothèse nulle est comprise entre : $-u_{1-\alpha/2} \cdot \sigma_t$ et $u_{1-\alpha/2} \cdot \sigma_t$ où $u_{1-\alpha/2}$ désigne la valeur de la variable normale réduite de probabilité de non-dépassement $(1 - \alpha/2)$.

Aucune condition d'application n'est requise pour ce test. Le test de corrélation sur le rang est puissant lorsque la non-stationnarité relève d'une tendance ou d'une rupture de la moyenne mais il n'est pas sensible à un changement brutal de l'écart-type.

Les autres procédures statistiques retenues pour analyser les séries chronologiques de précipitations sont des méthodes de détection de rupture, afin de caractériser la nature "non aléatoire" de la série.

1.8.2. Statistique U de Buishand

La statistique U (Buishand, 1982) est de nature bayésienne et fait référence au modèle simple qui suppose un changement de moyenne dans la série :

$$\bar{X} = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i=1,m \\ \mu + \varepsilon_i + \Delta & i=m+1,n \end{cases}$$

Les ε_i sont des variables aléatoires normales de moyenne nulle et de variance commune inconnue σ^2 . Le point de rupture m et les paramètres μ et Δ sont aussi inconnus. Soit la variable :

$$S_0^* = 0, S_k^* = \sum_{i=1}^k (X_i + \bar{X}), k = 1, N \text{ et } \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$$

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (4)$$

Avec :

$$\begin{aligned} E[S_k^*] &= k(N - m)N^{-6} \cdot \Delta & K = 0, \dots, m \\ E[S_k^*] &= m(N - k)N^{-6} \cdot \Delta & K = m + 1, N \\ \text{Var}[S_k^*] &= K(N - k)N^{-6} \cdot \sigma^2 & K = 0, \dots, N \end{aligned} \quad (6)$$

Sous l'hypothèse nulle H_0 (absence de rupture, homogénéité de la série), la variable S_k^* suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance : $k(N - k)N^{-1} \sigma^2$. $K=0, N$. σ^2 est inconnue et remplacée par son estimateur à partir de la série étudiée $\hat{\sigma}^2$. Il en résulte que la variable S_k^* suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance approximative :

$$k(N - k)(N - k)^{-1} \cdot D_x^2 \quad k = 0, N \text{ et } D_x^2 = N^{-1} \cdot \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \quad (7)$$

En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture m , on définit la statistique U par :

$$U = [N(N - 1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} (S_k^* / D_x)^2 \quad (8)$$

La statistique U s'avère performante pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série cependant le test de Buishand est un test paramétrique faisant l'hypothèse d'une distribution normale des variables de la série. Khronostat nous permet de vérifier la normalité de la série étudiée et dans le cas où celle-ci ne serait pas validée la série est alors transformée (Racine carrée, Logarithme, ...) pour que les données transformées suivent une distribution normale.

Le test de Buishand (Lubes-Niel et al; 1998) s'avère puissant même sur des ruptures de la moyenne d'amplitude modérée lors de l'analyse de sensibilité du test (40% des séries présentant une rupture de la moyenne ont été identifiées comme telle pour un taux de rupture de 50% de la valeur de l'écart-type, et 80% sont détectées pour un taux de rupture de 100% de l'écart-type).

I.8.3. Ellipse de Bois (Lubes-Niel et al; 1994)

Sous l'hypothèse nulle H_0 , il est possible de définir une région de confiance contenant, pour un seuil de confiance donné, la série des S_k^* . Pour un seuil de confiance $1 - \alpha/2$, la région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{k(N-k)}}{\sqrt{(N-1)}} D_x \quad (9)$$

Cette région de confiance est appelée ellipse de contrôle, lorsque les valeurs S_k^* sortent de cette ellipse l'hypothèse H_0 est rejetée au seuil de confiance $1 - \alpha/2$ soit un risque de 1ère espèce .

I.8.4. Test de Pettitt

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979; Servat et al; 1997) est une approche non-paramétrique permettant d'identifier un point de rupture dans une séquence de variables aléatoires indépendantes X_i , $i = 1, N$.

On se propose de tester l'hypothèse H_0 «Absence de rupture dans la série» face à l'hypothèse alternative H_a «Présence d'une rupture dans la séquence».

Pour cela on définit la variable:

$$\mu_{t,N} = \sum_{j=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_4 \text{ ou } D_4 = \text{sgn}(X_i - X_j) \text{ tel que } \begin{cases} \text{sgn}(X) = 1 & \text{pour } \begin{cases} X > 1 \\ X = 0 \\ X < 0 \end{cases} \\ \text{sgn}(X) = 0 \\ \text{sgn}(X) = -1 \end{cases}$$

La variable U permet de comparer l'appartenance de deux échantillons X_1, X_t et X_{t+1}, X_N à la même population. La statistique $U_{t,N}$ est considérée pour l'ensemble des valeurs de t tel que $1 \leq t \leq N$. On utilise alors la variable K_N pour tester H_0 telle que :

$$k_N = \max |U_{t,N}| \quad (10)$$

Si k désigne la valeur de k_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle H_0 , la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par: $\Pr(K_N >$

$$k) \approx 2 \cdot \exp\left(-\frac{6k^2}{N^2 + N^2}\right) \quad (11)$$

Pour un risque α de première espèce donné, H_0 est rejetée si cette probabilité est inférieure à α . Dans ce cas, la série présente une rupture au temps t définissant ainsi K_N .

La faiblesse du test a pu être mise en évidence (Lubes-Niel et al; 1998) sur les ruptures dans une série chronologique portant sur l'écart-type. Concernant un changement brutal de la moyenne, la rupture est bien identifiée : 60% des séries présentant une rupture de la moyenne de 100% de l'écart-type ont été identifiées comme telles. Pour des taux de ruptures inférieures à 100% de l'écart-type, le rejet de l'hypothèse de stationnarité H_0 et l'estimation correcte de la date de rupture restent faibles pour un taux de rupture de 75 % seuls 37% des ruptures sont bien identifiées, ce taux diminue à 16% pour un taux de rupture de 50% dans la moyenne.

I.8.5. Procédure de segmentation de Hubert

La procédure de segmentation (Hubert et al; 1993) de séries chronologiques est appropriée dans le cas de ruptures multiples dans les séquences, contrairement au test de Pettitt qui identifie la rupture la plus marquée de la série. Le principe de cette procédure est de "découper" la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée soit significativement différente de la moyenne du (des) segment(s) voisin(s).

Soit une série chronologique $X_i, i = 1, N$. Toute série X_i pour $i = i_1, i_2$ telle que $i_1 \leq i, i_2 \leq N$ et $i_1 < i_2$ constitue un segment de la série initiale. Toute partition de la série initiale en m segments constitue une segmentation d'ordre m de cette série, la longueur de chaque segment est sa moyenne $\overline{X_R}$.

Ce test peut être considéré comme un test de stationnarité (Lubes-Niel et al; 1998) où H_0 est l'hypothèse nulle «la série est stationnaire». La procédure de segmentation de Hubert est puissante : 60% des séries présentant une rupture dans la moyenne (taux de rupture égal à 100% de l'écart-type) sont déclarées non-stationnaires pour un niveau de signification du

test de Scheffé de 1% et seules 6% des séries stationnaires sont segmentées au même niveau de signification.

I.9. Analyse en composant principale (ACP)

L'ACP consiste à remplacer une famille de variables par de nouvelles variables de variance maximale, non corrélées deux à deux et qui sont des combinaisons linéaires des variables d'origine. Ces nouvelles variables, appelées composantes principales, définissent des plans factoriels qui servent de base à une représentation graphique plane des variables initiales. L'interprétation des résultats se restreint généralement aux deux premiers plans factoriels, sous réserve que ceux-ci expliquent la majeure partie de la variance du nuage des variables initiales.

I.9.1. Paramètres statistiques

Pour le traitement statistique des données nous avons calculé les paramètres statistiques suivants : moyenne, écart type, coefficient de variation (CV).

a) **Moyenne** : La moyenne de y est égale à la somme des y_i divisée par l'effectif.

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i = \bar{y} \quad (12)$$

b) **Variance** : La variance de y est égale à la somme des carrés des écarts à la moyenne divisée par l'effectif n .

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \dagger_y^2 \quad (13)$$

c) **Ecart type** : L'écart type d'une variable est égal à la racine carrée de sa variance.

$$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} = \dagger_y \quad (14)$$

d) **Coefficient de variation**

La moyenne \bar{y} comme l'écart type \dagger_y s'exprime dans la même unité que la variable Y . On définit le coefficient de variation, en général, pour des variables positives seulement. Il s'exprime comme le rapport de l'écart type à la moyenne :

$$CV = \dagger_y / \bar{y} \quad (15)$$

Chapitre II
Caractéristiques
géographiques et
physiographiques

II.1 Situation géographique

Le territoire national est divisé en cinq régions hydrographiques dont celle du Cheliff-Zahrez, Située au centre Ouest de l'Algérie du Nord. Le bassin hydrographique Cheliff-Zahrez occupe une superficie de 56 227 Km², limitée au Nord par la mer Méditerranée à l'Ouest par la région Oranie Chott-Chergui au Sud par le désert et à l'est par la région de l'Algérois-Chott-Hodna. La région du Cheliff-Zahrez est bordée par deux chaînes principales; l'Atlas tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud. Elle est comprise entre la longitude 3° 50' Est et 0° 08' Ouest et 33° 53' de latitude Sud et de latitude 36° 34' Nord (figure II.1).

Le Cheliff est une exception notable parmi les fleuves Nord-africain ; c'est le seul oued qui draine une partie des hauts plateaux, et c'est un de ceux qui possèdent le cours le plus long et le débit le plus grand. Le bassin versant du Cheliff occupe une portion de l'Algérie dont l'orographie est à la fois simple et typique. Des chaînes montagneuses, parallèles à la côte, séparées par les zones déprimées ou par de hautes plaines, en constituent les principaux traits. Cette disposition correspond à la structure géologique, mais sa réalisation fut assez récente puisqu'elle ne s'est traduite définitivement dans le relief qu'au cours de la période Miocène.

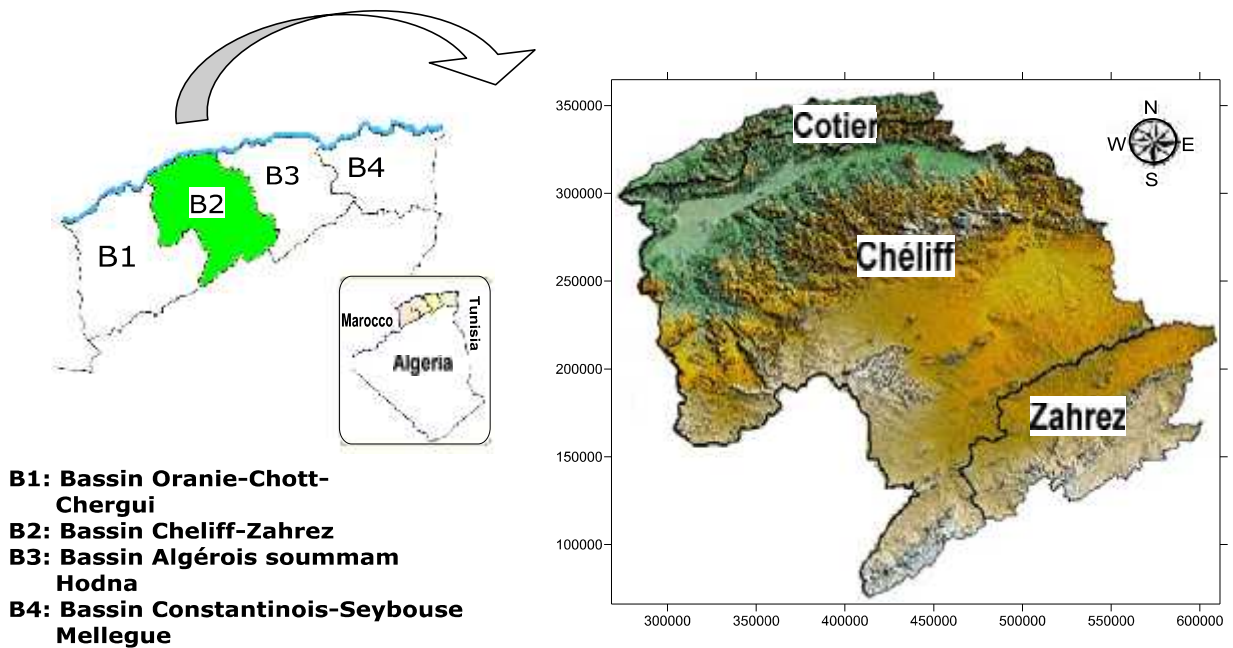


Figure II. 1: Situation géographique du bassin hydrographique Cheliff-Zahrez

II.2 Hydrographie

Au plan hydrographique, la région hydrographique Cheliff Zahrez regroupe trois bassins versants :

Au Nord: Le bassin du Côtier Dahra, avec une superficie de 3 201 Km², ne forme par un bassin unique mais se compose de 3 sous bassins. Il présente un chevelu hydrographique de 702 Km d'oueds permanents et 1 836 Km d'oueds temporaires. les principaux oueds sont: Oued kramis, Oued Allala et Oued Damous.

Au centre: le bassin du Chélif qui s'étend sur 43 750 km², est le plus vaste bassin de l'Algérie du Nord du pays et représente 77% de la superficie de la RHCZ. Il regroupe 36 sous bassins versants et compte 5 468 km d'oueds permanents et 18 495 km d'oueds temporaires.

Au Sud, le bassin du Zahrez est une dépression endoréique qui regroupe 6 sous bassins il présente un très faible chevelu hydrographique de 116 km d'oueds permanents et 4 442 km d'oueds temporaires et comprend deux chotts: Zahrez Chergui et Zahrez Gharbi. Au total, la RHCZ compte 6 286 km d'oueds permanents et 24 773 km d'oueds temporaires.

II.3 Orographie

En fonction de la géologie, de la lithologie et de la topographie la région d'étude s'organise en deux grandes unités structurales : le Système Tellien et les Hautes plaines steppiques.

II.3.1. Le Système Tellien.

C'est un ensemble constitué par une succession de massifs montagneux, côtiers et sublittoraux, et de plaines ([HADJIAT, 1997](#)).

L'atlas tellien littoral regroupe de l'Est à l'Ouest, le massif de Gontas, les monts de Zaccar le massif de Beni Menasseurs et le Dahra, qui sépare la région d'étude de la mer et qui forme une barrière assez continue de quelque 70 km de longueur s'étageant entre 500 et 900 m d'altitude moyenne.

La dépression intertelliene occupe les plaines alluviales du Cheliff, partagée en principales plaines

✓ La plaine d'El Khemis, reconnu aussi sous le nom du Haut Cheliff elle est comprise entre le seuil de Djendel à l'Est et le seuil de Ain Defla à l'Ouest

✓ La plaine d'El Abadia et d'Oued Fodda reconnu aussi sous le nom du Moyen Cheliff, elle est comprise entre le seuil d'Ain Defla à l'Est et le seuil de Pontéba à l'Ouest

✓ La basse plaine du Bas Chélif, forme une étroite bande d'une dizaine de kilomètres de largeur qui draine le Cheliff, depuis la ville de Chlef jusqu'au confluent avec l'oued Mina.

L'atlas Sud tellien borde continuellement au Sud la dépression intertelliene reconnue aussi sous le nom de massif d'Ouersenis, forme l'ossature de la bordure Sud de la zone d'étude. C'est une chaîne importante s'allongeant sur plus de 200 km, culminant à 1985 m au djebel Ouersenis, son altitude moyenne s'accroît régulièrement d'Ouest en Est à 1300 m environ, à l'Est de ce massif central s'élèvent les monts de Matmata de par et d'autre par les vallées de l'Oued Deurdeur et du Chélif (Boulain, 1957).

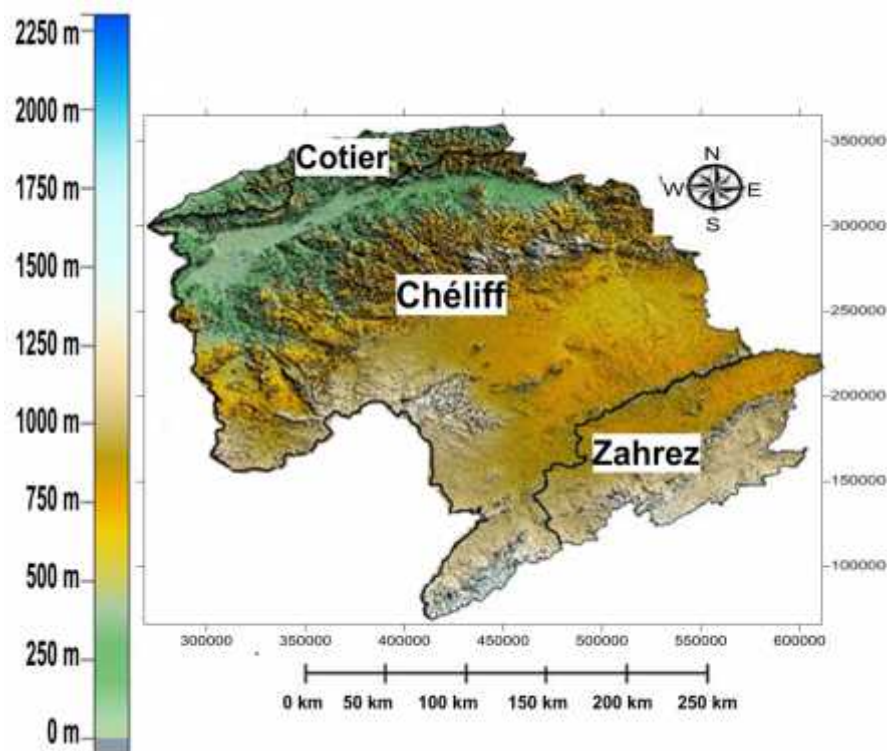


Figure II. 2: Le Système Tellien (Cheliff-Zahrez).

II.3.2. Les Hautes Plaines steppiques

Localisées entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au Sud, à des altitudes plus ou moins importantes de 900 à 1 200 m. Elles sont parsemées de dépressions salées, chotts ou sebkhas (Zahrez Chergui et Zahrez Gharbi) qui sont des lacs continentaux formés au Pléistocène sous l'effet des pluies torrentielles et du ruissellement important qui en découle.

II.4 Caractéristiques physiographiques

Les différents paramètres morphométriques du bassin (forme, altitude, pente, relief, etc..) interviennent, et souvent de façon combinée, dans les modèles de l'écoulement. Ils ont l'avantage de se prêter à une analyse quantifiée, mais l'emploi des méthodes de mesure correspondantes doit être mené avec prudence, vu l'extrême interférence des facteurs physiques et l'influence, parfois prononcée, de certains paramètres qu'il est difficile d'exprimer par les méthodes précises et définies.

Dans le cas du Cheliff-Zahrez, la taille importante du bassin versant (56 227 km² soit plus de 22% de la superficie de l'Algérie du Nord), et même celle des (03) bassins qu'il englobe; Côtier (3 202 km²), Cheliff (44 035 km²) et le Zahrez (8 990 km²) ainsi que sa complexité géologique, notamment dans sa partie Nord, rendent une telle étude fort délicate. C'est pourquoi nous nous limiterons à quelques caractéristiques morphométriques susceptibles d'identifier les bassins de la région d'étude, leurs diverses unités et de comparer ces paramètres entre eux, sans pour autant prétendre en tirer des conclusions exhaustives.

II.4.2. Superficie, Altitude et formes des unités hydrologiques

L'aire de l'étude se compose selon les délimitations orohydrographiques, de 03 bassins : Le côtier Dahra, le Cheliff de son tour se divise en deux grands bassins : le Cheliff à l'aval du barrage Boughzoul et le Cheliff à l'amont du barrage de Boughzoul, ainsi que le bassin du Zahre.

II.4.2.1. Superficie

Leurs superficies respectives, mentionnées dans le tableau II. 1, varient de 3 201 km² (Côtier Dahra), à 8 989 km² (bassin du Zahrez), à 19 979 km² (bassin Cheliff Amont Boughzoul) et à 24 028 km² au bassin Cheliff à l'aval du Boughzoul qui à son tour contrôle 43% de la surface de réception totale de la région hydrographique. Les bassins Amont Boughzoul et Zahrez représentent 51 % de la surface de réception totale du bassin Cheliff-Zahrez, par contre le bassin côtier ne représente que 6%.

Ces trois grands bassins englobe plusieurs sous bassins; (Côtier; 03 sous bassins); (l'aval Boughzoul; 24 sous bassins); (l'amont Boughzoul; 12 sous bassins) et le bassin Zahrez (06 sous bassins).



Figure II.3: Carte des sous bassins versant Chélif-Zahrez. (ABH).

II.4.2.2. Altitude moyenne

L'altitude moyenne de la région d'étude, calculée à partir de la courbe hypsométrique, varie de 300 à 1100 m. Elle est de l'ordre de 390 m dans le bassin côtier, et elle varie dans le bassin Cheliff entre 640 m (Aval Boughzoul), de 980 m dans les hauts plateaux (Amont Boughzoul). Dans le bassin Zahrez, l'altitude moyenne varie dans de fortes proportions.

De la répartition par tranches d'altitude de la superficie des bassins, plus significative que l'altitude moyenne, ressort nettement des courbes hypsométriques; elle est, par ailleurs, visualisée par le diagramme des fréquences altimétriques établi pour les bassins de la région d'étude (figures II. 4, 5, 6 et 7).

Il s'avère que les secteurs d'altitude supérieure à 1200 m sont peu étendus dans les bassins Aval et Amont Boughzoul. Elles correspondent à des massifs montagneux importants, seuls les sommets des monts de l'Ouarsenis, des monts de Tiaret et des djebels Ammour dépassant les 1600 m d'altitude.

Les zones d'altitude comprise entre 400 et 1000 m couvrent 13 899 km² dans le bassin Aval Boughzoul, soit environ 58% de la superficie total de ce bassin. Les zones d'altitude comprise entre 700 et 1200 m couvrent 15 736 km² dans le bassin Amont Boughzoul, soit environ 79% de la superficie totale du bassin. Dans le bassin du Zahrez, les zones d'altitude comprises entre 800 et 1200 m couvrent 6 908 km², soit 77 % de la superficie totale du bassin. Ces zones dans les bassins à l'amont du barrage Boughzoul et Zahrez correspondent en majorité aux bassins des hautes plaines. L'altitude de ces dernières ne descend, que très rarement, en dessous de 700 m (figure II. 2).

Enfin, les secteurs, d'altitude inférieure à 400 m dans le bassin Aval Boughzoul, représentant un peu plus du quart (29,45%) de la superficie totale du bassin. Elles concernent essentiellement la moitié septentrionale du bassin. Ils correspondent exclusivement aux vallées drainées par le Moyen et le Bas Cheliff (le principal affluent : l'Oued Mina).

Dans le bassin du Côtier, d'après le diagramme des fréquences altimétrique, les secteurs d'altitude supérieure à 600 m sont très peu étendu dans le bassin. Ainsi, les secteurs d'altitude supérieure à 1000 m ne couvrent pas les 10 km², soit 0,36 % de la superficie totale. Par contre, les secteurs d'altitude inférieure à 600 m représentent 2476 km², soit 80% de la superficie totale du bassin. Enfin, la tranche d'altitude inférieure à 100 m ne représente que 8 % de la superficie totale; elle correspond aux vallées près de la mer (figure II. 6).

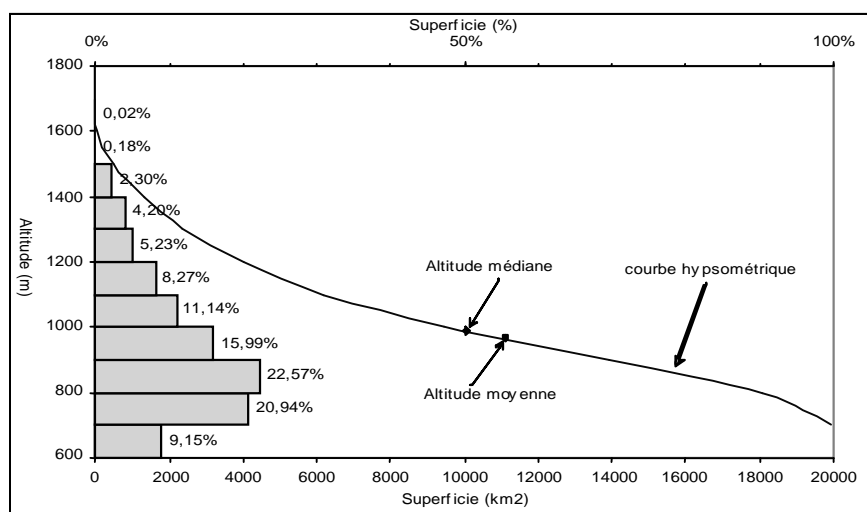


Figure II. 4: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Amont-Boughzoul

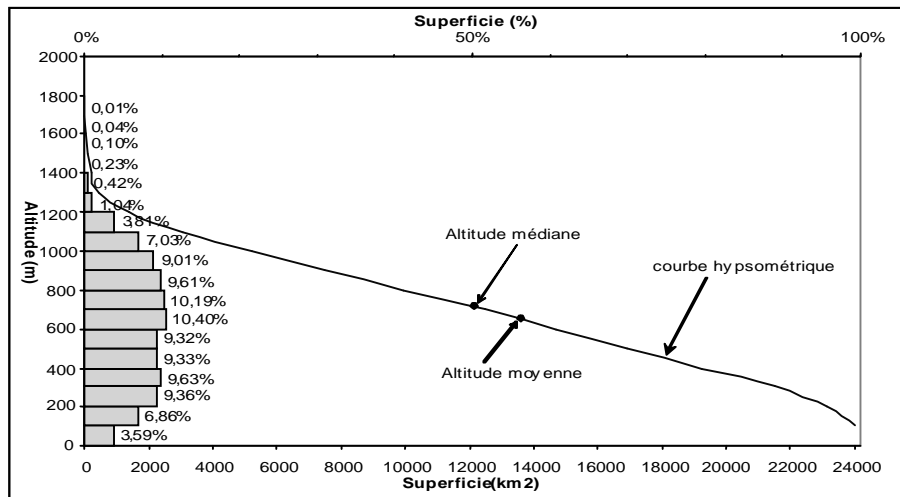


Figure II. 5: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Zahrez..

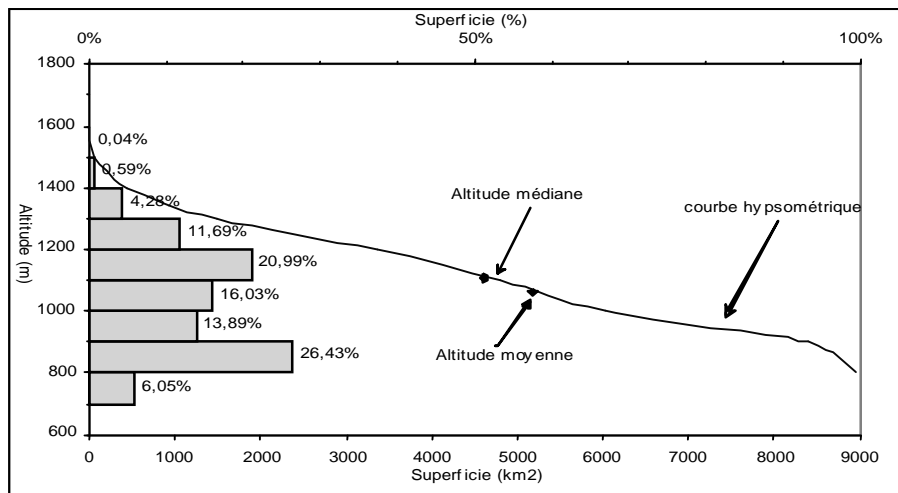


Figure II. 6: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Aval-Boughzoul

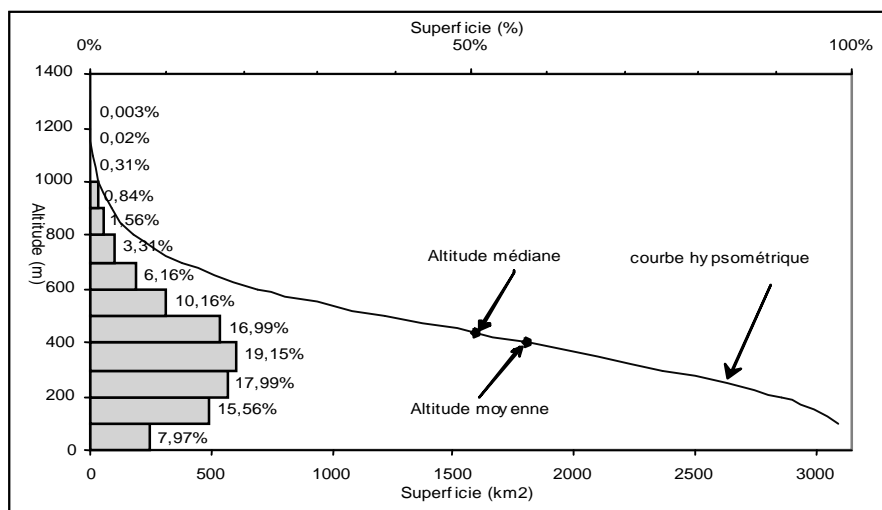


Figure II. 7: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin Côtier - Dahra

II.4.2.3. La forme de bassin

Cette forme qui peut être traduite par l'indice de compacité de « Graveluis » K_c , a également une influence certaine sur l'écoulement; elle détermine, dans une certaine mesure, l'allure de l'hydrogramme de crue. Un bassin très allongé ne réagira pas, toutes choses égales d'ailleurs, de la même manière qu'un bassin de forme ramassée.

II.4.2.4. L'indice de compacité (K_c)

L'indice de compacité (K_c) s'établit en comparant le périmètre stylisé du bassin (P) à celui d'un cercle qui aurait la même surface (A) :

$$\text{Soit : } K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1)$$

K_c est égal à 1 pour un bassin circulaire et croît d'autant plus que la compacité diminue.

Tableau I. 1: Indices de compacité par sous bassin versant

Bassin	Code sous bassin	Nom sous bassin	Superficie (km ²)	Périmètre (km)	Indice de capacité (kc)
Côtier Dahra	201	Cotier guetta	1312	243,2	1,88
	202	Cotier tenes	1324	245,1	1,89
	203	Cotier chercHELL	565,4	128,8	1,52
Cheliff à aval de Boughzoul	113	Oued cheliff djellil	992,85	179,96	1,6
	114	Oued cheliff ghrib	1383,9	176,81	1,33
	115	Oued cheiff harbil	767,29	167,95	1,7
	116	Oued deurdeur	857,64	185,65	1,78
	117	Oued cheliff harraza	743,97	142,68	1,46
	118	Oued ebda	680,55	141,1	1,51
	119	Oued rouina zeddine	898,54	173,69	1,62
	120	Oued cheliif tikazel	570,52	142,58	1,67
	121	Oued fadda	1161,2	212,75	1,75
	122	Oued ras ouahrane	1437,44	224,12	1,66
	123	Oued sly	1405,7	225,12	1,68
	124	Oued cheliff ourizane	564,72	122,13	1,44
	125	Oued tiguiguest	1513,2	202,89	1,46
	126	Oued rhiou tleta	928,45	185,18	1,7
	127	Oued djidiouia	799,4	162	1,6
	128	Oued cheliff tarhia	759,63	145	1,47
	129	Oued mina amont	1277,6	176	1,38
	130	Oued taht	657,57	128	1,4
	131	Oued mina moyenne	892,21	162	1,52
	132	Oued abd amont	1352	188	1,43
133	Oued abd aval	1228,1	198	1,58	
134	Oued mina hadda	1250,8	193	1,53	
135	Oued mina aval	1462,2	212	1,55	
136	Oued cheliff maritime	431,41	112	1,51	
Cheliff à l'amont de	101	Oued sebqag berkana	791	139,5	2,01
	102	Oued namous cHelal	2019	268,5	1,67
	103	Oued touil amont	963,8	177	1,6

Boughzoul	104	Oued sakni	1329	156,5	1,5
	105	Oued touil moyen	1403	203,3	1,52
	106	Oued touil aval	2033	233,9	1,45
	107	Oued sousselem	2833	292,7	1,54
	108	Oued mechti zerqa	1549	251,3	1,79
	109	Oued ouassel amont	699,3	152	1,61
	110	Oued ouassel moyen	1403	222,1	1,66
	111	Dait ei firania	2339	284,6	1,65
	112	Diaa boughzoul	2617	338,8	1,85
Zahrez	1701	Oued mesrane	1330	176,9	1,36
	1702	Oued djelfa hadjia	2223	252,7	1,5
	1703	Zehrez rharbi	1936	257,7	1,64
	1704	Daiet Mefiteg	437,6	95,8	1,28
	1705	Oued Medjedel	1434	200	1,48
	1706	Zehrez Chegui	1628	213	1,48

(Mehaiguene,2005)

Toutes les valeurs sont très rapprochées, les formes des sous bassins correspondants étant donc plus ou moins identiques. Il est cependant nécessaire de soulever des réserves au sujet de la fiabilité des valeurs de l'indice de compacité, du fait qu'elles sont étroitement liées aux mesures du périmètre stylisé.

Il n'en demeure pas moins que les bassins de la région d'étude (Côtier, Cheliff et Zahrez) présentent, dans l'ensemble, des formes assez allongées favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement. Mais l'influence du relief est plus déterminante.

II.4.2.5. Indice de pente et relief

Le relief joue un rôle prépondérant dans l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global (I_g).

L'indice de pente globale se calcule d'après la formule suivante:

$$I_g = \frac{D}{L}, \text{ (m,km)} \quad (2)$$

D: dénivelée simple ou bien la distance verticale qui, exprimée en mètres, sépare les altitudes ayant 5% de la surface du bassin au-dessous d'elles; elle peut être assimilée à la distance séparant les deux courbes de niveau maîtresses extrêmes qui délimitent le bassin.

L : longueur du rectangle équivalent telle que définit par M.Roche (km)

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (3)$$

A:la superficie du bassin versant en Km²

Sous classes de relief au sens des hydrologues de l' O.R.S.T.O.M. (IRD actuellement)

$D_s < 10$ m Classe R₁ – relief très faible

$10 < D_s < 25$ m Classe R₂ – relief faible

$25 < D_s < 50$ m	Classe R ₃ – relief assez faible
$50 < D_s < 100$ m	Classe R ₄ – relief modéré
$100 < D_s < 250$ m	Classe R ₅ – relief assez fort
$250 < D_s < 500$ m	Classe R ₆ – relief fort
$D_s > 500$ m	Classe R ₇ – relief très

Tableau I. 2: Indice de pentes globales et classe de relief.

Bassin	Code de bassin	Superficie	Ig	Ds (m/Km)	Classe de relief
Côtier Dahra	201	1312	5,88	213,07	R5
	202	1324	6,8	247,29	R5
	203	565,4	18,18	432,33	R6
Cheliff à l'aval de Boughzoul	113	992,85	16,91	532,67	R7
	114	1383,9	17,67	657,11	R7
	115	767,29	15,01	415,86	R6
	116	857,64	19,41	568,51	R7
	117	743,97	23,87	346,11	R7
	118	680,55	23,73	619,02	R7
	119	898,54	21,38	640,85	R7
	120	570,52	14,49	346,11	R6
	121	1161,2	18,08	616,17	R7
	122	1437,4	11,31	428,71	R6
	123	1405,7	17,3	648,61	R7
	124	564,72	20,12	478,05	R6
	125	1513,2	13,21	513,84	R7
	126	928,45	16,02	488,13	R6
	127	799,4	12,95	366,11	R6
	128	759,63	10,04	368,79	R6
129	1277,6	11,51	411,24	R6	
130	657,57	15,65	401,21	R6	
131	892,21	16,21	484,23	R6	
132	1351	9,22	339,23	R6	
133	1228,1	13,03	456,58	R6	
134	1250,8	14,8	523,55	R7	
135	1462,2	10,03	383,76	R7	
136	431,41	12,85	266,81	R6	
Cheliff à l'amont de Boughzoul	101	791	6,45	125,62	R5
	102	2019	5	224,67	R5
	103	963,8	4,76	147,83	R5
	104	1329	7,69	225,4	R5
	105	1403	5,8	217,14	R5
	106	2033	6,58	296,64	R6
	107	2833	6,93	368,89	R6
	108	1549	4	157,43	R5
	109	699,3	5,45	144,24	R5
	110	1403	6,1	228,39	R5
	111	2339	4,76	230,3	R5
	112	2617	4,29	219,24	R5
Zahrez	1701	1330	11,11	405,21	R6
	1702	2223	5,88	277,35	R6
	1703	1936	5,32	234,04	R5
	1704	437,6	7,41	154,95	R5
	1705	1434	4,55	172,13	R5
	1706	1628	8,57	345,84	R6

(Mehaiguene,2005)

Toutefois, les résultats (tableau I.2) permettent de montrer que les plus fortes valeurs de l'indice de pente global (I_g) et la dénivelée spécifique (D_s) concernent les sous bassins situés à l'aval du barrage Boughzoul (relief fort), ainsi que le sous bassin Côtier Cherchel (Côtier Dahra).

Ces valeurs traduisent bien d'ailleurs l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief dans ces secteurs.

Les valeurs les plus faibles de l'indice de pente global (I_g), relief modéré, correspondent aux bassins situés à l'Amont Boughzoul et Zahrez; elles caractérisent le milieu des hautes plaines, relativement plat et homogène, dont ces bassins font partie. Le bassin du Zahrez situé à l'amont du barrage Boughzoul, bien que faisant partie des hautes plaines, se classe dans la catégorie du relief assez fort. Ceci est lié à la massivité des reliefs calcaires karstifiés que comporte ce secteur, entre autres les djebels Slim Dar Chioukh et Djelfa.

II.5 Réseau hydrographique

Le bassin Cheliff résulte de la jonction de deux cours d'eau importants: l'Oued Touil et Nahr Ouassel, drainant respectivement une superficie de 16 338 km² et 3 651 km² et dont la confluence donne naissance à l'Oued Cheliff.

L'oued Touil prend sa source dans l'Atlas saharien, près d'Aflou dans les monts de Djebel Ammour. Il traverse les hautes plaines de quatre wilaya successivement: Laghouat, Djelfa, Tiaret et Medea au barrage Boughzoul, avec une orientation SW-NE jusqu'à Chahbounia à Médéa pour confluer avec l'oued Nahr Ouassel qui coule en oblique vers le Nord-Est et traverse successivement (03) wilayas :Tiaret, Tissemsilt et Médéa.

L'Oued Cheliff résultant de jonction des deux grands cours d'eau précédents, prend d'abord une direction Sud-Nord et franchit la chaîne de Médéa (Boughari). Ensuite, suivant une orientation SE-NW il traverse le massif de Gantass, et enfin il coule en oblique de l'Est à l'Ouest, traversant ainsi successivement (04) wilayas: Ain Defla, Chlef, Relizane et Mostaganem, jusqu'à son embouchure dans une large vallée vers la mer méditerranée.

Sur la majeure partie de son cours d'eau, il serpente au fond d'une vallée parallèle à la mer bordée au Sud par le massif des Ouarsenis et au Nord par la chaîne côtière des monts du Dahra et du Zaccar. De Boughzoul à l'embouchure du Cheliff, la distance en ligne droite est d'environ 250 km et la dénivellation à peu près 625 m. Durant tout ce parcours, l'Oued Cheliff ne reçoit pas d'affluents importants sur sa rive droite sauf l'Oued Ebda et l'Oued Ras Ouahrane, mais sur sa rive gauche, il collecte les eaux de l'Oued Deurdeur,

Harreza, Rouina Zeddine, Fodda, Sly, Rhiou, Djediouia et l'affluent important plus au Ouest : Oued Mina qui suit une direction Sud-Nord.

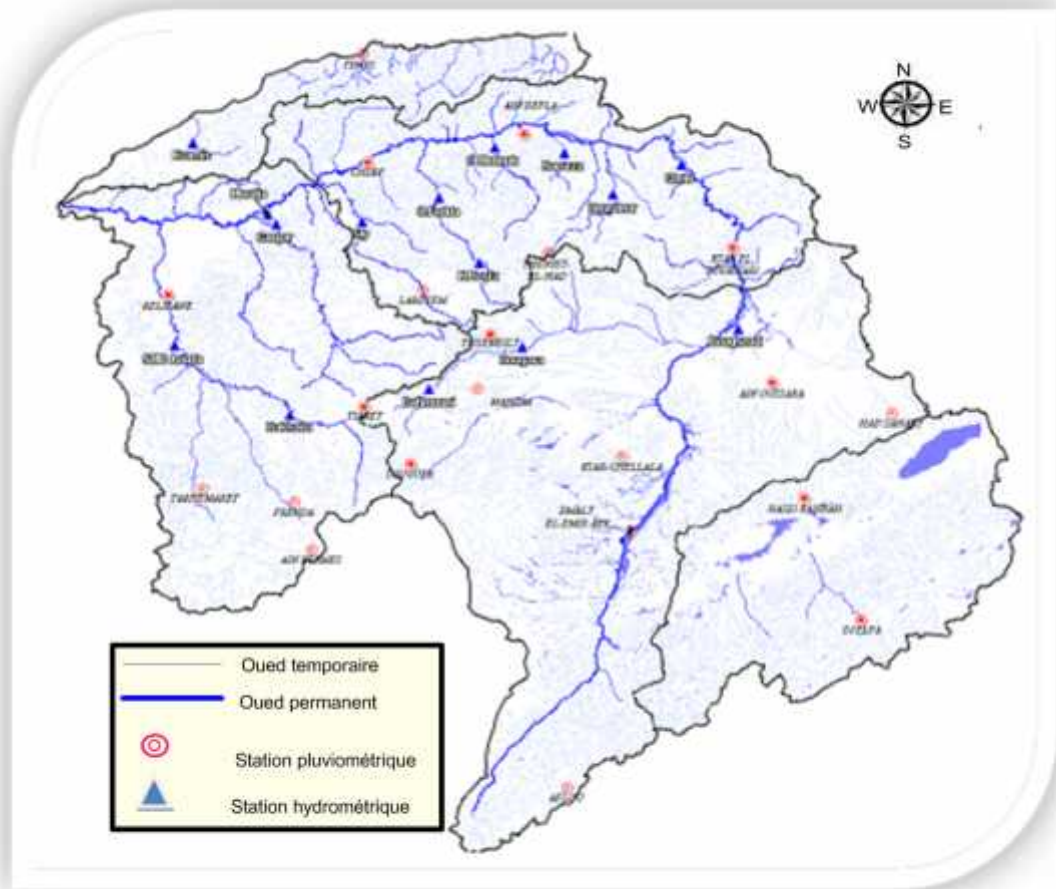


Figure II. 8: Réseau Hydrographique du bassin Cheliff-Zahrez. (ABH).

II.6 Densité de drainage

L'opposition entre les secteurs Sud et Nord du bassin Cheliff-Zahrez est encore plus marquée par les densités de drainage. Pour affiner l'analyse, nous avons effectué des calculs de la densité de drainage total, permanent et temporaire, pour les principaux bassins contrôlés par les stations hydrométriques. La densité de drainage est calculée comme suit

$$D_d \text{ (densité de drainage total)} = \frac{L}{A}$$

L : longueur totale curvimétrée (en km) des drains permanents et temporaires.

A : surface du bassin versant (km²).

Plus que la densité de drainage total (D_d) qui s'assimile à la notion de densité de thalwegs, préconisée par les morphologues, du fait qu'elle exprime la dissection

générale du relief, la densité de drainage permanent (D_{dp}) fait mieux ressortir, dans notre optique hydrologique, les variations de l'écoulement à l'échelle du bassin.

En effet, les valeurs de D_{dp} varient considérablement d'un secteur à l'autre et sont étroitement dépendantes de deux facteurs principaux, la lithologie et l'abondance des précipitations.

Elles sont faibles dans la région des hautes plaines: les sous bassins à l'amont du barrage Boughzoul, malgré qu'on enregistre des valeurs relativement élevée au Nord du bassin aux sous bassins ; Oued Mechti Zerga (32%), Oued Ouassel Amont (35%) et Oued Ouassel Moyen (34%), et très faible dans le bassin Zahrez, en raison d'une part, de la faible abondance des précipitations à laquelle s'ajoute une évapotranspiration élevée et d'autre part, de la perméabilité non négligeable des formations lithologiques. Le rôle de la lithologie apparaît plus clairement dans les sous bassins de l'Oued Touil aval, Oued Touil Moyen et Oued Skani.

La densité de drainage permanent reste en moyenne assez faible dans le bassin Cheliff à l'amont du barrage de Boughzoul.

Elle est, par contre, relativement élevée dans le bassin du Côtier-Dahra (sous bassin CôtierGuelta; 43% et Côtier Cherchel; 27%) et dans le bassin Cheliff à l'aval du barrage de Boughzoul (sous bassin Oued Deurdeur; 35%, Oued Fodda; 39%, Oued Sly; 46%, Oued Tiguiguest; 51% et Oued Cheliff Tarhia; 64%) où se conjugue une forte abondance pluviométrique et une faible perméabilité des affleurements géologiques. Toute en ajoutant que les valeurs de la densité de drainage permanent enregistrées aux sous bassin de la rive gauche de l'Oued Cheliff sont nettement supérieures aux celles des sous bassins de la rive droite (Oued Sly; 46%, Oued Ras Ouhrane 15%).

Dans l'ensemble, la densité de drainage temporaire est nettement plus élevée dans les hautes plaines (Amont Boughzoul et Zahrez) où une bonne partie des drains est à sec la plupart du temps; les affluents ne sortent des bassin que lors des crues, d'où la notion d'écoulement « pseudo-exoréique »

II.7 Contexte climatique

II.7.1 Pluviométrie

La partie Nord de l'Algérie est caractérisée par un climat méditerranéen avec un hiver relativement froid et pluvieux et un été chaud et sec. La pluviométrie atteint 400 mm à l'Ouest, 700 mm au Centre et 1000 mm à l'Est pour le littoral. Ce type de climat concerne également les chaînes de l'Atlas Tellien où l'on enregistre au niveau des sommets

orientaux des totaux variant de 800 à 1600 mm, alors que les valeurs s'abaissent vers le Centre (700 à 1000 mm) et vers l'Ouest (600 mm). Au niveau des plaines de l'Atlas Tellien, la pluviométrie varie de 500 mm à l'Ouest, 450 mm au Centre et de 700 mm à l'Est. (MEDDI, 2009).

Dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff, une concentration de précipitation sur le versant de Sud des monts du Dahra, avec un moyenne annuel plus de 500mm (station de Medea, Arib, Taougrite), la précipitation sont réduisent dans le plain de Haut et Moyen Cheliff elles varient entre 500 et 300mm.

Pour le bassin de Bas Cheliff et la Mina, les précipitations varient entre 400 et 350mm.

Dans la plaine de Amont Boughzoul et Zahrez le climat est semi aride, en remarque un réduisent de la concentration de pluies du moyen interannuel varie entre 260 et 170mm.

II.7.2 Température

La température est l'un des éléments fondamentaux dans l'établissement du bilan hydrologique et dans la détermination du caractère climatique d'une région et constitue aussi un facteur nécessaire à l'apport de l'énergie pour les plantes.

Les données existantes sont celles des stations gérées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et par l'Office National de Météorologie. Ces données sont relevées à partir des cartes de températures moyennes mensuelles éditées par l'ANRH.

Les températures moyennes annuelles les plus élevées sont enregistrées dans les plaines du Haut - Moyen Cheliff et Bas Cheliff, elles varient entre 17 et 19 degrés (station Ain Defla, Chlef et Relizane). Les plus basses sont enregistrées en altitude; elles varient entre 13 et 15 degrés (station de Theniet El Had, Médéa et Guertoufa), avec une diminution progressive du Nord (bassin Côtier) au Sud (bassin Amont Boughzoul et Zahrez): 18,5 C° à Ténès, 16,2 C° à K sar Chellala et 13,4 C° à Djelfa.

Ces données mettent en évidence l'accroissement de la tendance continentale du climat du Nord au Sud de la région hydrographique; la continentalité s'affirme nettement dans les hautes plaines dont le relief en cuvette se trouve isolé des influences maritimes par l'écran montagneux que présente la chaîne tellienne.

La limite de cette continentalité est marquée par le décalage du mois le plus chaud: il se produit déjà en Juillet dans les hautes plaines (bassin Amont Boughzoul et Zahrez) à cause des variations rapides de la température de l'air alors qu'il est reporté en Août sur le littoral (bassin Côtier) du fait de l'influence maritime qui retarde la montée des températures.

II.7.3 Evapotranspiration

Les données des évapotranspirations sont relevées à partir des cartes des évapotranspirations mensuelles et annuelles éditées par les services de l'agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH).

L'évaluation de l'évapotranspiration potentielle suit la marche des saisons avec un minimum moyen de l'ordre de 25mm (Haut et moyen Cheliff), 37mm (Bas Cheliff et la Mina), 47mm (Côtier-Dahra) ,31mm (Cheliff à l'amont de barrage de Boughzoul) et de 26mm (Bassin Zahrez) pendant le mois de janvier. Le mois de juillet connaît une valeur maximale de l'ordre de 232mm à la station de Ksar Chellala (Bassin Cheliff) (figure II. 9).

Le total potentiel évaporatoire annuel serait de 1200 à 1600 mm, soit plus du double du total pluviométrique, En saison froide, l'évapotranspiration décroît.

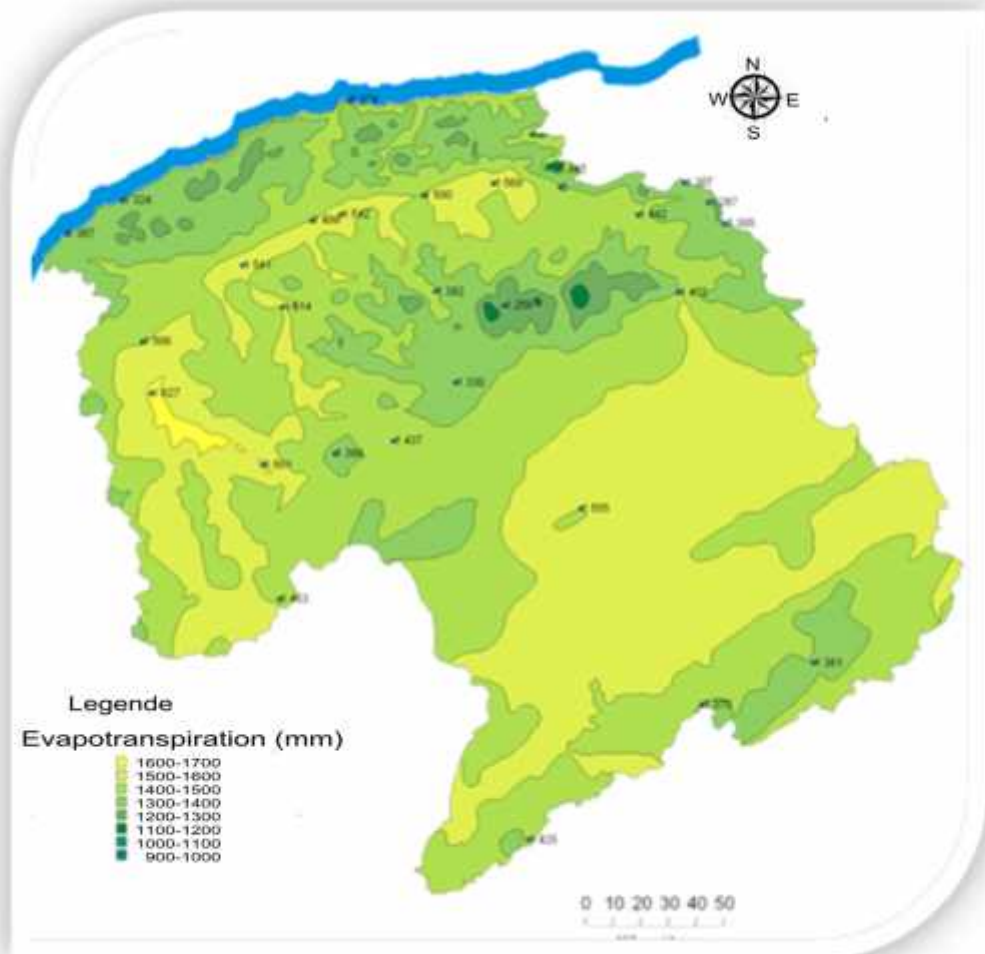


Figure II. 9: Variation du potentiel évapotranspiré annuel dans la région Hydrographique (ANRH 2002)

II.8 Ressource en eau souterraine

Les ressources en eaux souterraines de la Région Cheliff -Zahrez ont été évaluées dans le cadre du Plan National de l'eau. Le nombre d'unités hydrogéologiques dans la région Cheliff - Zahrez est de 42 unités, dont les potentialités en eaux souterraines sont estimées à 298 Hm³ (figure II. 10).

L'estimation des potentialités en eau souterraines est établie pour la même période en utilisant l'approche basée sur les pluies moyennes, les formations géologiques (leurs surfaces et leurs perméabilités) représentées par un coefficient d'infiltration.

Ainsi, pour une lame d'eau moyenne de 346.5 mm précipités à l'échelle du bassin du Cheliff soit un volume d'eau de 16 381.9 Hm³, les potentialités en eau souterraines sont estimées à 299 Hm³/an, réparties sur les différents aquifères du bassin du Cheliff.

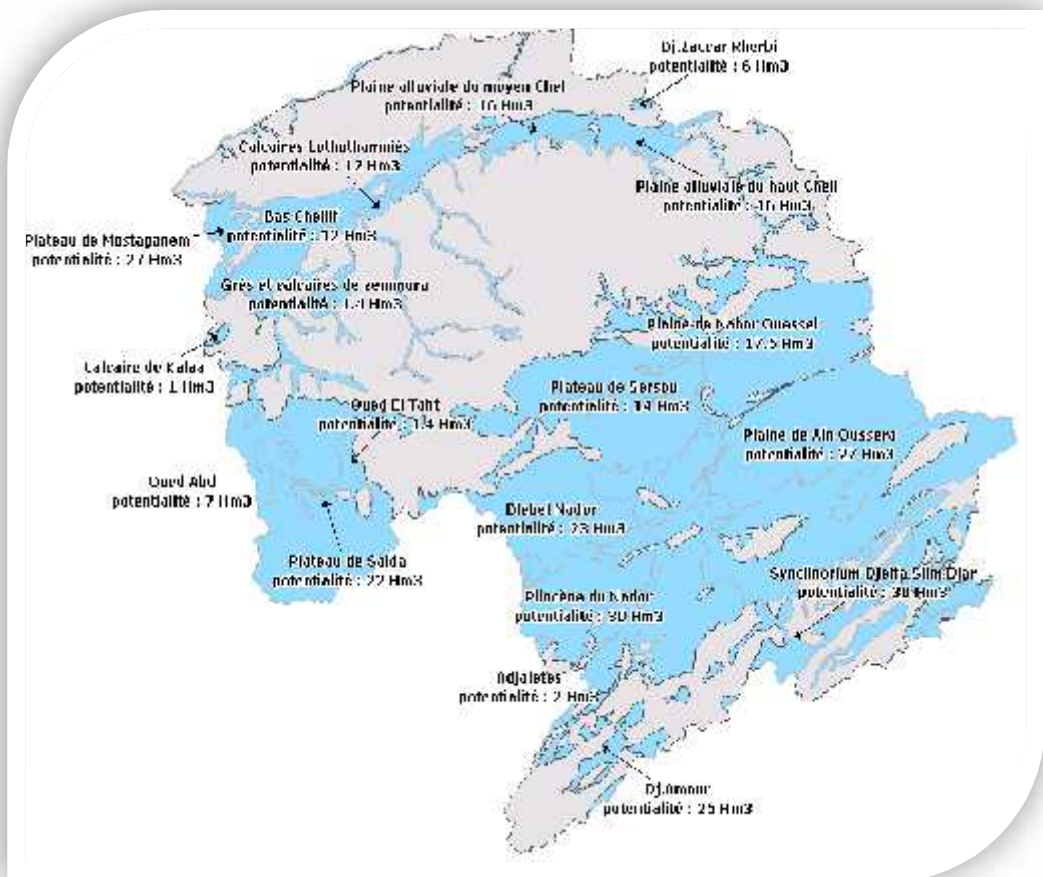


Figure II. 10: Ressources en eau souterraine du bassin Chélif-Zahrez. (ABH)

Les potentialités en eau souterraines sont réparties sur les formations géologiques cités ci dessous d'après la lithologie de la zone d'étude.

- Haut et moyen Cheliff: Les potentialités en eau de ces bassins (Alluvions du Quaternaire, Calcaires à lithothamniées, Grès et sable du Pliocène et Calcaire du Zaccar et Doui) sont de l'ordre de 81.4 Hm³/an.
- Bas Cheliff et la Mina: Les potentialités en eau de cette région (Alluvions du Quaternaire du Bas Cheliff et la Mina, Calcaires lithothamniées, Grès des plateaux de Mostaganem et Calcaires des plateaux de Saida) sont de 60.7 Hm³/an.
- Cheliff en Amont de Bougezoul: En Amont du barrage de Bougezoul les formations aquifères existant renferment une potentialité en eau de l'ordre de 152 Hm³/an.
- Côtier: Les potentialités en eau souterraines sont estimées à 5 Hm³/an. Il s'agit des potentialités des aquifères alluvionnaires du Quaternaires des calcaires ou sable.

II.9 Demande en eau agricole

Le secteur agricole est le plus gros consommateur d'eau dans la région hydrographique Cheliff-Zahrez (RHCZ) qui est à vocation essentiellement agricole. L'hydro-agricole est fortement présente notamment dans la vallée du Cheliff. Le pastoralisme constitue une activité non négligeable dans le sud de la RHCZ.

La surface agricole utile (SAU) de la RHCZ est de 2 021 465 ha. Selon l'étude réalisée par l'ANRH, les superficies irrigables représentent un potentiel de 290 553 ha (figure II. 11), réparties ainsi, par bassin versant :

Tableau I. 3: Les superficies irrigables de la région Cheliff-Zahrez. (Source ABH)

Désignation du bassin	Superficies irrigables
Cheliff	241 921 ha
Côtier Dahra	35 772 ha
Zahrez	12 860 ha
Total :	290 553 ha

En matière d'irrigation, nous avons le grands périmètres irrigués (GPI) et le petit moyen hydraulique (PMH).

- **Les GPI :** La RHCZ compte sept (7) GPI en exploitation avec une superficie globale équipée de 73 135 ha dont 46 100 ha irrigables en 2008.

- **La PMH** : La superficie irriguée de la PMH 92 259 ha en 2008 et a mobilisé un volume d'eau de 426.37Hm³. il est prévu une extension des superficies irriguées de 12 % entre 2008 et 2020.

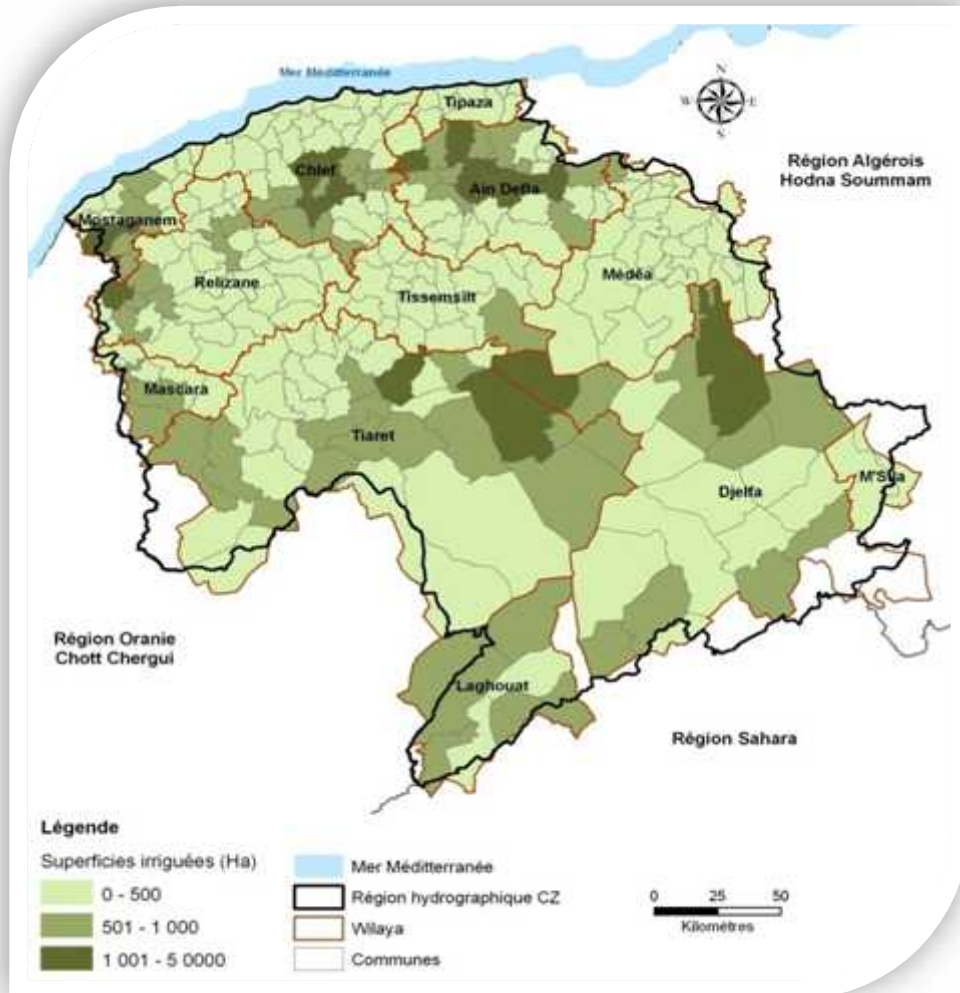


Figure II. 11: Les superficies irriguées du bassin Chéouli - Zahrez (ABH 2008).

II.9.1 Potentialité de sol irrigable dans le bassin d'étude

D'après les études pédologiques réalisées dans la région du Cheliff-Zahrez, la superficie globale irrigable est estimée à 290 554 ha. Une superficie de 81.963 ha dans le bassin du Haut Cheliff et Moyen Cheliff, 37 587 ha dans le bassin du Bas Cheliff et la Mina, 12 861 ha dans le côtier Dahra, 122 371ha dans le Cheliff à l'amont du barrage de boughzoul et 35 772 ha dans le bassin du Zahrez.

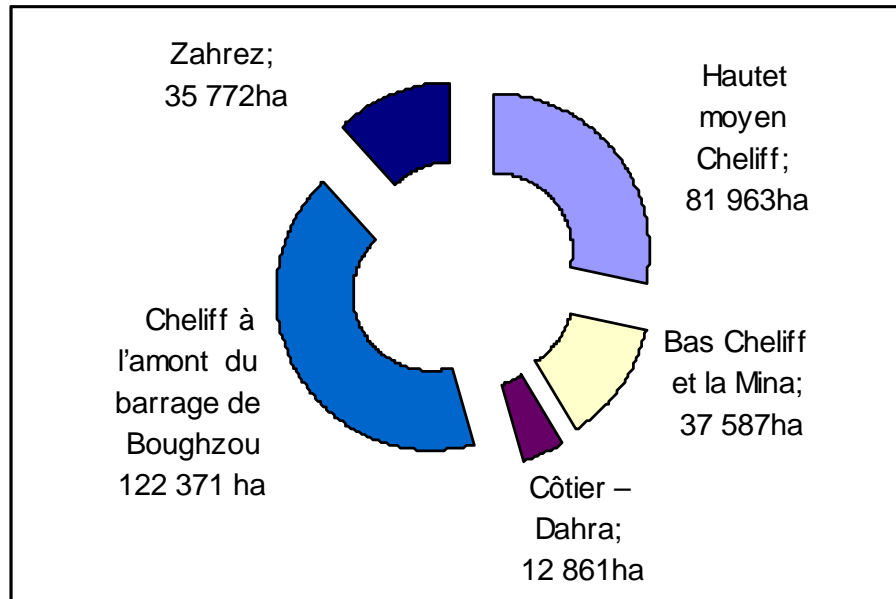


Figure II. 12: Les superficies irrigables en hectare

II. 10 Conclusion

Le bassin Cheliff-Zahrez est constitué de 12 wilaya incluses dans le territoire du bassin hydrographique: en totalité: Chlef, Relizane, Tissemsilt, Djelfa, Mascara, m'sila, Ain defla, Tiaret, laghouat, Mostaganem, Tipaza et médéa.

Par ailleurs, à l'opposition topographique par laquelle se caractérise le bassin versant Cheliff-Zehrez, s'ajoute une opposition structurale qui se traduit par un substratum relativement simple au Sud, formé de vastes étendues sédimentaires d'où émergent des massifs calcaires isolés, et un édifice beaucoup plus complexe au Nord, constitué de nombreuses séries hétérogènes empilées de phases tectoniques successives.

Les limites du bassin du Cheliff-Zahrez sont très nettes sur la partie tellienne où elles suivent rigoureusement les lignes de crête; elles sont souvent très floues en ce qui concerne la ligne de partage des eaux le séparant du bassin du Sahara, au Sud, car la limite endoréisme – exoréisme est localement imprécise. De ce fait, le calcul de la superficie du bassin versant Cheliff-Zahrez diffère souvent d'un opérateur à un autre.

Des ensembles morfo-structuraux bien tranchés, des caractères morphométriques déterminent des différences sensibles dans l'aptitude des terrains au ruissellement, un climat méditerranéen à forte variabilité spatiale et surtout temporelle, et marqué par l'influence élevé de l'évapotranspiration, au couvert végétal très discontinu, essentiellement dans l'espace et secondairement dans le temps. Telles sont les principales conditions phisico-géographiques caractérisant le bassin Cheliff-Zahrez et dont la combinaison est

déterminante dans le comportement hydrologique des diverses unités du bassin. Toutefois, il est possible, sur la base des résultats dégagés au terme de cette étude de présenter une synthèse des influences (défavorables ou favorables) exercées par les principaux facteurs physico-géographiques sur les termes du bilan hydrologique à l'échelle des trois grandes parties du bassin (bassin Cheliff à l'amont du barrage de Boughzoul, bassin Cheliff à l'aval du barrage de Boughzoul et le bassin Côtier) qui s'apparentent, on l'a vu, dans les principaux domaines morphoclimatiques.

Chapitre III
Analyse et traitement
des données
pluviométriques

III.1. Introduction

Pour un bassin versant ou une région donnée, les stations pluviométriques fournissent des mesures ponctuelles. Elles sont installées dans des conditions propres et forment un réseau d'observation.

Les données relatives à la station sont d'une haute importance pour la statistique climatique, la planification, la gestion des ressources et les projets de réalisation d'aménagement hydraulique.

La représentativité de la précipitation par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau précipitée sur une surface donnée. Cependant, le réseau est le résultat d'un compromis entre la précision désirée et les possibilités ou charges d'exploitation. Le réseau devra donc être planifié.

Plus les séries de données sont complètes, plus elles sont utiles. Lors de la préparation de données en vue d'une étude, on trouve souvent des relevés incomplets. Afin de combler les lacunes d'une série chronologique, et ainsi utiliser des relevés partiels, les parties manquantes de relevés peuvent être estimées par des méthodes telles que l'interpolation à partir de relevés simultanés à des stations voisines. Pour ce faire, des méthodes sont exposées dans les manuels d'hydrologie et dans des publications de l'OMM.

III.2. Acquisition des données et choix des stations

L'étude du climat et le suivi de son évolution nécessitent de longues et de nombreuses séries d'observations. La constitution d'échantillons, au sens statistique du terme est donc un processus long parsemé d'embûches et au cours duquel de nombreuses erreurs de nature fort différente sont susceptibles d'être commises. Par ailleurs, il est indispensable, avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité. Les données représentent un élément majeur dans l'étude de la variabilité temporelle et spatiale de la pluviométrie ainsi que de la sécheresse.

Les données utilisées dans cette étude proviennent de l'organisme responsable du réseau pluviométrique à savoir l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques ([ANRH](#)). Dans ces séries de données climatiques, se glissent des erreurs qui peuvent avoir des origines multiples (erreur de lecture, erreur de report, décalage de l'appareillage, etc.)

III.2.1. Caractéristiques du réseau pluviométrique

La région hydrographique Cheliff-Zahrez est équipée d'un réseau pluviométrique de 158 postes géré par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, ainsi répartis dans les bassins de la région d'étude (voir figure III.1).

Le bassin du Côtier est équipé d'un réseau pluviométrique de 14 postes, soit une densité de (04) postes pour 1000 km², dont (09) postes pluviométriques sont en service 67 postes pluviométriques dans le Haut et le Moyen Cheliff, soit une densité d'un poste pour 208 km². 61 postes sont en service et 6 sont actuellement à l'arrêt.

- 40 postes pluviométriques dans le Bas-Cheliff et la Mina avec une densité d'un poste pour 254 km². 31 postes sont opérationnels et 9 postes sont à l'arrêt.
- 28 postes pluviométriques dans le bassin Amont du barrage Boughzoul, soit une densité d'un poste pour 1000 km². 26 postes sont opérationnels et (02) sont actuellement à l'arrêt.
- 09 postes pluviométriques dans le bassin du Zahrez, dont (03) postes ont service, avec une densité très faible, soit moins d'un poste pour 1000 km².

Les stations les plus anciennes dans la région d'étude disposent de données enregistrées à partir des années 1910.

Nous avons travaillé sur soixante cinq (65) stations pluviométriques possédant des périodes d'observations suffisamment longues et continues avec très peu d'années lacunaires. L'information est devenue très peu importante dès la fin des années cinquante et soixante. Durant la période allant de 1960 à 2010, elle atteint environ 80% de l'information, de ce fait on dispose d'environ soixante cinq (65) stations avec 51 ans d'observation dans un intervalle de temps allant de 1960 à 2010 (Annexe: tableau III.1).

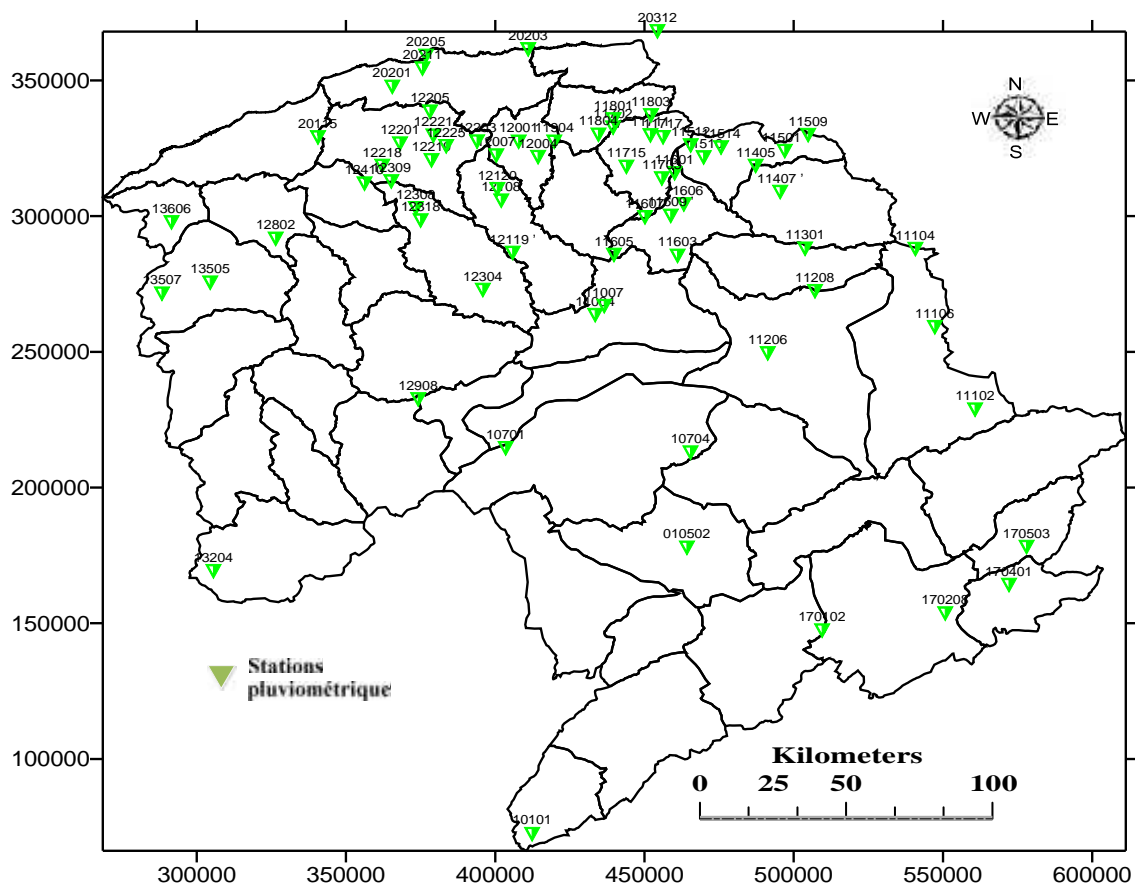


Figure III.1: Localisation de stations pluviométriques dans le bassin Cheliff –Zahrez

III.3. Caractéristiques statistiques des pluies moyennes annuelles

Pour évaluer la variabilité des précipitations annuelles sur la région, nous avons employé des formules climatiques simples mais capables de donner de bonnes informations, permettant aussi une représentation efficace du phénomène.

Les caractéristiques statistiques telles que le minimum, le 1^{er} décile, la moyenne, la médiane, 3^{ème} décile et le maximum des pluies annuelles des stations étudiées sont résumés à l'aide des boîtes à moustaches (figure III.2).

L'analyse montre que les séries, pluviométriques, sont relativement dissymétriques. On note une différence significative entre la moyenne et la médiane. La différence entre paramètres de position est plus importante dans le graphe par exemple la station Sidi Medjahed (la moyenne=584mm et la médiane=720mm). Il y a plus de valeurs plus petites que la moyenne dans la série. L'écart entre le minimum et le maximum est très important.

On remarque aussi les stations plus arrosées avec une pluie annuelle 700 mm par an. Tandis que des stations sont moins arrosées avec une pluie annuelle 200 mm par an.

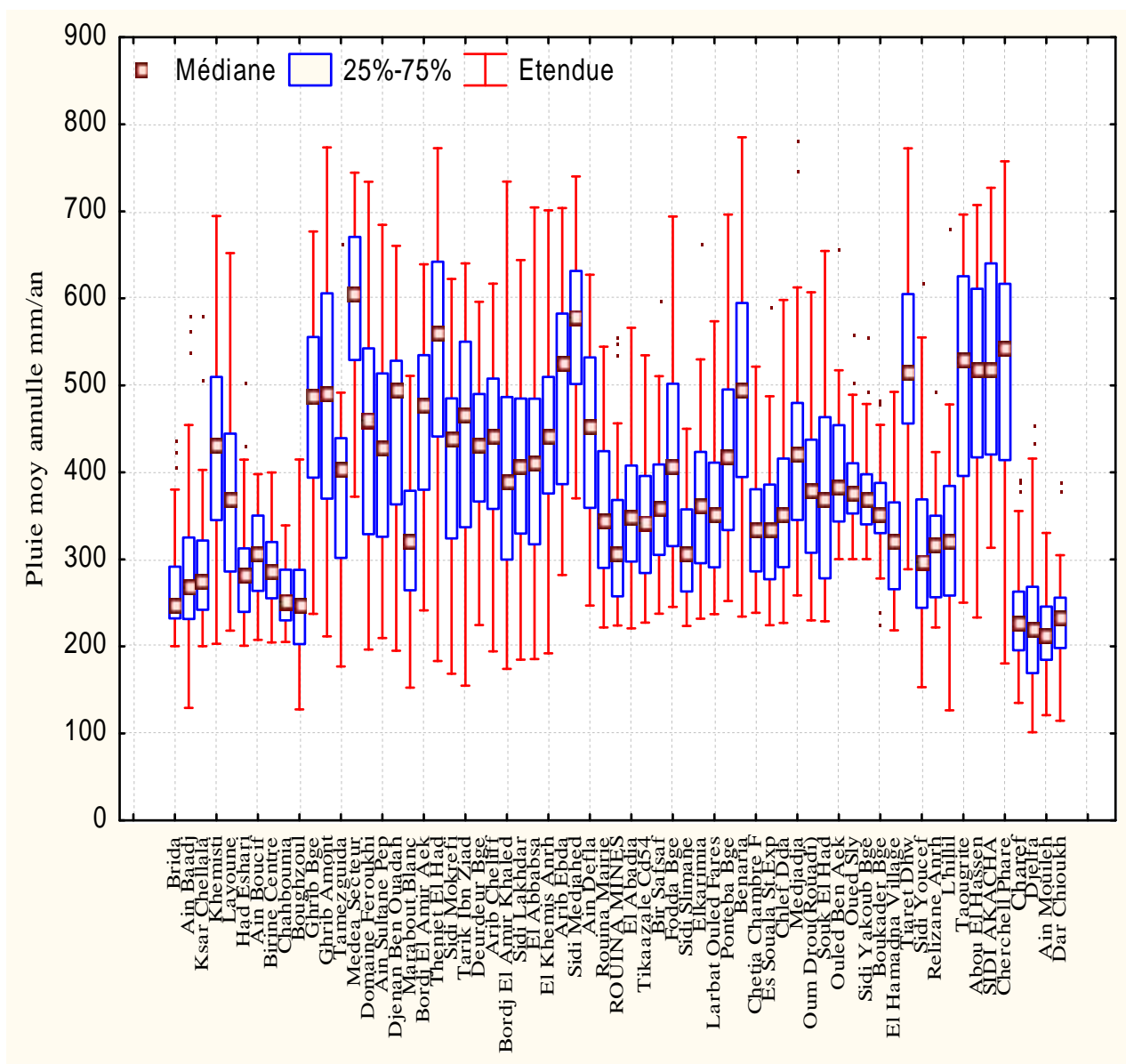


Figure III.2: Diagramme de moustache de pluies annuelles des stations pluviométriques du RHCZ. Période d'étude 1960-2010

Un histogramme divise les valeurs des échantillons en plusieurs intervalles et représente l'effectif des valeurs contenues dans chaque intervalle par une barre. L'histogramme de la figure III. 3 indique la répartition des fréquences qui rend compte du caractère continu de la variable et du fait que les classes ont des amplitudes différentes. Le polygone des fréquences donne une vision plus réaliste de la distribution en éliminant les ruptures entre les classes. Il permet également aussi de percevoir la dissymétrie de la distribution, il permet de fournir une première image de la distribution des fréquences. D'après l'histogramme de la figure III. 3, Les stations du bassin Chélif-Zahrez présentent une légère asymétrie (Annexe : figure III.3a).

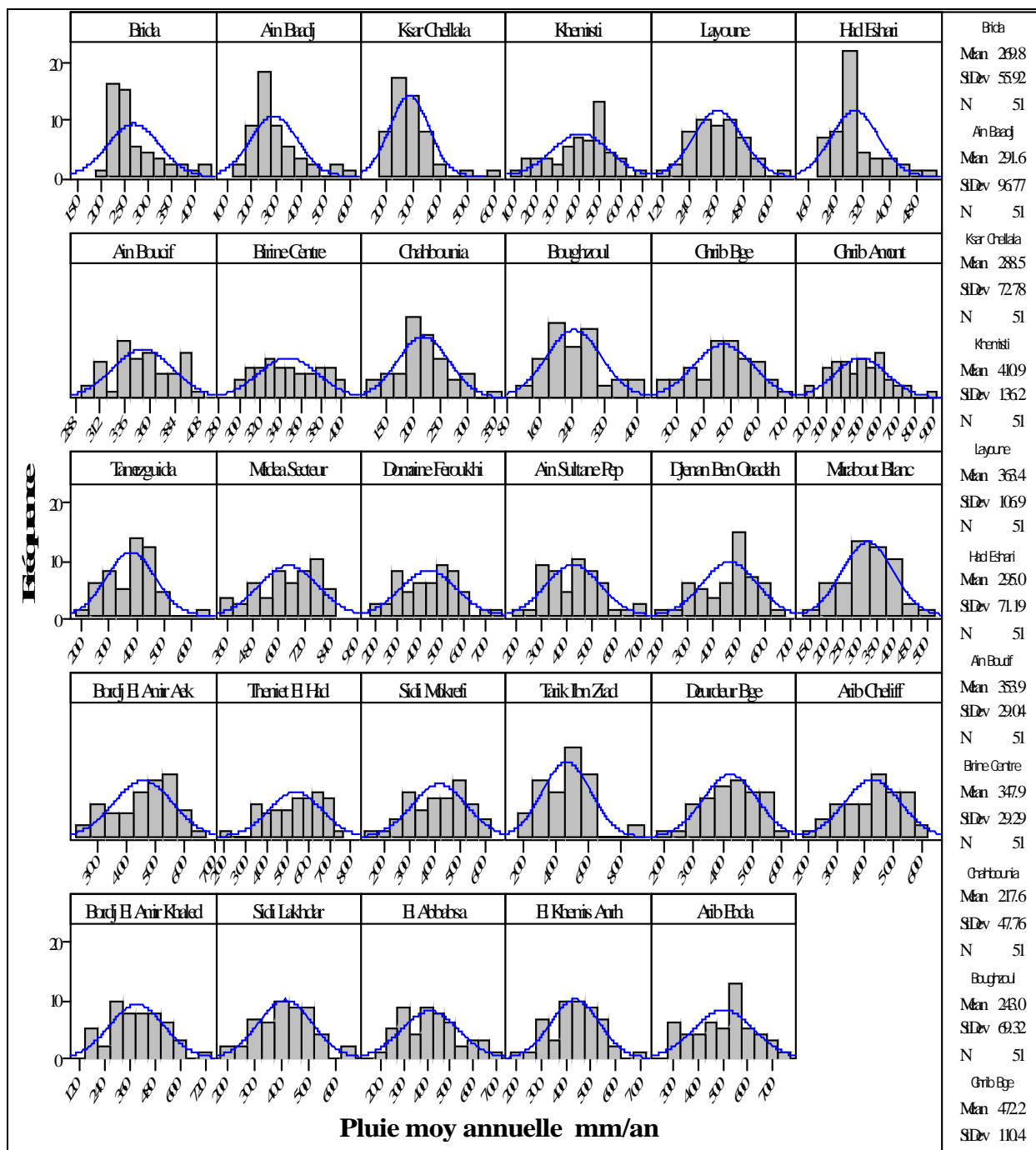


Figure III.3: Histogramme de pluies annuelles des stations pluviométriques du RHCZ. Période d'étude 1960-2010

III.3.1. Cartographie des coefficients de variation

Pour expliquer la variabilité spatiale et temporelle, nous avons utilisé le coefficient de variation exprimé en pourcentage (%) de 65 stations pluviométriques (figure III. 4). Le coefficient de variation caractérise souvent la variabilité des précipitations (Chadule groupe, 1994). C'est le rapport de l'écart type d'une série à la moyenne. Le coefficient de variation est

une mesure efficace de la variabilité par rapport à la moyenne d'un échantillon, et ses valeurs sont généralement plus élevées si la moyenne de la série est petite.

La variabilité spatiale des coefficients de variation des précipitations annuelles dans le bassin Chélif-Zahrez montre que le coefficient de variation atteint une valeur maximale de 75% dans la station de Charef, et une valeur minimale de 19 % dans la station de Châtia Chambre, on remarque aussi que le coefficient de variation atteint des valeurs faibles dans les stations situées au Nord du bassin étudié, ce qui montre une variabilité modérée par rapport aux ceux situées au Sud.

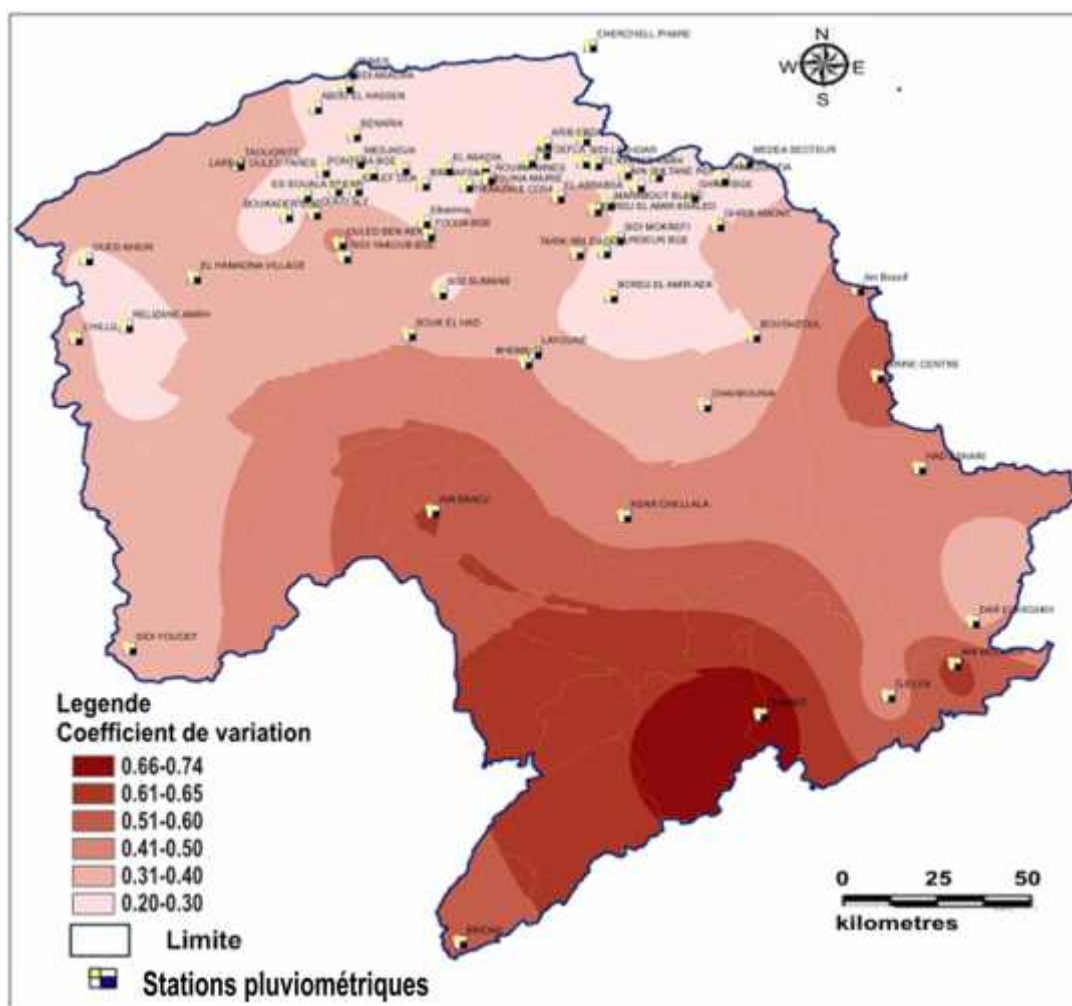


Figure III.4: Carte des coefficients de variations des précipitations annuelles (1960-2010)

III.4. Variabilité de pluies moyennes annuelles

Le bassin versant du Cheliff-Zahrez est caractérisé par un climat semi-aride avec un hiver relativement froid et pluvieux et un été chaud et sec. La carte pluviométrie représentée sur la figue III.5 a été établie a partir d'une série chronologique de longue durée 1960 à 2010.

Le réseau pluviométrique de la région hydrographique Cheliff-Zahrez se caractérise par sa faible densité par rapport à la superficie des bassins hydrographiques (soit moins d'un poste pour 1000 Km²) et par l'hétérogénéité des séries d'observations. La RHCZ se caractérise par une pluviométrie qui diminue du Nord au Sud et de l'Est vers l'Ouest.

Les pluies moyennes annuelles sont comprises dans le bassin du Côtier Dahra entre 300 et 600 mm avec une concentration des précipitations sur les versants Est des monts du Dahra et Nord du Zahrez.

La pluviométrie moyenne dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff varie de 300 à 600 mm. Elle est concentrée sur les versants Sud des monts du Dahra et du Zaccar. Les précipitations diminuent dans la vallée du Cheliff où elles varient entre 300 et 400 mm. La pluie moyenne dans le bassin du Bas Cheliff et de la Mina varie de 200 à 500 mm.

La région des hautes plaines (Bassin du Cheliff-amont du barrage de Boughzoul) est cernée par une tranche d'eau moyenne précipitée de 300-350 mm et qui remonte à la limite de l'Ouarsenis à 500 mm où intervient le rôle de l'altitude, sauf au Sud du bassin où elle diminue à 150 mm.

Les pluies moyennes annuelles sont nettement basses dans le bassin du Zahrez; elles varient de 150 à 200 mm.

A l'échelle annuelle, On peut conclure que la variabilité spatiale (entre les stations) est très forte. Elle est accentuée par de fortes pluies d'automne et d'été causées par les vents du Nord-Ouest ([Meddi M. 1992](#)), affectant les parties Nord-Ouest et Sud-Ouest du bassin, haute pluie hivernale et printanière, reçue par les parties montagneuses (mont Dahra, 1604 m, Mont El Ouancheriss, 1710 à 1786 m, et le Tiaret 1200m.

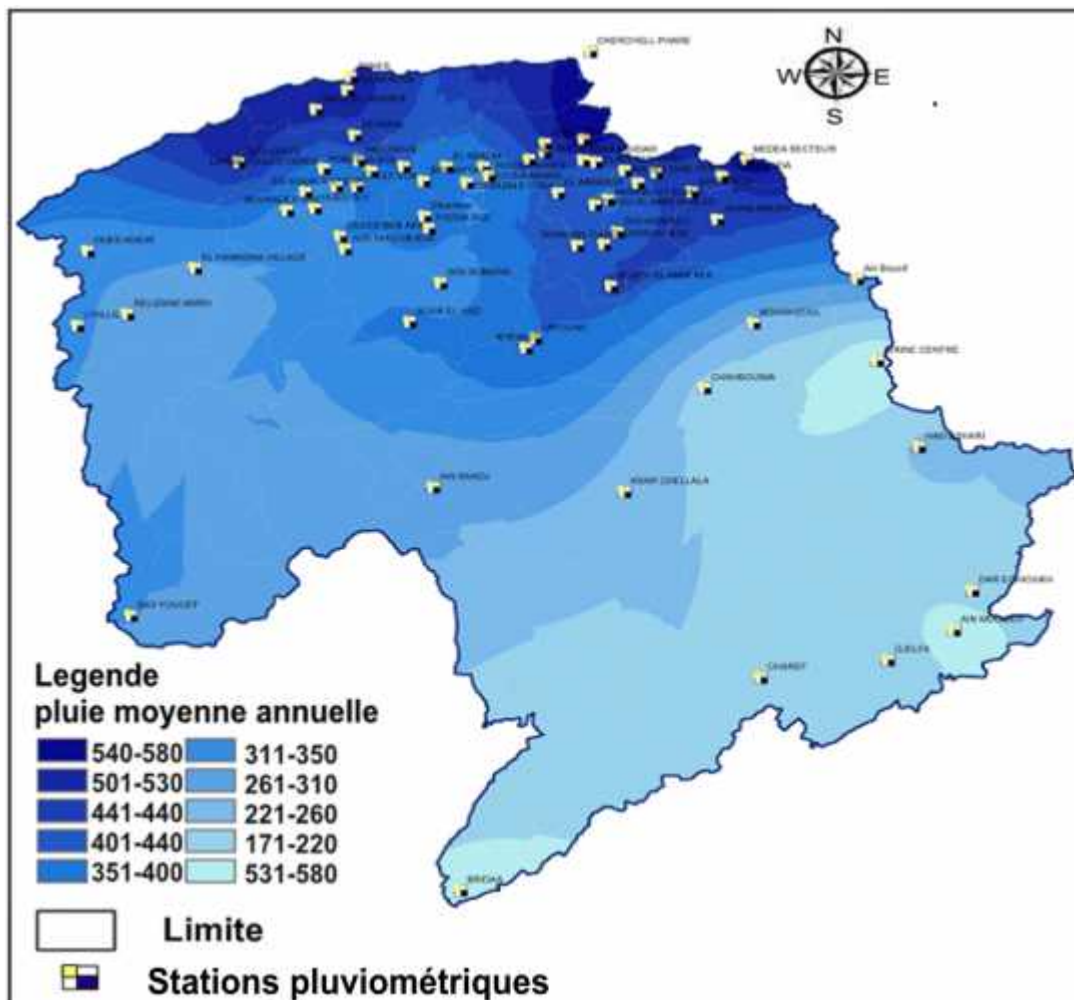


Figure III.5: La variabilité des moyennes pluviométriques a l'échelle moyenne annuelle (1960-2010)

III.4.1. Etude de la tendance des précipitations moyennes annuelles

L'analyse de l'évolution du régime pluviométrique et la détermination des tendances pendant ces dernières décennies, sont de plus grand intérêt pour une région où les ressources hydriques constituent un des aspects clés de la gestion de l'environnement.

Pour essayer de répondre aux questions de changements climatiques et ses répercussions sur le cycle hydrologique donc les pluies, on est porté sur une analyse du régime de précipitations et une détermination leur tendance dans la région à savoir le bassin d'étude Chellif-Zahrez durant 51 ans (figure III.6). Pour bien illustrer la tendance des précipitations, l'analyse est faite sur les séries fournies par 6 stations réparties sur l'ensemble des bassins de la région d'étude.

Nous avons projeté une courbe de tendance d’après la méthode linéaire sur la courbe de l’évolution du régime pluviométrique annuel. Selon la pente de la droite de tendance ($y=ax+b$), nous avons constaté que l’évolution de régime pluviométrique annuel (figure III.7) se manifeste dans le sens négatif dans les majorités de stations de la zone d’étude.

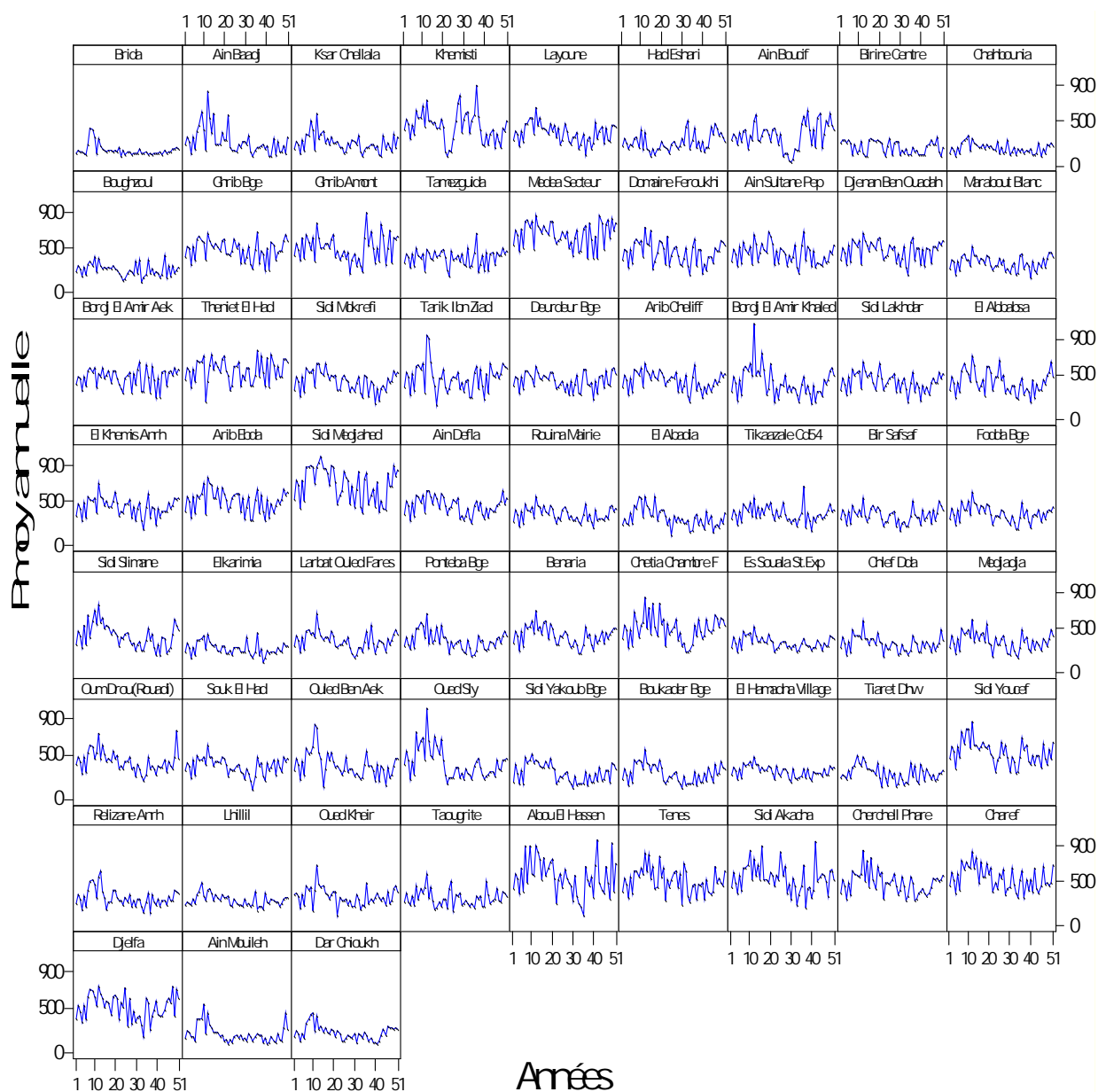


Figure III.6: Chronologique de pluies moyennes annuelles (1960-2010)

Tableau III 1 : Equation des droites de régressions des précipitations moyennes annuelles.
Période (1970-2010)

Nom des stations	modèle	Equation	coefficient de détermination
Relizane ANRH	Linéaire	$y = -1,2504x + 321,39$	0,086
Pontiba Bge	Linéaire	$y = -1,7152x + 461,84$	0,062
Tiaret	Linéaire	$y = -3,1912x + 615,03$	0,13
Chlef Chambre	Linéaire	$y = -1,2764x + 371,64$	0,086
Boughzoul	Linéaire	$y = -0,9562x + 267,9$	0,042
Layoune	Linéaire	$y = -1,8418x + 411,29$	0,066

L'analyse de la figure III.7 montre que les précipitations moyennes annuelles au niveau de la station de Relizane ANRH varient entre 200 mm à 500 mm, et leur coefficient de variation est inférieur à 0,5. Les variations annuelles de pluie est irrégulière sur la période 1960-2010.

La variation annuelle de pluie sur l'intervalle de 1960 à 2010 au niveau de la station de Boughzoul a enregistré une faible valeur de coefficient de variation et une moyenne comprise entre 200mm et 450mm.

- Les précipitations moyennes annuelles varient entre 200mm et 700mm dans la station de Pontiba Barrage et enregistré une faible valeur de coefficient de variation (inférieur à 0,5). La variation annuelle de pluie est non stationnaire pendant la période 1960 à 2010.

- Les précipitations moyennes de la station de Tiaret varient entre 300mm et 900 mm, et leur coefficient de variation est inférieur à 0,5. Donc la variation annuelle de pluie est assez irrégulière sur la période 1960-2010.

- Les précipitations moyennes de la station de Layoune varient entre 150 mm et 650 mm, et est marquée par un coefficient de variation est inférieur à 0,5. Donc la variation annuelle de pluie est assez irrégulière sur la période 1960-2010.

D'après les résultats obtenus pour les stations retenues, il ressort que la majorité des stations enregistre une tendance à la baisse de la pluviométrie annuelle. Une rupture vers les années 1970 et 1980 semble dominer. On propose donc l'année 1975 comme année de rupture du régime pluviométrique pour l'ensemble des stations (figure III .7).

Cette évolution négative a eu un effet néfaste sur le renouvellement de la ressource en eau de la région du point de vue quantitatif et qualitatif (Annexe : figure III .7a).

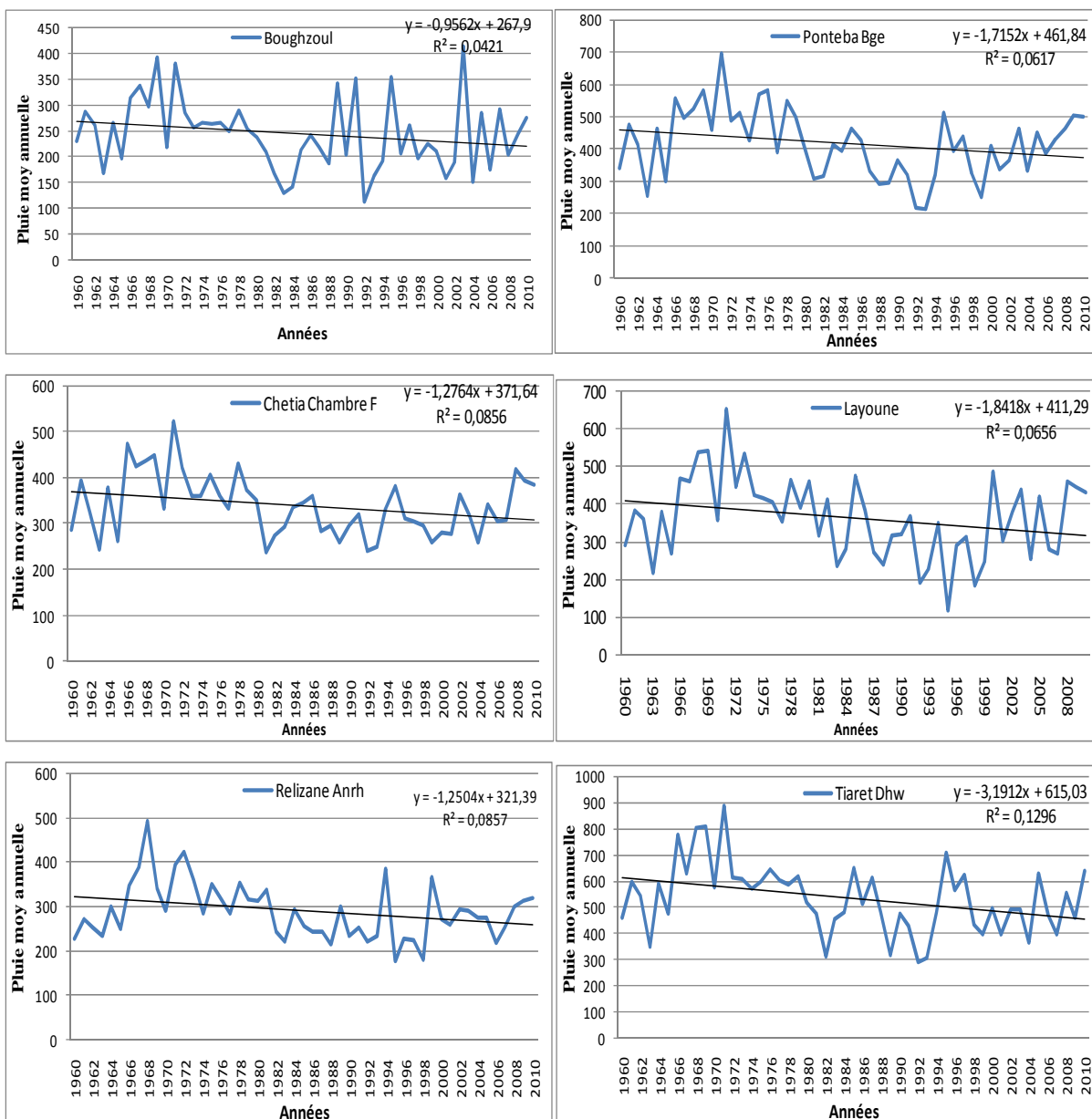


Figure III.7: Tendence des précipitations moyennes annuelles

III.5. Méthodes statistiques de détection de ruptures

Dans cette partie, nous travaillerons sur un ensemble de stations possédant des séries de mesures longues. Ces séries ont une longueur de 51 ans. Par ces stations, nous pouvons avoir une idée de la variation annuelle des précipitations depuis 1960. Dans ce qui suit nous essayerons de montrer l'évolution pluviométrique au niveau de certains nombre de stations (succession des périodes sèches aux périodes humides) et la détection des années de rupture.

Une rupture peut-être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives déterminent les séries chronologiques étudiées. Pour déceler d'éventuel changement dans le régime pluviométrique, nous avons utilisé les

tests disponibles dans le logiciel de **khronostat** ; test de corrélation sur le rang, les tests statistiques de Pettitt, la statistique de Lee et Héghinian (**Lee and Heghinian, 1979**), le test de Buishand (**Lubes-Niel, 1998**) et la segmentation de Hubert (**Hubert et al ; 1993**).

Les résultats obtenus par l'analyse des séries pluviométriques annuelles de toutes les stations pour la période allant de 1960 jusqu'à 2010, faite par le Khronostat, pour la détection des ruptures durant la période (1960-2010) sont donnés dans le tableau III.2a en annexe.

Le tableau III. 2 montre les années de ruptures pour 5 stations et le déficit engendré par ces changements, obtenues par les trois tests; Pettitt, Lee et Heghinian et Hubert:

Tableau III. 2: Résultats de détection des ruptures de période allant 1960 à 2010

Nom de station	Pettitt	Leeet and Heghinian	Hubert	Déficit (%)
Relizane	R	1981	1965	+26.31
Tenes	R	1980	1980	+7.39
Chrib Amont	A	1979	2010	-
Charef	R	2007	1969	-81.98
Souk El Had	R	1979	1972	+1.29

$$D (\text{déficit } \%) = (m1-m2)/m1*100$$

M1 : est la moyenne avant la rupture en mm

M2 : est la moyenne après la rupture en mm

Le tableau III. 2 permet de constater que le déficit de la pluviométrie de la série est +26.31, +1.29 et +7.39 dans les stations de Rélizane, Souk El Had et Ténès respectivement. on peut aussi remarque que le déficit est absent dans la station de Ghrib Amont, et dans la station de Charef, c'est-à-dire qu'il y a une augmentation de la lame d'eau précipité dans ce dernier contrairement aux autres.

III.5.1. Test de Buishand à l'échelle annuelle

L'application du test de Buishand sur les séries pluviométriques de stations précédente du bassin versant de Chélif-Zahrez a donné des représentations graphiques à l'échelle annuelle (figure III.8), Ces graphes permettent d'extraire quelques informations sur les ruptures.

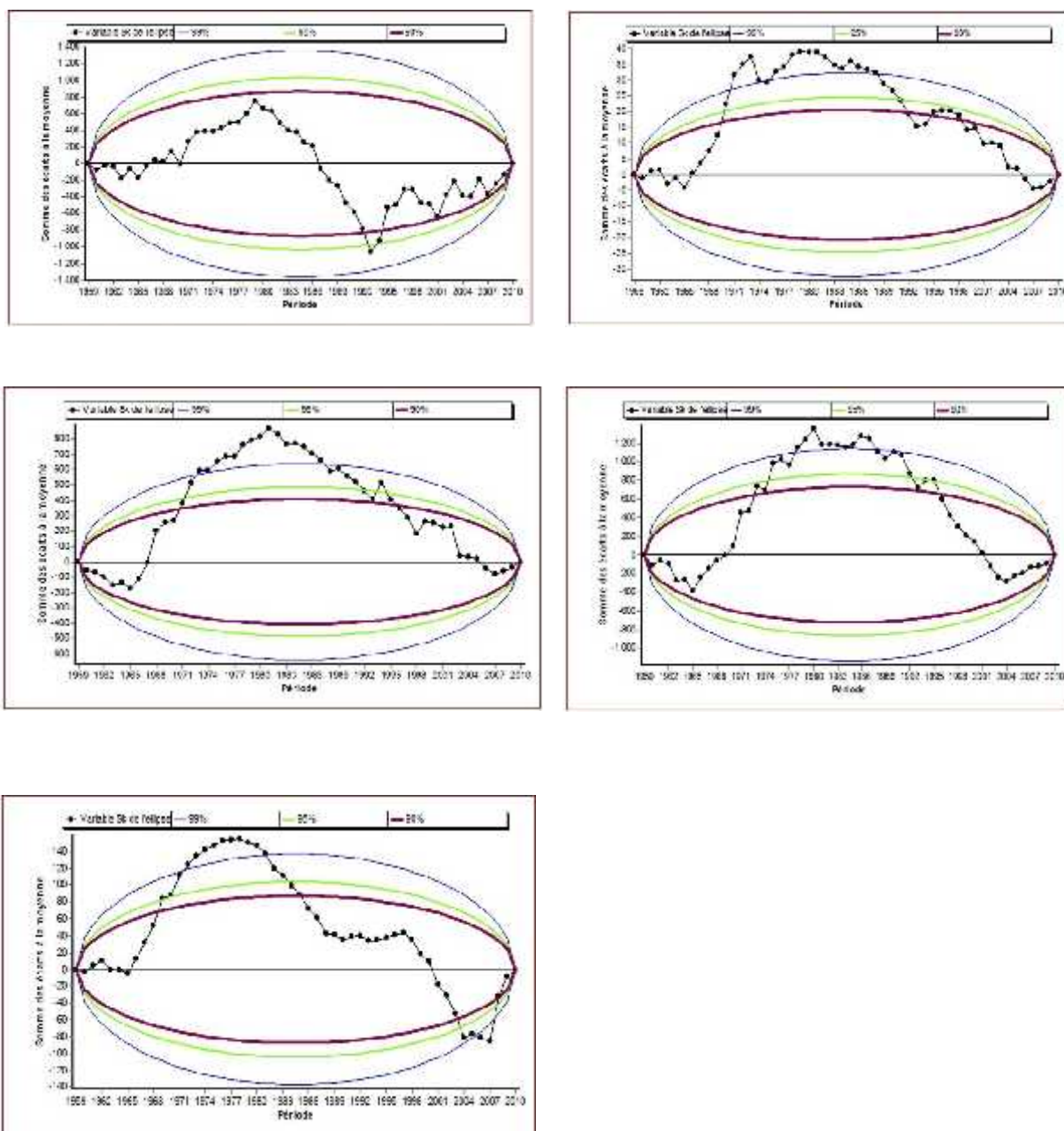


Figure III.8: Test non paramétrique de Buishand à l’échelle annuelle (Ghib, Souk El Had, Relizane ANRH, Ténès et Charef)

III.5.2. Discussion des résultats

L’analyse des totaux de la série pluviométrique sur la période 1960-2010, montrent clairement la diminution dans la moyenne pluviométrique, surtout au niveau des stations de la région Ouest du bassin Chélif-Zahrez. Elles présentent une diminution variant de 40 à 80%. Les stations situées à l’Est ont connu une réduction moins importante (entre 20 et 30%).

Les tests de Rang rejettent l’hypothèse nulle, d’absence de rupture sur la série de modules pour 25 stations, et ils sont acceptés pour 44 stations.

Les tests de Buischand rejettent l'hypothèse nulle d'absence de rupture sur la série de modules pour 45 stations, et ils l'acceptent pour 24 stations.

Les tests de Pettitt rejettent l'hypothèse nulle d'absence de rupture sur la série de modules pour 43 stations, et ils l'acceptent pour 26 stations.

La statistique bayésienne rejette l'hypothèse nulle pour toutes les stations et localisée dans quelques stations: en 1981 la station Relizane, en 1997 la station Oued Kheir, en 1979 la station Es Soualat, en 2007 la station Tikaazale, en 2004 la station Bordj El Amir Aek, et l'absence de ce test a la station de Oued Sly (Annexe: tableau III.2a).

Les tests ont donné des résultats différents pour certaines stations et il ya une certaine concordance pour le reste. Les années de rupture dépendant du test utilisé et de la série pluviométrique. Pour la majorité des stations, les différents tests montrent clairement que la rupture s'est produite durant la période 1970-1980; Alors, il faut faire face pour mieux gérer une ressource hydrique sans cesse décroissante face à une demande sans cesse en augmentation.

III.6. Etude des régions homogène par ACP

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) consiste à exprimer un ensemble de variables en un ensemble de combinaisons linéaires de facteurs non corrélés entre eux, ces facteurs rendent compte d'une fraction de plus en plus faible de la variabilité des données. Cette méthode permet de représenter les données originelles (individus et variables) dans un espace de dimension inférieure à l'espace originel, tout en limitant au maximum la perte d'information. La représentation des données dans des espaces de faible dimension (ici 2 dimensions) en facilement considérablement l'analyse. Le premier axe factoriel est celui qui explique le plus grand pourcentage de la variance totale, le second explique ensuite le plus grand pourcentage de variance résiduelle.

Le tableau III. 3 donne les premiers résultats de l'ACP qui sont les valeurs propres, du pourcentage de la variance et le pourcentage cumulé de la variance.

Tableau III. 3: Résultats de l'analyse en composantes principales

Composantes	C1	C 2	C 3
Valeur propre	40,52	4,22	3,26
Variabilité (%)	60,48	6,30	4,87
% cumulé	60,48	66,79	71,66

Le tableau III. 3, montre que la première composante, à elle seule, explique 60.48% de la variance totale, il faut également remarquer que les trois premières valeurs propres, les plus significatives, expliquent plus de 71% de l'information totale du réseau.

La figure si dessous de cercle de corrélation entre les facteurs principaux et le réseau d'observation (station), montre que le premier facteur qui explique 60.48% de la variance totales, les valeurs sont fortement positives ($0.116 < R < 0.957$). Cette variance est bien corrélée avec le facteur 1 qui représente le temps.

Pour le deuxième axe, qui explique 6.30% de la variance totale, on remarque une séparation entre les valeurs positives et valeurs négatives le facteur 2 correspondant est corrélé négativement avec des stations délimitant notre région d'étude au Nord-Ouest et Sud-Est, et positivement avec la partie restent de cette région.

Quant au troisième facteur 4.87%, ce facteur présente de coefficient de corrélation plus faible, moins de 10%.

Tenant compte des caractéristiques traduites par les deux facteurs (F1 et F2), on peut conclure que le résultat obtenue par le facteur 1 représente le temps et le deuxième facteur représente l'espace.

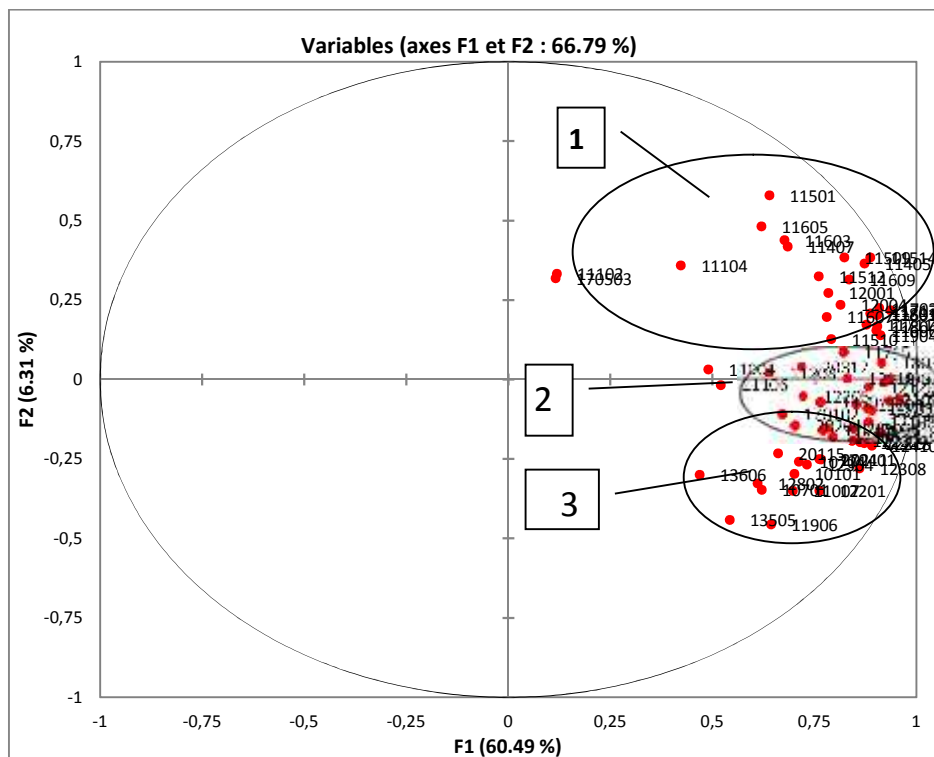


Figure III.9: Cercle de corrélation de l'ACP

D'après l'étude de la variable des axes, on remarque que le bassin Cheliff-Zehrez est reparti en 3 régions homogènes :

Groupe 1: le première groupe est composé de dix stations, et formé le bassin du Haut Cheliff.

Groupe 2 : le deuxième groupe est composé vingt six stations, et forme le bassin de Moyen Cheliff.

Groupe 3: le troisième groupe est composé de dix huit stations, formé par le bassin du Zahrez et Côtier Dahra.

III.7. Analyse fréquentielle des pluies

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologique ou autre), afin d'en définir les probabilités d'apparition future ([Bobée et Ashkar, 1991](#)).

III.7.1. Tests de stationnarité et d'indépendance

Conformément à la méthodologie de l'analyse fréquentielle, il faut assurer l'indépendance, l'homogénéité et la stationnarité de la série. Ainsi, les hypothèses d'indépendance, homogénéité et stationnarité ont été vérifiées. L'hypothèse d'indépendance a été validée à l'aide du test de Wald-Wolfowitz. Les tests d'homogénéité et de stationnarité utilisés sont respectivement ceux de Wilcoxon et de Kendal.

Le logiciel HYFRAN ([Bobée et al., 1999](#)) permet de réaliser une analyse fréquentielle complète pour n'importe quelle variable pour laquelle on dispose d'observations : indépendantes (absence d'auto-corrélation) et identiquement distribuées (homogénéité, stationnarité et absence de horsain). Donc, l'étude de l'indépendance et de la stationnarité des séries précèdent l'ajustement de la distribution des séries pluviométriques. Les tests statistiques de stationnarité (Kendall) et d'indépendance ([Wald-Wolfowitz](#)) sont appliqués à chaque série utilisée. Le test de Mann-Kendall est un test statistique non-paramétrique pour détecter la présence de tendance dans les séries chronologiques dépourvue de saisonnalité. Les premiers travaux ont été effectués par [Mann \(1945\)](#) et [Kendall \(1975\)](#). Le test a été, pour tenir compte de la saisonnalité des données, étendu par [Hirsh and Slack \(1984\)](#). Les deux tests utilisés sont acceptables pour l'ensemble des stations à un seuil de 5% (tableau III.4). A partir de ces résultats, la représentativité des séries est acceptée.

Il résulte de l'analyse au niveau de signification que 1 à 5 %, la majorité des stations obéissent aux exigences de l'analyse fréquentielle (Annexe : tableau III.4a).

Tableau III.4. Tests statistiques de stations pluviométriques

Titre de projet	Teste d'indépendance (Wald Wolf witz)		Teste stationnarité (Kendall)		Teste d'homogénéité a l'échelle annuelle (Wilcoxon)	
	U	P	K	p	w	p
Sidi Medjahed	2,76	0.00582	2,11	0.0347	2,97	0.00301
Ain Defla	2,48	0.0132	1,31	0.191	2,76	0.00579
Rouina Mairie	1,59	0.112	1,21	0.226	2,1	0.0357
Tikaazale Cd54	1,89	0.0587	2,44	0.807	1,23	0.217
Bir Safsaf	2,56	0.0104	1,71	0.0881	2,65	0.00813
Fodda Bge	3,85	0.000122	2,99	0.00281	3,63	0.000289
Sidi Slimane	1,85	0.0639	2,06	0.0391	2,16	0.0310
Ouled Ben Aek	4,16	0.00032	2,11	0.0347	2,69	0.00727
Charef	4,06	0.0005	2,54	0.0110	2,31	0.0210
Djelfa	4,75	0.0002	1,62	0.104	2,12	0.0340
Ain Mouileh	1,97	0.0494	1,67	0.0943	0,876	0.381
Dar Chioukh	0.0325	0.974	0,845	0.398	0,895	0.371
Ghrib Bge	0,695	0.487	0,958	0.338	1,82	0.0690
Ghrib Amont	0,818	0.413	0,227	0.820	0,669	0.504
Tamezguida	1,1	0.271	0,504	0.615	0,104	0.917
Medea Secteur	0,297	0.767	0,292	0.770	1,06	0.287
Domaine Feroukhi	1,22	0.224	0,942	0.346	1,72	0.0847
Ain Sultane Pep	0,665	0.506	1,5	0.133	2,17	0.0303
Djenan Ben Ouadah	0,34	0.734	0,617	0.537	1,52	0.129
Marabout Blanc	2,07	0.0381	0,845	0.398	1,74	0.0814

III.7.2. Approche mathématique pour l'analyse fréquentielle

L'approche mathématique de l'analyse de la fréquence repose sur l'adoption d'une description mathématique spécifique, appelée distribution de probabilités, pour définir l'équivalent de la courbe régulière utilisée dans l'approche graphique. Le tracé d'un ajustement pour un échantillon nécessite un estimateur de $P(X = X_i, n)$, note f_i est appelée fréquence empirique.

Dans la littérature, différents estimateurs sont proposés pour les fréquences empiriques, voici quelques exemples:

$$f_i = i / n_i \quad (1)$$

$$f_i = (i - a) / (n + 1 - 2a) \quad (2)$$

Où $a \in [0, 0.5]$.

III.7.2.1. Constitution des échantillons

Les séries étudiées représentent des précipitations moyennes annuelles mesurées au niveau des différents postes pluviométriques. Elles sont de mêmes périodes d'observation à savoir de 1960/1961 à 2010/2011.

La modélisation statistique de séries ([WMO, 1989](#)) suppose que l'on choisisse au préalable :

- a- la façon de constituer un échantillon,
- b- une loi de distribution,
- c- une méthode d'estimation des paramètres et des quantiles,
- d- un schéma qui permet l'utilisation conjointe de données locales

III.7.2.2. Estimation des paramètres des lois

L'estimation des paramètres de la distribution est généralement réalisée à partir de la méthode des L - moments ou du maximum de vraisemblance. La première méthode consiste à choisir les paramètres de façon à égaler les moments théoriques et empiriques. Une variante, introduite par [Green Wood et al. \(1979\)](#), consiste à pondérer les probabilités dans l'expression des moments. Elle est supposée être plus robuste en présence d'un échantillon de valeurs singulières. La méthode du maximum de vraisemblance, basée sur le choix de paramètres permettant de maximiser la probabilité d'observer les valeurs de l'échantillon, possède d'intéressantes propriétés statistiques mais elle n'est pas toujours d'un emploi pratique aisé (résolution numérique parfois délicate pour certaines lois).

Dans notre cas, la méthode des moments ([Hansen, 1982](#)) a été utilisée. Elle permet aussi de fournir des estimations pour les paramètres lorsque la méthode du maximum de vraisemblance ne converge pas.

III.7.2.3. Critères d'évaluation des modèles et test statistique

Le critère d'information bayésien (BIC) ([Schwarz, 1978](#)) et le critère d'information d'Akaike (AIC) ([Akaike, 1974](#)) seront utilisés pour identifier la loi la plus adéquate. Ces deux critères (BIC et AIC) permettent de construire un classement de modèles statistiques tenant compte du principe de parcimonie ([Riad et al., 2006](#)). Les meilleurs ajustements correspondent aux plus faibles valeurs ([Zbigniew, 2008](#)).

- a) SIC (Schwarz Information Criterion) (schwarz1997 for $n > \approx 20$)

$$SIC = \ln[n]k - 2 \ln[L_{\max}] \quad (3)$$

b) AIC (Akaike Information Criterion)(Akaik,1974, 1976 for $n > \approx 40$)

$$AIC_c = \left[\frac{2n}{n - k - 1} \right] k - 2 \ln[L_{\max}] \quad (4)$$

Le test d'adéquation du khi-deux, certainement le plus ancien et le plus connu, a été introduit au début du siècle par Karl Pearson comme suit :

$$x^2 = \sum \frac{(n_i - f_u)^2}{f_u} \quad (5)$$

Où :

n_i : Nombre d'observations contenues dans la classe i

f_u : Nombre d'observations théoriques calculés dans la classe

Ce nombre doit être supérieur ou égale à 5.

x^2 est une variable aléatoire qui peut varier de 0 à ∞ .

III.7.2.4. Les modèles statistiques de l'analyse fréquentielle

Le choix d'une loi de probabilité est guidé par des considérations théoriques et pratiques, parmi les diverses lois de probabilités ayant été choisies à priori comme modèle pour représenter les fréquences des pluies moyenne annuelle et les pluies de 12 mois. Dans notre cas nous allons utiliser les lois statistiques du logiciel « HYFRAN ». Ce logiciel permet d'ajuster différentes lois statistiques à un échantillon d'observations indépendantes et identiquement distribuées. Il a été développé par l'équipe de la Chaire en hydrologie statistique (Hydro Québec/CRSNG/Alcan). Pour la pluie moyenne annuelle en utilise une loi normale, l'expression de la fonction de densité de probabilité est :

$$f(x) = \frac{1}{\dagger \sqrt{2f}} \exp \left\{ -\frac{(x - \sim)^2}{2\dagger^2} \right\} du \quad (6)$$

Ou

u, \dagger sont des paramètres et x_0 est le paramètre de position.

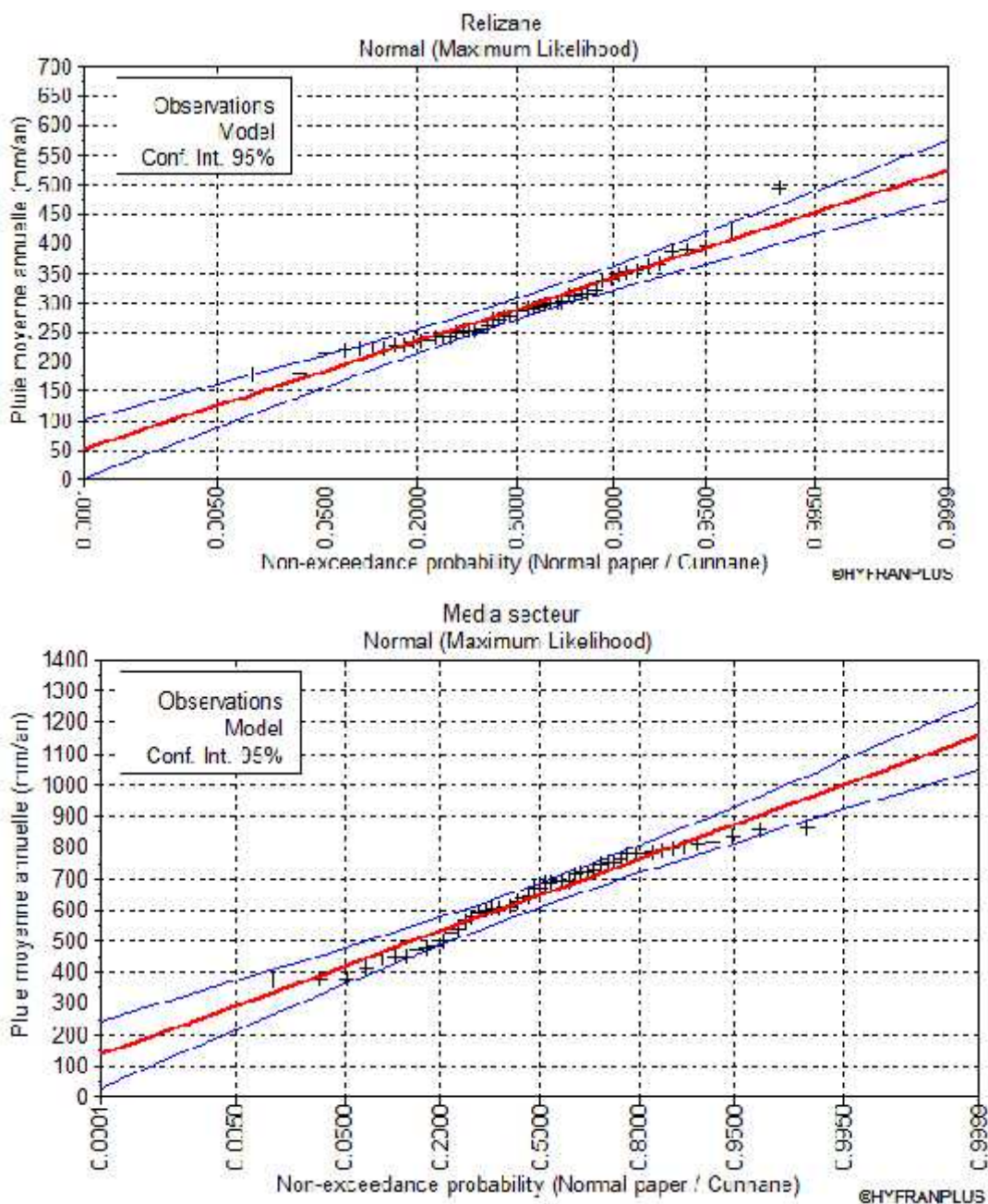


Figure III.10: Lissage de loi Normale

Pour la pluie de 12 mois, nous avons testé plusieurs lois du logiciel « HYFRAN ». En résumé, on retient dans la présente étude les lois de distributions suivantes :

- Loi Gumbel (Loi doublement exponentielle)
- Loi Pearson type III
- Loi Gamma
- Loi Log normale
- Loi Exponentielle

Tableau III. 5: Récapitulatif des fonctions de densité

Loi	Fonction de densité de probabilité	Paramètres
Log normal	$f(x) = \frac{1}{\dagger \sqrt{2f}} \exp\left\{-\frac{[\ln x - \sim]^2}{2\dagger^2}\right\} du$	u, †
Gumbel	$f(x, r, u) = \frac{1}{r} \exp\left[-\frac{x-u}{r} - \exp\left(-\frac{x-u}{r}\right)\right]$	u, α
Pearson type 3	$f(X) = \frac{r^\lambda}{\Gamma(\lambda)} e^{-r(x-m)} (X - m)^{\lambda-1}$	α, λ, m
Gamma	$f(X) = \frac{r^\lambda}{\Gamma(\lambda)} x^{\lambda-1} e^{-ax}$	α, λ
Exponentiel	$f(x, r, m) = \frac{1}{r} \exp\left[-\frac{x-m}{r}\right]$	α, m

Avec

m : est le paramètre d'origine $m \leq X \leq \infty$

: est le paramètre de forme

: est le paramètre d'échelle > 0

III.7.3. Application et résultat

III.7.3.1. Comparaison des lissages des lois

D'après l'analyse visuelle de figures, ressort que les pluies de 12 mois, de soixante cinq stations, s'ajustent mieux à la loi Gamma au seuil 5 % (figure III. 11). L'ajustement est dans son ensemble satisfaisant, car la droite d'équation passe par les points expérimentaux qui mettent en évidence un bon comportement comparé aux autres lois avec des valeurs plus faibles des critères de BIC, d'AIC (tableau III.7) et aussi des valeurs de test de dispersion plus faibles (tableau III.6). D'après ces résultats, la loi Gamma est la plus adéquate et peut être utilisée pour estimer les probabilités d'occurrence des pluies de 12 mois et leurs périodes de retour. A partir de la fonction de probabilité de la Gamma (tableau III.5), Les quantiles de précipitations de 12 mois peuvent être calculés pour différentes périodes de retour.

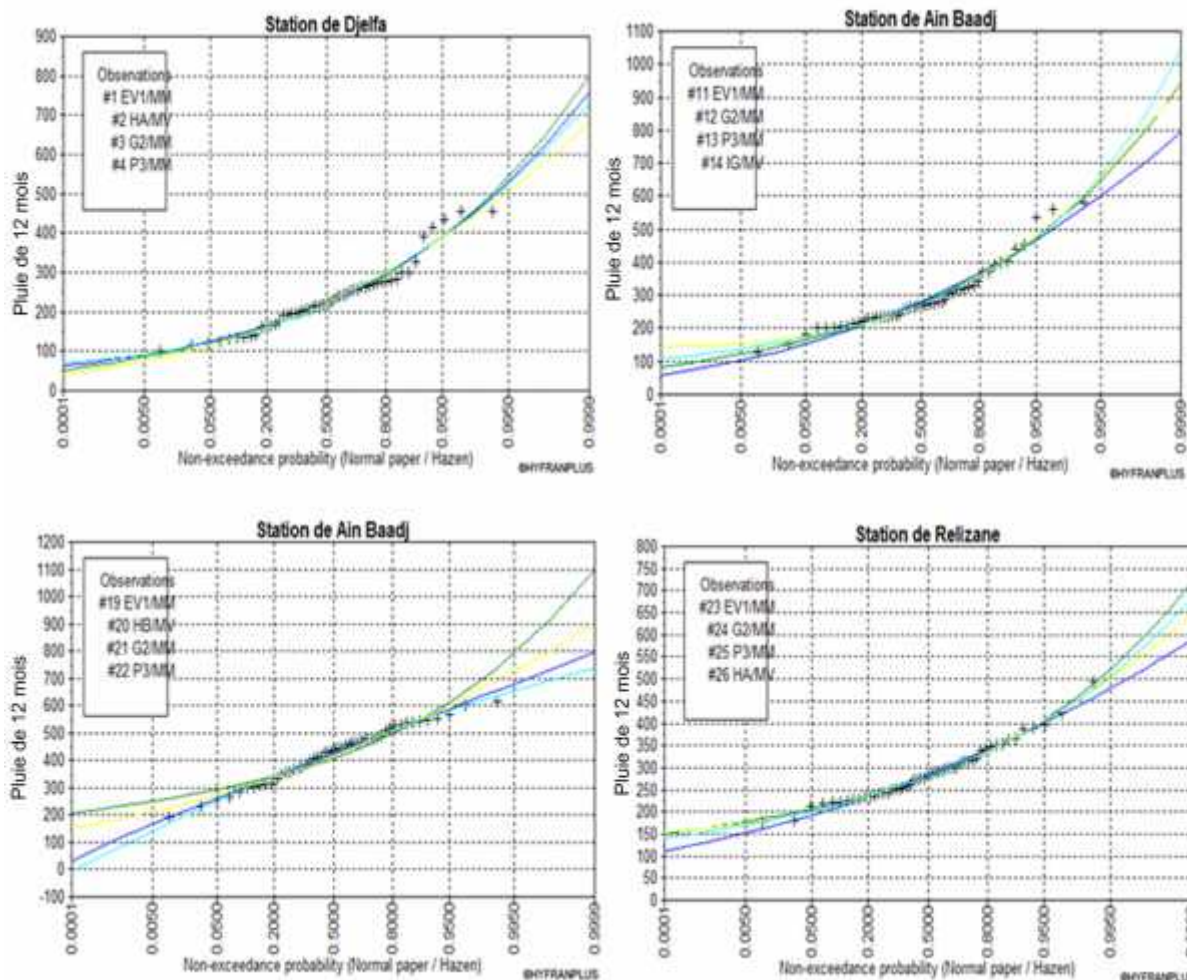


Figure III.11: Comparaison des lissages

Tableau III.6: Résultats Test de Pearson (Khi-Deux)

Nom de statio	Loi Normale (Maximum de vraisemblance)	Loi Gumbel (Méthode des Moments)	Loi log normale (Maximum de vraisemblance)
Tamezguida	10,94	23,65	18,35
Medea Secteur	8,12	29,65	15,18
Dar Chioukh	7,41	7,41	8,82
Djelfa	6	10,59	12,71
El Khemis Anrh	4,94	17,29	8,47
Tarik Ibn Ziad	8,47	12	14,12
Fodda Bge	5,65	12	5,65
El Abadia	7,76	5,65	3,88
Tiaret Dhw	20,12	39,53	22,24
Relizane Anrh	1,41	10,24	3,53
Chlef Dda	2,47	5,29	3,53
Taougrite	6,35	11,29	17,29
Brida	30,35	16,94	27,53

Tableau III.7: Résultats des critères AIC et BIC

Nom des stations	Critères	Loi Normal (Maximum de vraisemblance)	Loi Gumbel (Methode des Moment)	Loi log normal (Maximum de vraisemblance)
Tamezguida	Bic	610,58	615,27	626,27
	Aic	606,72	611,40	622,41
Medea Secteur	Bic	617,37	624,41	650,30
	Aic	613,50	620,54	646,43
Dar Chioukh	Bic	558,88	558,97	565,60
	Aic	555,01	555,11	561,73
Djelfa	Bic	591,17	591,45	598,13
	Aic	587,31	587,58	594,27
El Khemis Anrh	Bic	621,11	626,79	640,11
	Aic	617,24	622,93	636,249
Tarik Ibn Ziad	Bic	644,97	654,60	665,19
	Aic	641,11	650,74	661,33
Fodda Bge	Bic	633,30	634,33	636,64
	Aic	629,44	630,47	632,78
El Abadia	Bic	592,08	592,19	596,33
	Aic	588,22	588,33	592,47
Tiaret Dhw	Bic	628,15	634,28	650,00
	Aic	624,28	630,42	646,14
Relizane Anrh	Bic	562,50	564,59	564,94
	Aic	558,64	560,72	561,07
Chlef Dda	Bic	601,42	601,90	605,58
	Aic	597,56	598,03	601,71
Taougrite	Bic	647,9	656,54	669,18
	Aic	644,03	652,68	665,32
brida	Bic	562,03	543,56	549,51
	Aic	558,17	539,69	545,65

III.8. Conclusion

La vérification de la stationnarité des séries hydrologiques est une étape très importante dans les études de régionalisation, surtout pour mettre en valeur les périodes humides et sèches ([Gellens, 2002](#)). C'est pour cela que la critique des données représente une étape primordiale pour l'analyse spatiale et temporelle des précipitations. On constate aussi qu'en allant vers le Nord, la zone la plus pluvieuse s'éloigne de la côte. Ceci s'explique par la latitude. Les traitements réalisés mettent en évidence une diminution persistante des pluies sur les décennies 1970, 1980 et 1990 par rapport aux années antérieures (1960-69), ce qui permet de mettre en évidence deux phases pluviométriques :

- Une phase humide a normale débutant a partir des années 1960 et s'arrêtant au cours des années 1970.
- Une phase sèche qui succède a la période humide jusqu' a 1995.

Les méthodes statistiques de détection de ruptures de la stationnarité dans les séries chronologiques (le test de Pettitt et la procédure de segmentation de Hubert) n'ont pas montré de rupture dans les séries de pluviométries annuelles. Par contre elles ont détecté un certain nombre de changements. Elles se situent en majorité entre 1970 et 1990. Une réduction légère et importante de l'ordre 10 et 40 % est enregistrée dans la région d'étude. Ces observations assurent les résultats de Plusieurs travaux sur la pluviométrie de l'Algérie qui ont été menés depuis le dernier siècle, et qui situent la plupart de changements entre la fin de la décennie 1970 et le début de la décennie 1980.

D'après les résultats du test visuel et les critères (BIC et AIC), Il semble que les pluies de 12 mois, s'ajustent mieux à la loi Gamma au seuil 5 %.

Chapitre IV
Analyse spatiale de
la persistance
de la sécheresse

IV.1. Introduction

La sécheresse constitue un événement climatique extrême. Elle s'aggrave d'un pays à un autre selon leurs potentialités naturelles et leur niveau de développement. Elle s'accroît dans le temps et dans l'espace ; plus la sécheresse persiste plus les ressources en eau diminuent et leur alimentation devient très difficile.

IV.2. Etude de la persistance de la sécheresse

Les plaines du Cheliff-Zahrez sont connues pour leur fertilité et leur production agricole. Le déficit hydrique de cette dernière décennie a négativement influé sur la production agricole ainsi que sur la réserve superficielle et souterraine des ressources en eau. Dans ce qui suit, nous voudrions mettre la lumière sur la persistance de la sécheresse. La sécheresse pose de nombreux problèmes d'ordre socio-économique et à agricole. Pour continuer à produire, les paysans ont eu recours à l'utilisation excessive des eaux souterraines induisant ainsi une diminution considérable du niveau des nappes d'eau souterraines. La sécheresse est récurrente et omniprésente en raison de températures élevées et d'une pluviométrie modeste et surtout très variable en région méditerranéenne. La sécheresse peut être analysée à différentes échelles: mensuelle, saisonnière et annuelle. Ses conséquences sont vivement ressenties dès qu'elles persistent deux ou trois années successives. Aussi, nous avons choisi d'étudier sa persistance de la sécheresse à l'échelle mensuelle par les chaînes de Markov.

IV.2.1. Indice de précipitation standardisé (SPI) dans le bassin de Chélif-Zahrez

L'indice de précipitations normalisé (SPI) est un outil qui a été développé principalement pour la définition et le suivi de la sécheresse. Il permet de déterminer la rareté d'une sécheresse à une échelle de temps donnée (résolution temporelle) d'intérêt pour toutes stations de précipitations historique données. Il peut également être utilisé pour déterminer les périodes d'événements anormalement humides.

McKee et al. (1993) et **l'OMM (2006; 2012)** ont suggéré l'utilisation de l'indice de précipitation normalisé (SPI). Autrement dit, si $SPI < -1$, une sécheresse se produit. Le SPI est défini comme $SPI = [X_{ij} - X_{im}] / s$ où X_{ij} est la précipitation de 12 mois à la $i^{\text{ème}}$ station de pluie et la $j^{\text{ème}}$ observation, X_{im} est la moyenne à long terme de 12 mois et "s" est son

écart-type. Puisque les données de précipitation sont principalement asymétriques, les valeurs de précipitation sont ajustées à l'aide d'une fonction gamma, puis normalisées afin de calculer le SPI. Cet indice est basé sur les données de précipitations pour toute échelle de temps souhaitée, ce qui signifie que la précipitation des mois / années précédents peut être agrégée. C'est une mesure pour caractériser la sécheresse météorologique, qui ne tient compte que des précipitations. Un indice de zéro ($SPI = 0$) indique la quantité de précipitation médiane pour l'échelle de temps sélectionnée (par exemple 1 mois et 12 mois), tandis que l'indice est négatif pour la sécheresse, et positif pour les conditions humides. Le tableau VI.1 montre qu'à mesure que les conditions deviennent plus sèches, l'indice devient plus négatif. Dans le cadre de cette étude, Le SPI-12 a été calculé à partir des données de précipitations mensuelles, ce qui implique que nous avons utilisé un cas spécifique de SPI-12.

Tableau IV. 1: Classification de la sécheresse SPI (McKee et al., 1993)

SPI	Degré de la sécheresse
-0.9 to 0.9	Proche de la normale
-1.0 to -1.49	Sécheresse modéré
-1.50 to -1.9	Sécheresse forte
$SPI < -2$	Sécheresse extrême

IV.2.2. Evolution de l'indice standardisé de précipitation (SPI) dans le bassin de Chélif-Zahrez

Le SPI n'est pas un outil de prédiction de la sécheresse mathématiquement, le SPI est basé sur la probabilité cumulative d'un événement pluvieux donné survenant dans une station. (Christos, 2013).

Les séries chronologiques du SPI-12 (fig. IV.1) ont été calculées pour toutes les stations pluviométriques du bassin du Chélif-Zahrez pour la période 1970-2010. La figure IV.1 montre les séries chronologiques de certaines stations sélectionnées à travers le bassin hydrographique.

La chronologie des valeurs SPI-12 montre très peu de séries d'années sèches avant 1970 dans la plupart des stations sélectionnées (fig. IV.1), comme l'illustrent Ain Mouilah et Dar Chioukh. La dernière station est située dans une zone également connue sous le nom

de Zahraz. Il a alterné des séquences humides et sèches avec des périodes longues de plus en plus dominantes d'années humides (par exemple 1984-1992). On note aussi que l'indice SPI-12 entre cette période peut atteindre (-2.5), ce qui explique l'existence des années extrêmement sèches. La station de Ponteba Bge (Haut et Moyenne Chélif) a connu des périodes humides jusqu'à 1980, suivie d'années sèches. La période 2006-2010 était encore plus humide que la normale. La station de Benaria (littoral) avait un schéma similaire, bien que depuis 2004, il a été un peu plus humide qu'à Ponteba Bge. Presque toutes les années dans Layoune et Boughzoul jusqu'à 1980 étaient plus humides que la normale, suivies d'années principalement séchées jusqu'à l'année 2000 suite à celle-ci, on a constaté, une alternance entre des années modérément sèches et des années humides à modérée humides.

Au terme de ces résultats, nous retenons que le bassin du Chélif-Zehraz a été affecté par plusieurs séquences sèches sur la période allant de 1970 à 1990. Les résultats obtenus après le calcul de l'indice de précipitation standardisé, nous ont permis de localiser des séquences de sécheresses dans le bassin.

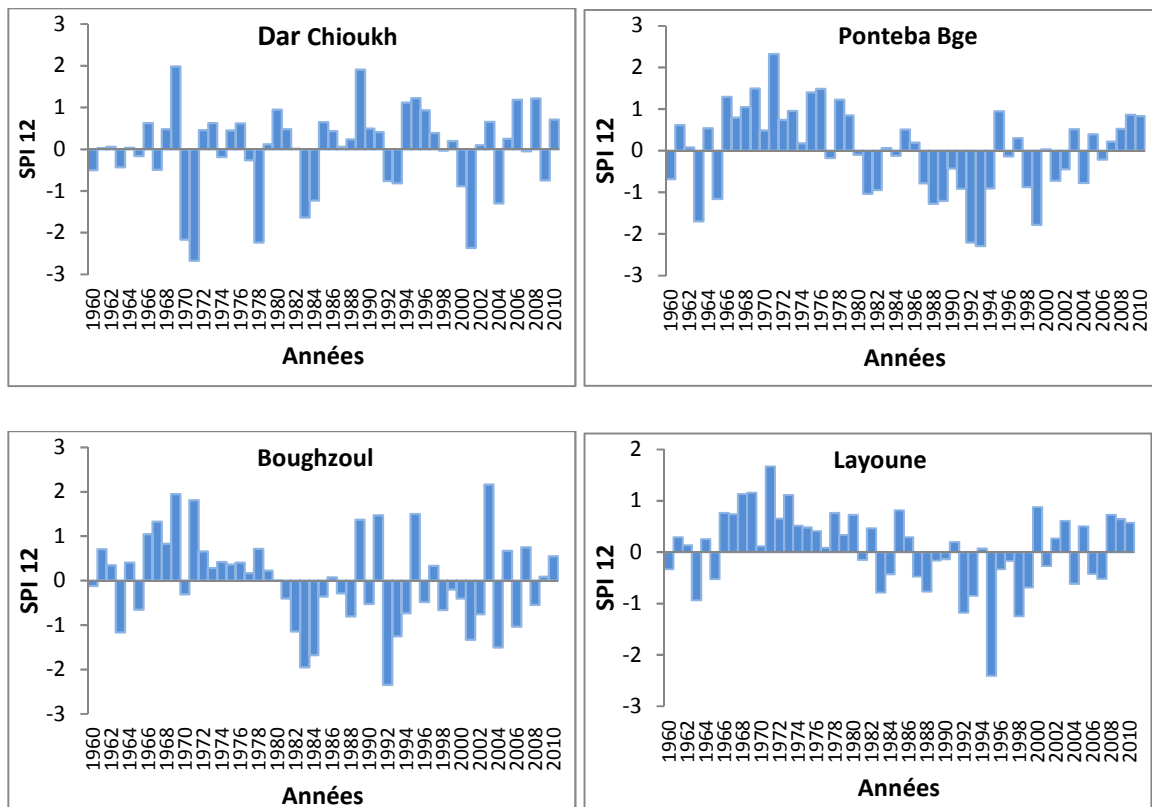


Figure IV.1: Evolution SPI-12 dans certaines stations du bassin du Chélif-Zahrez.

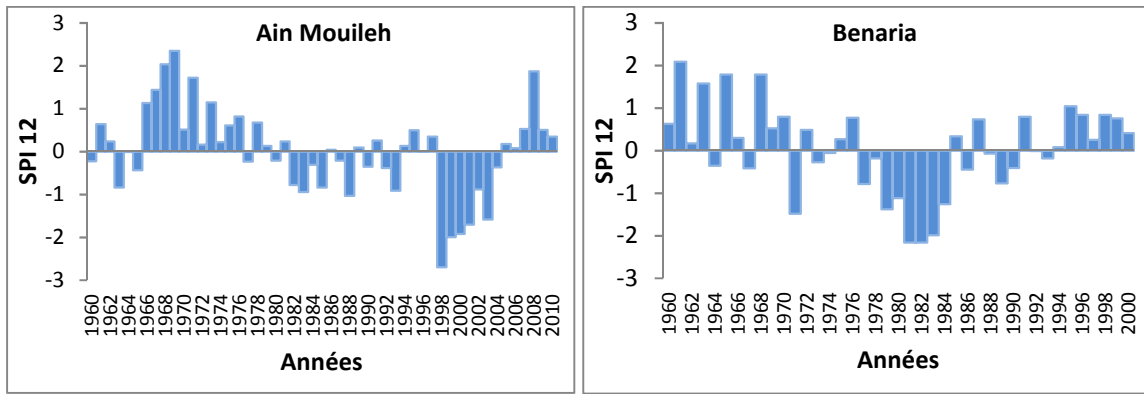


Figure IV.2a: Evolution SPI-12 dans certaines stations du bassin du Chélif-Zahrez.

IV.2.3. Analyse des paramètres descriptifs des séquences de la sécheresse

IV.2.3.1. Intensité des séquences de la sécheresse

L'intensité de la sécheresse peut être définie comme étant l'ampleur et la gravité des conséquences du déficit de précipitations. L'intensité de la sécheresse en fonction de sa durée annuelle est définie comme étant le rapport du déficit cumulé de la sécheresse (mm) à la durée de sécheresse (j/an). Elle peut être évaluée à l'aide des valeurs du SPI. Dans le cadre de cette étude, la valeur extrême du SPI a été considérée comme valeur de référence de l'intensité de la sécheresse.

A travers les 51 années analysées, les sécheresses les plus remarquables de par leur intensité sont celle des années 1980 et 2000 (fig. IV.2). Les épisodes secs détectés en 1980 et 1987 ont été qualifiés extrêmement sévères en terme d'intensité. Les stations de Theniet El Had et L'hillil qui se situées au Nord de la zone d'étude ont été les plus affectées en termes d'intensité.

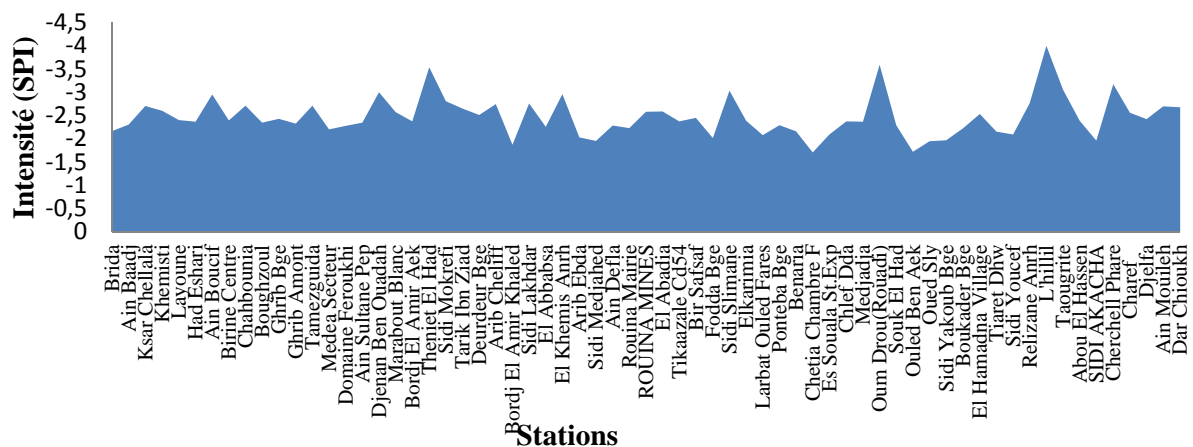


Figure IV.3: Intensité des séquences des sécheresses enregistrées durant la période 1960 à 2010

IV.2.3.2. Fréquence des séquences de la sécheresse

La fréquence cumulée (F) de sécheresse donne une idée sur l'occurrence des séquences sèches sur une période d'étude. Elle est obtenue en faisant le rapport de l'effectif cumulé des séquences sèches sur la taille des années pluviométriques.

L'analyse de la fréquence des épisodes de la sécheresse observée dans l'extrême Nord-Ouest montre que celles-ci sont inférieures à 50% à l'échelle annuelle (Fig. IV.3). Il faut noter que les stations situées au Nord sont les plus affectées par les séquences de sécheresse (50%).

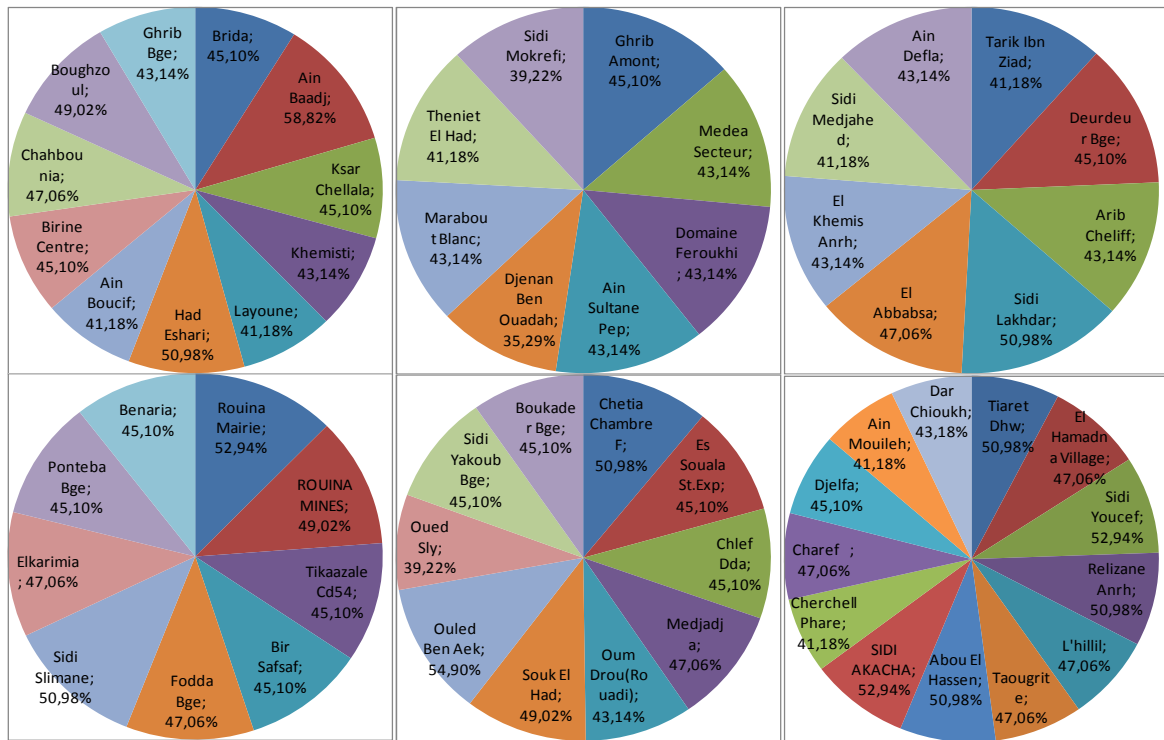


Figure IV.4: Fréquences des séquences des sécheresses durant la période 1960-2010

IV.2.3.3. Durée maximale des séquences de la sécheresse

La durée est l'une des caractéristiques importante de la sécheresse. Elle est définie par le nombre d'intervalles successifs. C'est-à-dire le temps entre le début et la fin de l'événement de sécheresse.

La détermination de la durée se fait comme suit :

- Analyser une série de données sur une longue période afin de déterminer la période la plus sèche ;

- Faire le décompte entre l'année ou se termine cette sécheresse avec l'année ou elle débute. $(L_{fin} - L_{début}) + 1$

L_{fin} : Année de la fin de la période sèche ;

$L_{début}$: Année du début de la période sèche ;

Dans le cas de cette étude, la durée maximale sera considérée comme un paramètre caractéristique de la durée des séquences sèches.

L'analyse de la durée des épisodes de la sécheresse à échelle annuelle montre une variabilité de 1an à 7 ans (fig. IV.4). Les deux stations Birine Centre et Ain Boucif ont connu la plus long période de sécheresse avec 7 années de séquences sèches consécutives, alors que les autres stations ont connu de 1 an à 5 ans d'épisode sec.

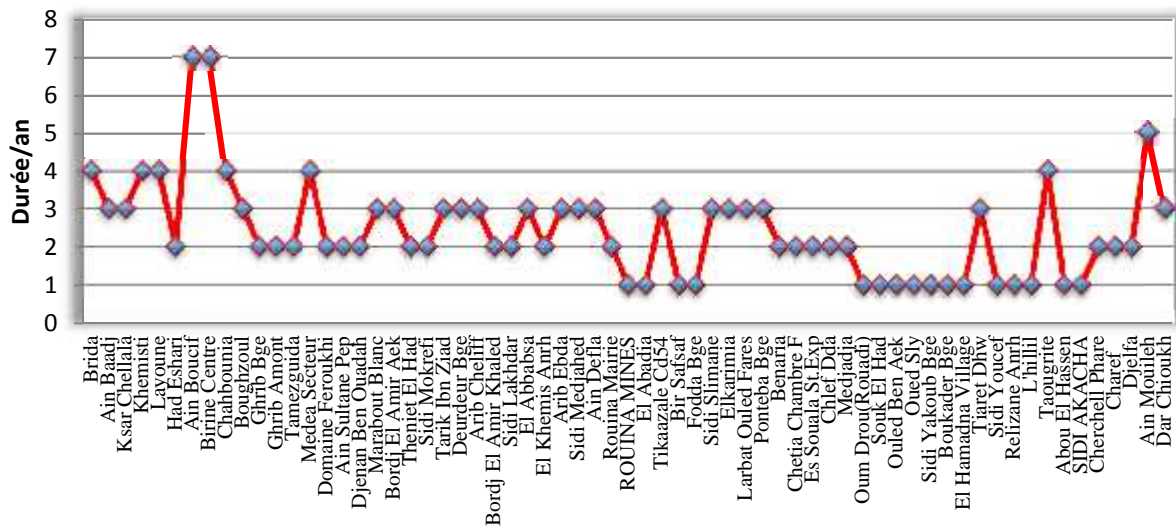


Figure IV.5: Durée maximale des séquences de la sécheresse (1960 à 2010)

IV.3. Probabilités de transition de la sécheresse à l'aide de modèle de chaînes de Markov

Le modèle des chaînes de Markov est un modèle stochastique, itératif. Ce processus exprime des probabilités conditionnelles de passage de l'état de la veille (année précédente) à l'état de l'année en cours. Ainsi l'état de l'année k ne dépend que de l'état de l'année k – 1 pour le processus de Markov d'ordre 1. Il dépend des états k – 1 et k – 2 pour le processus de Markov d'ordre 2. Une année peut être caractérisée du point de vue pluviométrique par deux états :

Etat 0 : présence de la sécheresse (année sèche ou très sèche)

Etat 1 : absence de la sécheresse (année humide ou très humide)

IV.3.1. Le processus de Markov d'ordre 1

Les chaînes de Markov fournissent des informations sur les transitions d'un état à un autre (par exemple de la sécheresse à la non-sécheresse, [Ochola et Kerkides, 2003](#), [Steinemann, 2003](#), [Meddi et Meddi, 2009, 2013](#)). Pour une description complète des modèles de chaînes de Markov, les lecteurs se sont référés à [Banik et al. \(2000\)](#). Dans ce cas, les séries SPI sont non stationnaires, donc nous utiliserons des chaînes de Markov non stationnaires ([Nalbantis \(2008\)](#) et [Paulo et Pereira \(2007\)](#)). Dans cette étude, deux états ont été distingués, à savoir un état sec (S) et un état non-sécheresse / humide (H), qui prennent la valeur 0 et 1, respectivement. Nous avons appliqué la chaîne de Markov du 1er ordre, ce qui signifie que nous prédisons la probabilité de transition pour des séquences de certains états pendant 2 années successives. Nous utilisons P_{00} pour désigner la probabilité de transition qu'une année sèche est suivie d'une autre année sèche (chaîne de Markov de 1er ordre). Noter que $P_{00} + P_{01} = 1$ et la même chose s'applique à P_{10} et P_{11} . P_{01} est la probabilité d'une année sèche suivant une année humide et vice versa.

Soit $X_0, X_1, X_2, \dots, X_n$, des variables aléatoires réparties identiquement et ne prenant que deux valeurs, à savoir 0 et 1, avec une probabilité, à savoir:

$$X_n = \begin{cases} 0 : \text{l'état est sec} \\ 1 : \text{l'état est humid} \end{cases}$$

Nous appliquons l'hypothèse suivante: le modèle est un ordre non stationnaire ordre décalage-un de chaîne de Markov, c'est-à-dire que $P(X_n = 0)$ n'est pas constant dans le temps. De plus, on suppose que les probabilités de transitions sont homogènes dans le temps. En d'autres termes, il est supposé que la probabilité d'humidité d'une année nécessite seulement de savoir si l'année précédente était humide ou sèche. Compte tenu de l'événement de l'année précédente, la probabilité d'humidité est supposée être indépendante des années précédentes. Ainsi, le processus stochastique $\{X_n, n = 0, 1, 2 \dots\}$ est une chaîne de Markov ([Medhi, 1994](#)), donc les probabilités de transitions dépendent uniquement de l'état actuel et de l'état futur.

Considérant la matrice de transition comme:

$$P_{ij} = \begin{bmatrix} P_{00} & P_{01} \\ P_{10} & P_{11} \end{bmatrix} \quad (1)$$

Tableau IV.2 : Processeurs de Markov d'ordre 1

	Etat au jour k-1	
Etat au jour k-1	0	1
0	P_{00}	P_{01}
1	P_{10}	P_{11}

Où

$$P_{ij} = P(X_1 = j / X_0 = i) \quad i, j = 0, 1.$$

Pour calculer les probabilités de transition d'ordre supérieur, nous avons utilisé l'équation de Chapman-Kolmogorov:

$$P^{k+1} = P^k P \quad (2)$$

Où $k = 1, 2 \dots n$.

La loi limite (qui est stationnaire) existe et est unique car la chaîne de Markov est apériodique irréductible à l'espace d'états finis, car elle est invariante pour déterminer l'équation de la loi limite ($[I - p \quad p]^T$) équation: $[I - p \quad p]^T P = [I - p \quad p]^T$):

Laisser $p = P(X_0 = 1)$. Ici p est la probabilité absolue d'une année humide. Clairement, $P(X_0 = 0) = 1 - p$

Pour une distribution stationnaire:

$$[I - p \quad p] \begin{bmatrix} P_{00} & P_{01} \\ P_{10} & P_{11} \end{bmatrix} = [I - p \quad p] \quad (3)$$

qui donne:

$$p = \frac{P_{01}}{1 - (P_{11} - P_{01})} \quad (4)$$

p est la probabilité de rester dans l'état "1" et $1/p$ est le temps moyen de retour à l'état "1". La loi des probabilités du temps de résidence dans l'état "1: Humide" noté par H, qui suit la loi géométrique d'un paramètre (P_{11}), c'est-à-dire

$$P(H = k) = (1 - P_{11})P_{11}^{k-1} \quad (5)$$

Par conséquent, les probabilités de transition des séquences humides de longueur supérieure à k est:

$$P(H > k) = \sum_{t=k+1}^{\infty} P(H=t) = P_{11}^k \quad (6)$$

de même, la probabilité d'un épisode sec de longueur m est

$$P(S = m) = (1 - P_{00})P_{00}^{m-1} \quad (7)$$

et la probabilité de séquences sèches de longueur supérieure à "m" est:

$$P(S > m) = (P_{00})^m \quad (8)$$

IV.3.2. Le processus de Markov d'ordre 2

Dans ce cas, l'état de l'année k dépend de l'état de l'année k-1 et de l'année k-2. On s'intéresse dans ce cas spécialement aux années sèches successives (P_{000} , P_{001} , P_{100} , P_{101}). Ce choix va de soi avec l'étude de la persistance de la sécheresse : S-S-S (trois années sèches successives), S-S-H (deux années sèches successives), H-S-S (deux années sèches successives), H-S-H (une année sèche isolée).

Tableau VI.3: Processeurs de Markov d'ordre 2

	Etat au jour k-1 et k-2			
Etat au jour k-1 et k-2	00	01	10	11
00	P_{000}	P_{001}	0	0
01	0	0	P_{010}	P_{011}
10	P_{100}	P_{101}	0	0
11	0	0	P_{110}	P_{111}

Où P_{ijk} représente la probabilité conditionnelle d'obtenir un doublet de classe (j, k) succédant à un doublet de classe (i, j).

$$\sum P_{ijk} = \frac{N_{ijk}}{N_{ij}} \text{ et } \sum_{k=0}^1 P_{ijk} = 1$$

IV.3.3. Probabilités de transition pour le 1^{er} ordre et 2^{eme} ordre

La probabilité de transition des états secs et humides est donnée pour chacune des 65 stations pluviométriques de la figure VI.5 en utilisant des données mensuelles sur les précipitations de la période 1960-2010. Les probabilités sont présentées pour les chaînes Markov du 1^{er} ordre et sont regroupées selon les sous-régions. Par exemple, la probabilité que la station de pluie El Hamadna Village soit confrontée à deux années de sécheresse

consécutives soit de 54% (SS) et 60% qu'une année humide est suivie d'une année de sécheresse (figure IV.5).

La probabilité de transition de Markov de l'ordre 1 montre que la probabilité de deux années sèches successives est plus élevée dans les stations de bassin. Par exemple, la probabilité d'une année sèche après une année sèche (SS) à Brida et Charef est de 61 % et 66%, tandis que pour les mêmes stations, la probabilité de deux années humides successives (HH) est respectivement de 39% et 34%. En revanche, les stations dans les régions Côtières, et Moyen et Haut Chélif sont marquées par une probabilité plus faible de SS (60%) et une probabilité plus élevée de HH (50%).

La probabilité de trois années sèches consécutives (2^{ème} chaîne de Markov, SSS) est élevée dans l'ensemble du bassin de Chélif-Zahrez (plus de 50%), sauf dans la partie Ouest de la région Moyen et Haut Chélif, qui a une probabilité inférieure à 50% (Marabout Blanc). La probabilité de deux années humides successives suivies d'une année sèche (HHS) est inférieure à 30% dans la majeure partie du bassin. Les exceptions sont le Nord-Est de Moyen et Haut Chélif (43%), Médéa Secteur (41%) et Ain Boucif dans la région de Boughzoul (41%).

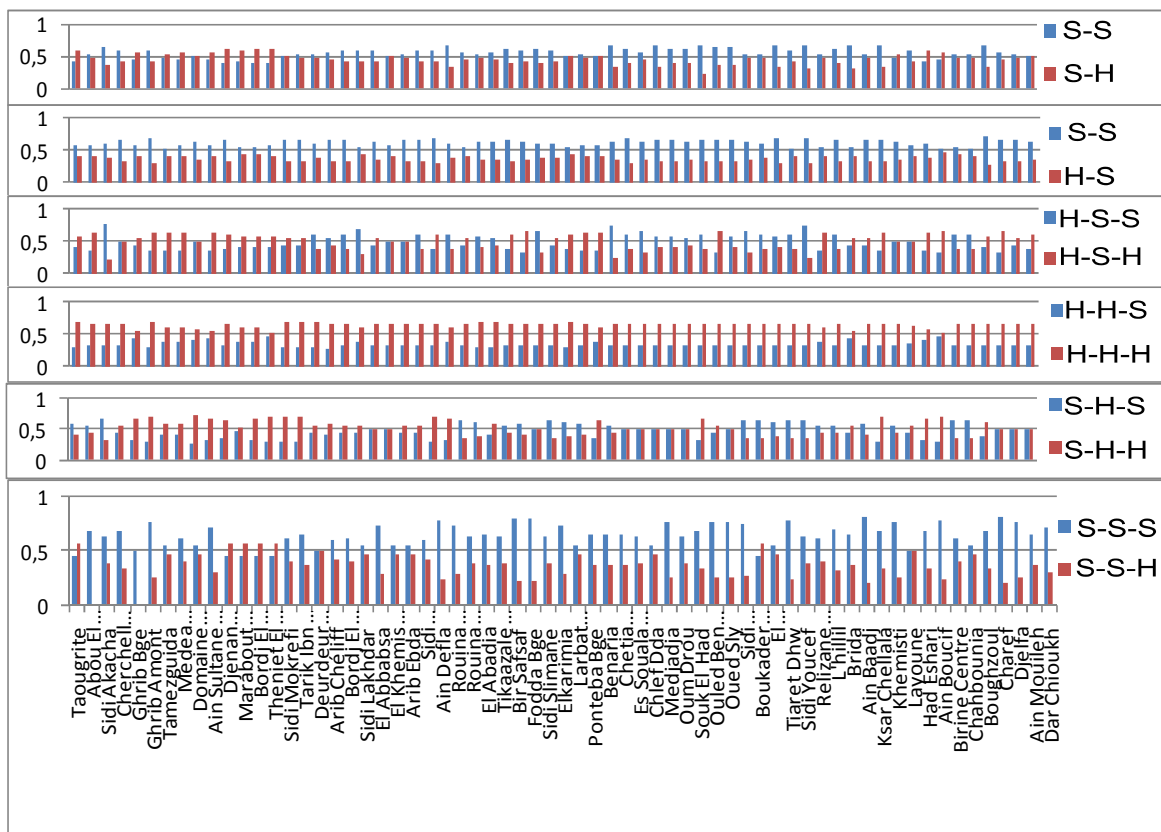


Figure VI.6: Probabilités de transition pour le 1^{er} ordre (haut) et 2^{ème} ordre (en bas)

IV.3.4. Variogramme de la matrice de transition

Les probabilités ont été interpolées pour obtenir des cartes de probabilités de transition pour l'ensemble du bassin de Chélif-Zahrez pour les séquences humides-sèches obtenues à partir des modèles de chaînes de Markov. Ceci est fait pour les chaînes Markov des 1^{ers}, 2^{èmes}. Le Krigeage a été appliqué pour interpoler les probabilités de transition. La figure IV.6 montre les semi-variogrammes pour les séquences sèches- humides sélectionnées qui ont été obtenues pour les probabilités de transition.

Parmi les méthodes de régionalisation des variables spatiales, on trouve la méthode du krigeage. C'est une méthode d'interpolation linéaire exacte. En se basant sur un champ de mesure d'une variable aléatoire Z , on peut calculer une estimation de cette variable n'importe quel point de ce champ. L'estimateur du krigeage est de la forme.

$$Z^*(t_0) = \sum_{i=1}^p \lambda_i Z(t_i) \quad (9)$$

$Z^*(t_0)$ est une estimation de Z au point t_0 , λ_i est le poids affecté à la valeur de Z au point t_i , et p est le nombre total des points de mesure de la variable Z .

La variable Z est considérée comme une Fonction Aléatoire, et les mesures de cette variable sont une réalisation particulière. La Fonction Aléatoire n'est pas connue mais on peut reconstituer ces moments. Pour étudier cette fonction aléatoire, nous devons introduire certaines hypothèses :

a) stationnarité d'ordre 2 : si l'espérance mathématique de la variable Z est constante, la stationnarité d'ordre 1 est alors vérifiée. La stationnarité d'ordre 2 suppose que la covariance entre deux points ne dépend pas des coordonnées mais du vecteur entre les deux points. Cela peut être écrit de la façon suivante :

$$E [Z(x)] = m(x) = m = \text{constante}$$

$$E [(Z(x)-m) (Z(x+h)-m)] = C(h), \text{ fonction de } h$$

$$\text{Pour } h=0 : C(0) = \text{Var} (Z(x))$$

Cette hypothèse permet de supposer que le phénomène est homogène dans l'espace, et que ses propriétés statistiques se répètent. Ce qui permet de rendre compte de l'ensemble des réalisations possibles à partir d'une seule réalisation particulière.

b) Hypothèse intrinsèque: en réalité la méthode n'exige pas que la Fonction Aléatoire soit stationnaire d'ordre 2, mais plutôt, que les accroissements de cette fonction soient stationnaires d'ordre 2. On peut traduire cette hypothèse par la formulation suivante:

$$\begin{cases} E[Z(x+h) - Z(x)] = 0 \\ \text{Var}[Z(x+h) - Z(x)] = 2\gamma(h) \end{cases}$$

Si Z vérifie cette hypothèse, alors, cette fonction est dite une Fonction Aléatoire Intrinsèque.

(h) est la fonction variogramme appelée semi-variogramme.

Le variogramme de Fonction Aléatoire Intrinsèque Z s'écrit :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))^2] \quad (10)$$

Cette fonction peut être estimée à partir des couples de points d'une réalisation. Pour des couples distants de h , nous pouvons faire l'estimation de la fonction de structure, ce qui nous permet de construire le variogramme expérimental basé sur la formulation suivante :

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2 \cdot N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [(Z(x_i + h) - Z(x_i))^2] \quad (11)$$

$N(h)$ est le nombre de couples distants de h .

Dans la pratique, on dispose d'un réseau de mesure fini, ce qui limitera le nombre de couples pour une distance h précise. Pour éviter cela, on construit autour d'une distance h une classe $h \pm \Delta h$ qui permet d'avoir un nombre minimal de couples.

IV.3.4.1. Principaux modèles d'ajustement

A partir d'un variogramme empirique, on essaie de caler une fonction qui sera le modèle ajusté. Ce modèle sera utilisé dans l'interpolation. On dispose de nombreux modèles pratiques à l'ajustement, mais on distingue 4 principaux modèles.

- Modèle sphérique : le comportement à l'origine est linéaire, et le palier est atteint à une distance a .
- Modèle exponentiel : on a un comportement linéaire à l'origine, et le palier n'est atteint qu'asymptotiquement à une distance $3a$ (pour laquelle $\hat{\gamma}(h) = 0.95C$)

- Modèle gaussien : le comportement à l'origine est parabolique ; pour $h=3a$ on a $\gamma(h)=0.95C$
- Modèle puissance : ce modèle est sans palier, par exemple pour $\alpha=1$ on a un modèle linéaire.

On peut citer 5 autres modèles : la circulaire, le périodique, logarithmique, pentasphérique et le modèle de Bessel.

La variogramme théorique a été calculé en utilisant les valeurs de la probabilité de transition de chaînes de Markov d'ordre 1 et 2.

L'analyse de la figure (IV. 6) a montré que les séquences humides-séchées commençant par une année sèche sont mieux, décrites par un modèle exponentiel, tandis que les séquences commençant par une année humide s'expliquent mieux par un modèle linéaire.

La dépendance spatiale peut être expliquée en fonction du coefficient de corrélation si le coefficient est $>25\%$, c'est une dépendance spatiale moyenne, si le coefficient de corrélation est compris entre $25\% > r > 75\%$, c'est une dépendance spatiale moyenne et si le coefficient de corrélation est supérieur de 75% indique une faible spatiale. Pour notre cas le coefficient de corrélation est compris entre $25\% > r > 75\%$, donc c'est une dépendance spatiale moyenne

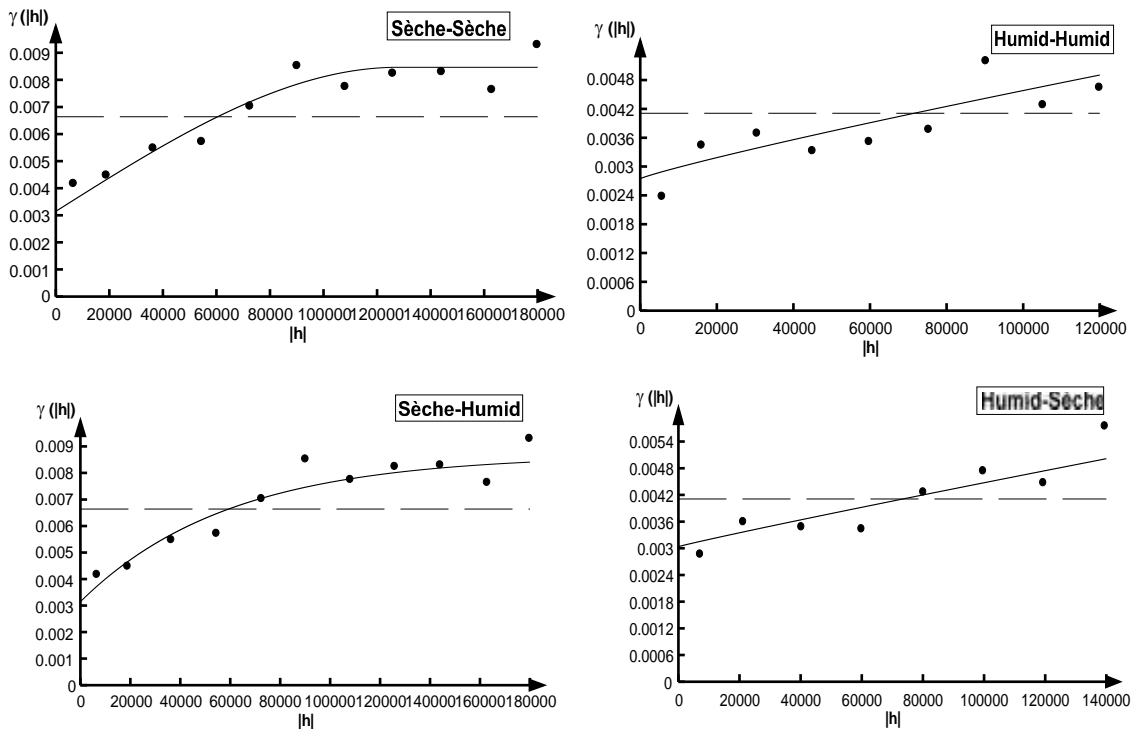


Figure VI.7: Semi-variogrammes de probabilités de transition

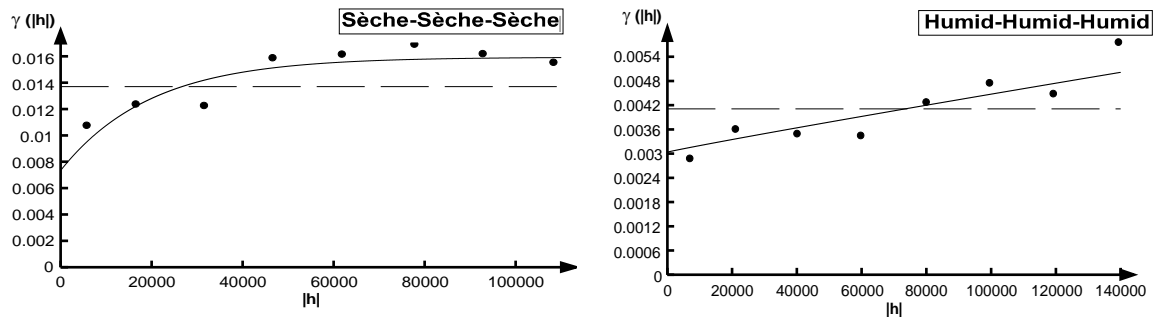


Figure VI.8a: Semi-variogrammes de probabilités de transition

Tableau IV.4: Semi-variogrammes de probabilités de transition (Modèle exponentiel)

Etats	Modèle	Pépite	Pallier	Portée (km) 103	Coefficient de corrélation
S-S	Exponentiel	0.0032	0.0085	127.79	0,38
S-H	Exponentiel	0.0032	0.0087	178.17	0,37
S-S-S	Exponentiel	0.0075	0,0159	59.40	0,47
S-S-H	Exponentiel	0.0083	0,017	83.49	0,49
S-H-S	Exponentiel	0.0082	0,022	153.77	0,37

Tableau VI.5: Semi-variogrammes de probabilités de transition (modèle linéaire)

Etats	Modèle	Puissance	Slop 10^{-8}
H-H	Linéaire	0.89	6.51
H-S	Linéaire	0.95	2.55
H-H-S	Linéaire	0.95	$1.24e^{-07}$
H-H-H	Linéaire	1.11	$2e^{-08}$
H-S-S	Linéaire	0.94	$1.16e^{-07}$
H-S-H	Linéaire	0.93	$1.38e^{-07}$

La plage des différents semi-variogrammes exponentiels semble être sensiblement différente. L'intervalle de la portée du semi-variogramme exponentiel pour la probabilité de transition est compris entre 127 et 179 km (chaîne Markov du 1^{er} ordre) avec des coefficients de corrélation autour de 0,38. Pour la chaîne de Markov de 2^{ème} ordre, l'intervalle de la portée des semi-variogrammes varie de 59 à 153 km et les coefficients de corrélation se situent entre 0,37 et 0,49 (figure IV.7).

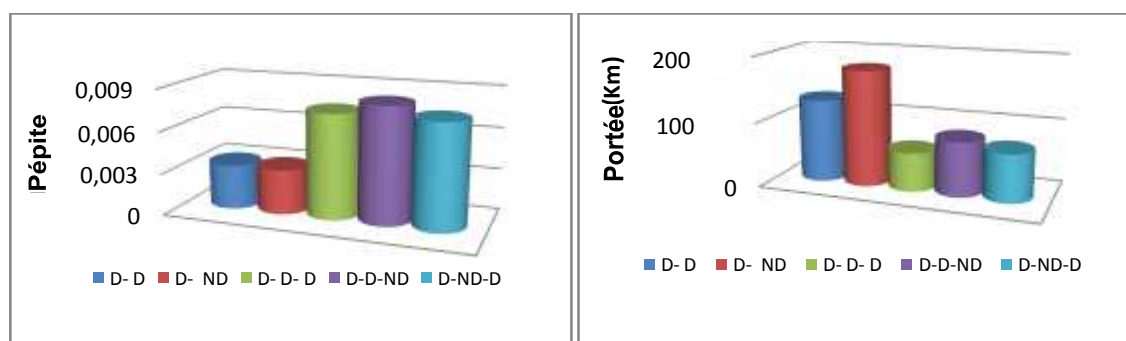


Figure VI.9: Portée et pépite du semi-variogrammes exponentiels

IV.4. Cartographie des probabilités de transition

L'utilisation de deux ou plusieurs indices de sécheresse fournit et permet de comprendre des caractéristiques de sécheresse et la probabilité de ré-occurrences de sécheresse facile (Mpelasoka et al., 2008). Il a discuté des étapes critiques, il est également en mesure d'identifier les épisodes de sécheresse réels. Dans la présente étude nous avons utilisé à la fois le modèle de chaîne Markov et le SPI pour observer les épisodes de la sécheresse durant la période s'étalant de 1960-2010.

Pour mieux visualiser l'extension régionale de la variabilité de la sécheresse, nous avons représenté une cartographie des probabilités de passages. Pour réaliser cette étude, un grand nombre de postes pluviométriques ont été retenus afin de constituer une base de données annuelle la plus complète et la plus représentative possible de la zone d'étude. Les postes retenus obéissent à des critères de durée de l'information (1960-2010) et de la qualité des données.

Les cartes de probabilités pour le bassin de Chélif-Zahrez ont été générées à l'aide d'une chaîne de 1^{ère} ordre de Markov, dérivée des données de 1960 à 2010. Des cartes de contour avec des probabilités de transition égales pour des séquences sèches humides sélectionnées de 2 ans ont été réalisées (fig. IV.8). Une forte probabilité de transition pour S-S reflète également une forte tendance à la sécheresse.

La représentation cartographique des probabilités de passages ordre 1 et ordre 2 est traitée par le logiciel Arc Gis. L'analyse spatiale de la matrice de transition de la sécheresse d'ordre 1 et ordre 2 du bassin Chélif-Zahrez à partir de 1960 à 2010 on a déduit que globalement, cela montre un gradient qui se dirige du Nord-Est vers Sud- Ouest.

La probabilité de transition d'une année sèche suivie d'une autre année sèche (S-S, figure IV. 8, à gauche) montre un gradient de valeurs croissantes du Nord-Est au Sud-Ouest traduisant une sécheresse plus persistante dans le Sud-Ouest. Le gradient de probabilité de

transition est plus petit dans la zone de Tellien (milieu) que dans la porte du Sahara dans le Sud. Les probabilités de transition les plus élevées pour S-H (fig. IV.8) sont situées au Nord-Est (environ 0,45) et le plus bas au niveau centre-Ouest (0,34-0,36). Les probabilités de transition pour H-S (0.32-0.41, fig. IV. 8) sont similaires à la séquence S-H de 2 ans. La structure spatiale pour un état sec suivi par un état humide montre que la forte probabilité est $>0.45\%$ dans les zones Nord-Est, par contre les probabilités entre 0.34 % et 0.45% se trouvent dans la partie Sud-Ouest. Pour un état Humide suivi par un état sec, présent des probabilités assez similaires qui varient entre 32 % et 41% dans la totalité du bassin.

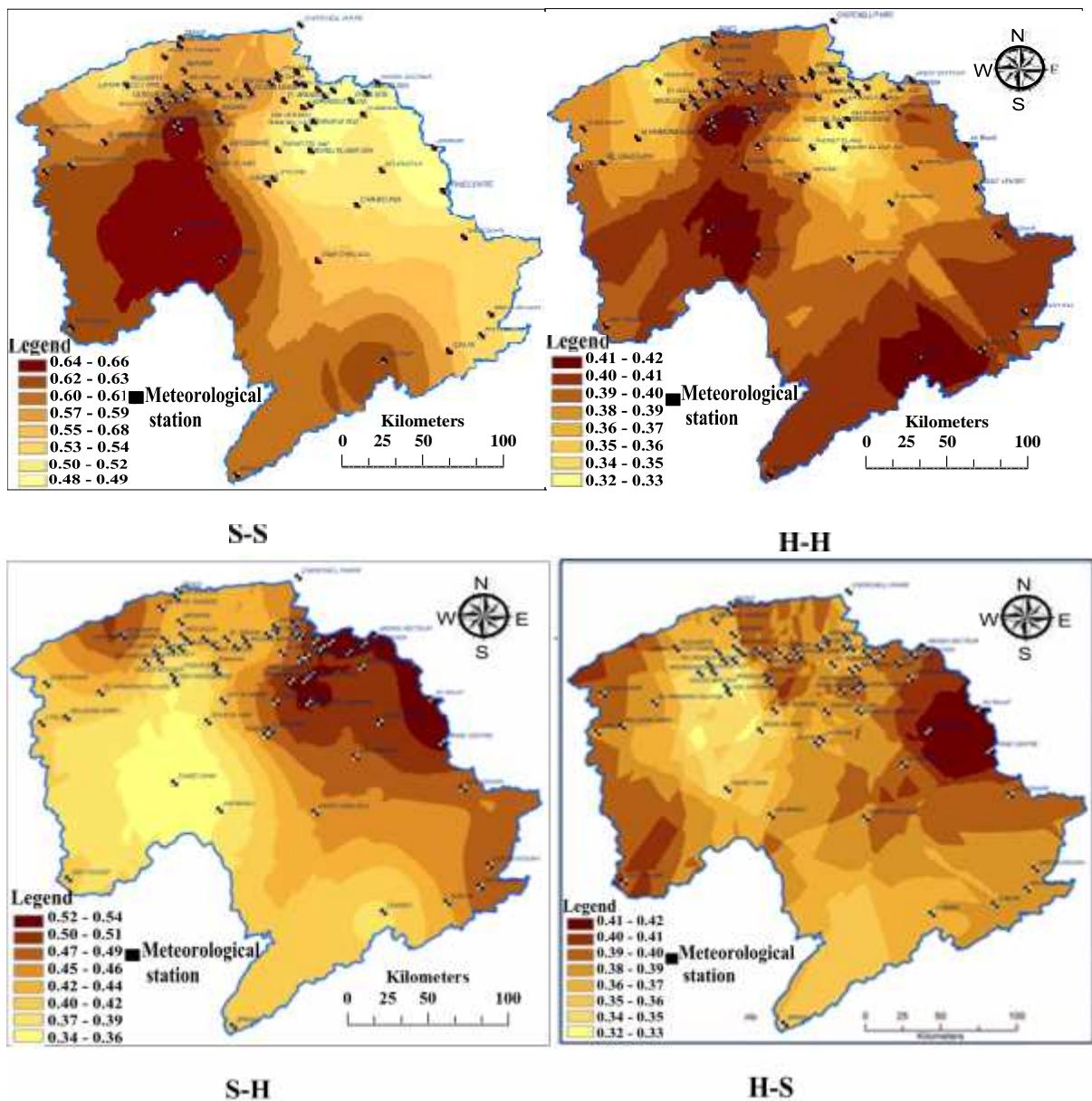


Figure IV.10: Variabilité spatiale de la probabilité de transition sélectionnée pour la chaîne Markov du 1^{er} ordre (1960-2010).

Les probabilités de transition les plus élevées de trois années sèches consécutives (S-S-S, fig. IV.9, en haut à gauche) dans l'étude sont situées dans le sud du bassin, ce qui est associé à la proximité du désert du Sahara (probabilités de 0,50 à 0,74). Au centre et au centre du Nord, il y a aussi des stations de pluie avec des probabilités de plus de 0,5. La probabilité de la séquence de 3 ans S-S-H est assez faible (fig. IV. 9, milieu supérieur) avec des valeurs qui varient entre 0,26 et 0,36 dans la majeure partie du bassin de Chélif-Zahrez. Cependant, les stations situées dans le Boughzoul (Khémisti et Layoune) ainsi que celles situées dans le Haut et le Moyen Chélif (Bordj El Amir Aek, Sidi Mokrefi, Théniet El Had, Tarik Ibn Ziad) et qui se trouvent à proximité du sous-bassin de Boughezoul se caractérisent par une probabilité variant entre 0,40 et 0,51. Nous avons également constaté que la probabilité diminue progressivement du Nord-Est au Sud-Ouest respectivement de 65% à 36% pour les deux séquences (S-H-H) et (H-S-H). La séquence commence par deux années humides suivie d'une année sèche (H-H-S, Fig. 9, inférieure gauche) a des probabilités de transition entre 17% et 30% dans le Nord et le Sud du bassin. En revanche, à l'Est et une zone allongée dans le sous-bassin de Boughzoul, des probabilités sont nettement plus élevées se produisent, et varient entre 30% et 43%.

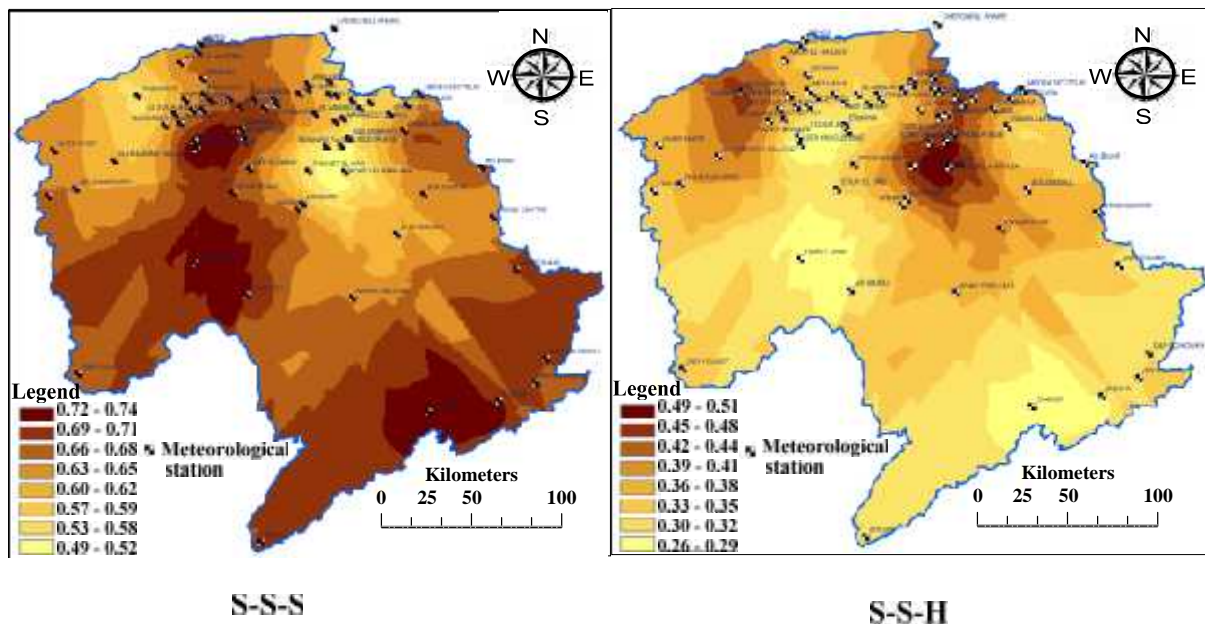


Figure IV.11: Variabilité spatiale de la probabilité de transition sélectionnée pour la chaîne Markov du 2^{ème} ordre (1960-2010).

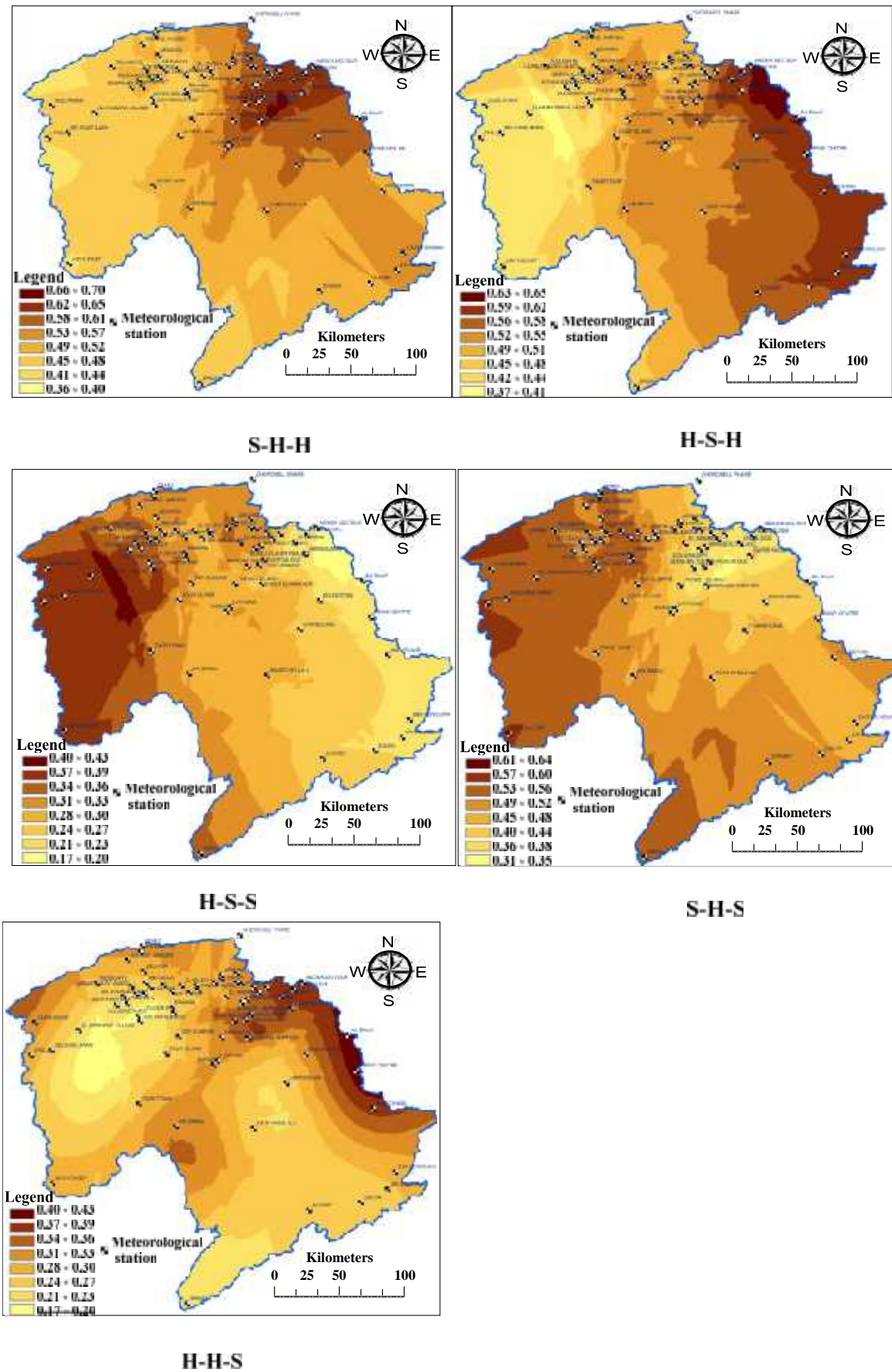


Figure IV.9a: Variabilité spatiale de la probabilité de transition sélectionnée pour la chaîne Markov du 2^{ème} ordre (1960-2010).

En conclue à partir des résultats obtenus précédemment:

- 1- La probabilité pour d'avoir trois années sèches successives est plus élevée au niveau du bassin du Chélif-Zahrez.
- 2- Si deux états sec et humide se succèdent, la probabilité est importante dans la partie Nord et Est du bassin.
- 3- Si un état humide, la probabilité pour qu'il soit suivi d'une ou deux état sec est plus faible au centre du bassin.
- 4- La probabilité d'avoir un état humide suite d'un état humide, après un état sec isolé a globalement la même chance.

IV.5. Evolution de la distribution de probabilité de transition

L'évolution des distributions de probabilités ont été calculées pour toutes les stations de pluie du bassin de Chélif-Zahrez pour la période 1960-2010. Les figures (IV.10 et IV.11) donnent la distribution de probabilité de transition pour certaines stations localisées dans la zone d'étude

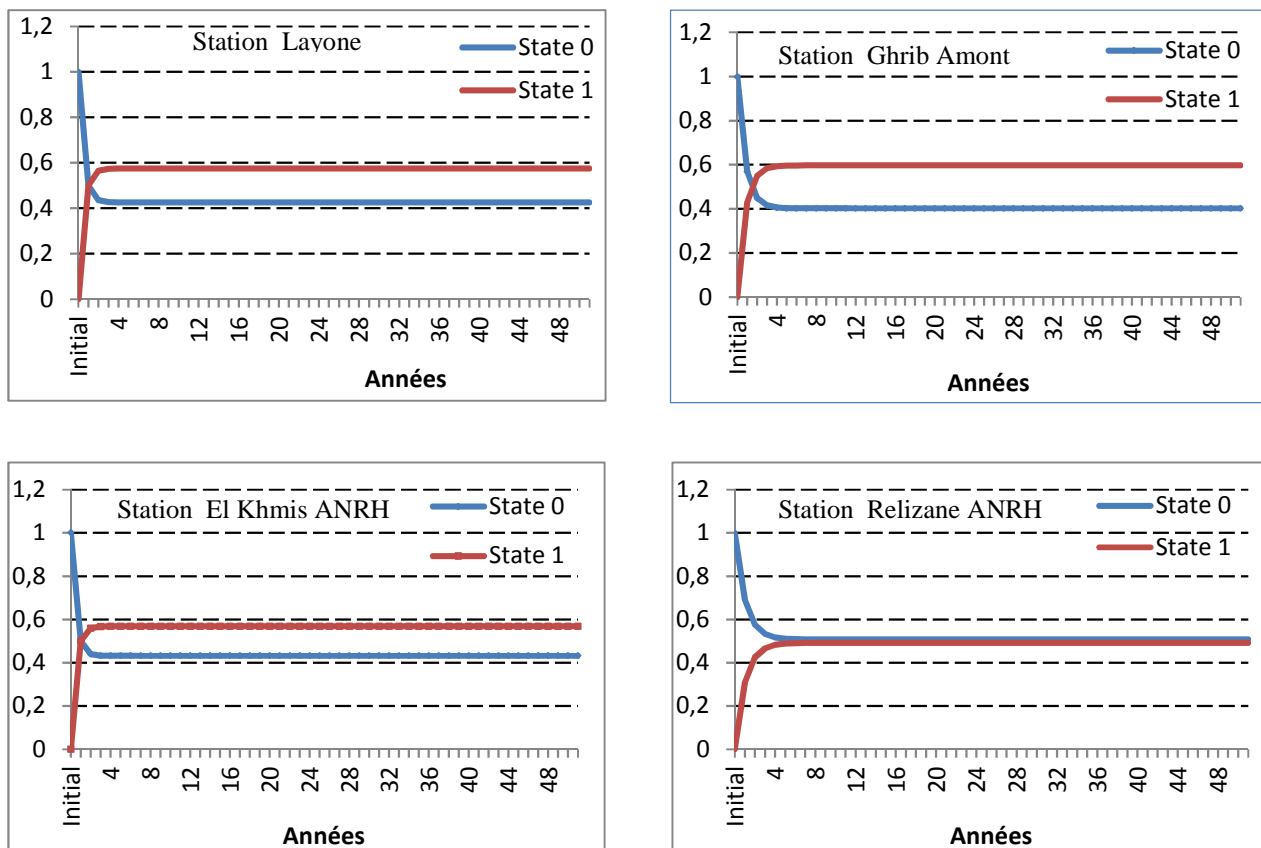


Figure IV.12: Evolution de la distribution de probabilité (Ordre 1)

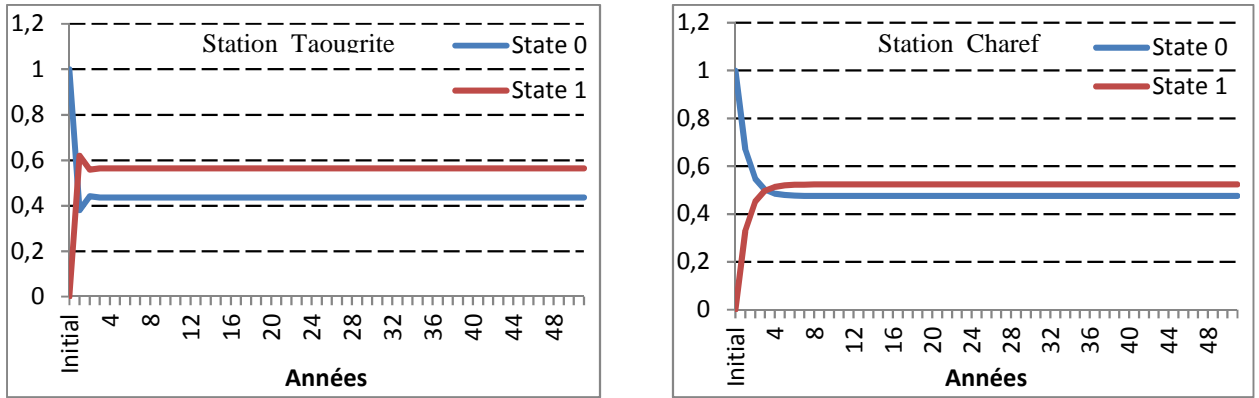


Figure IV.13a: Evolution de la distribution de probabilité (Ordre 1)

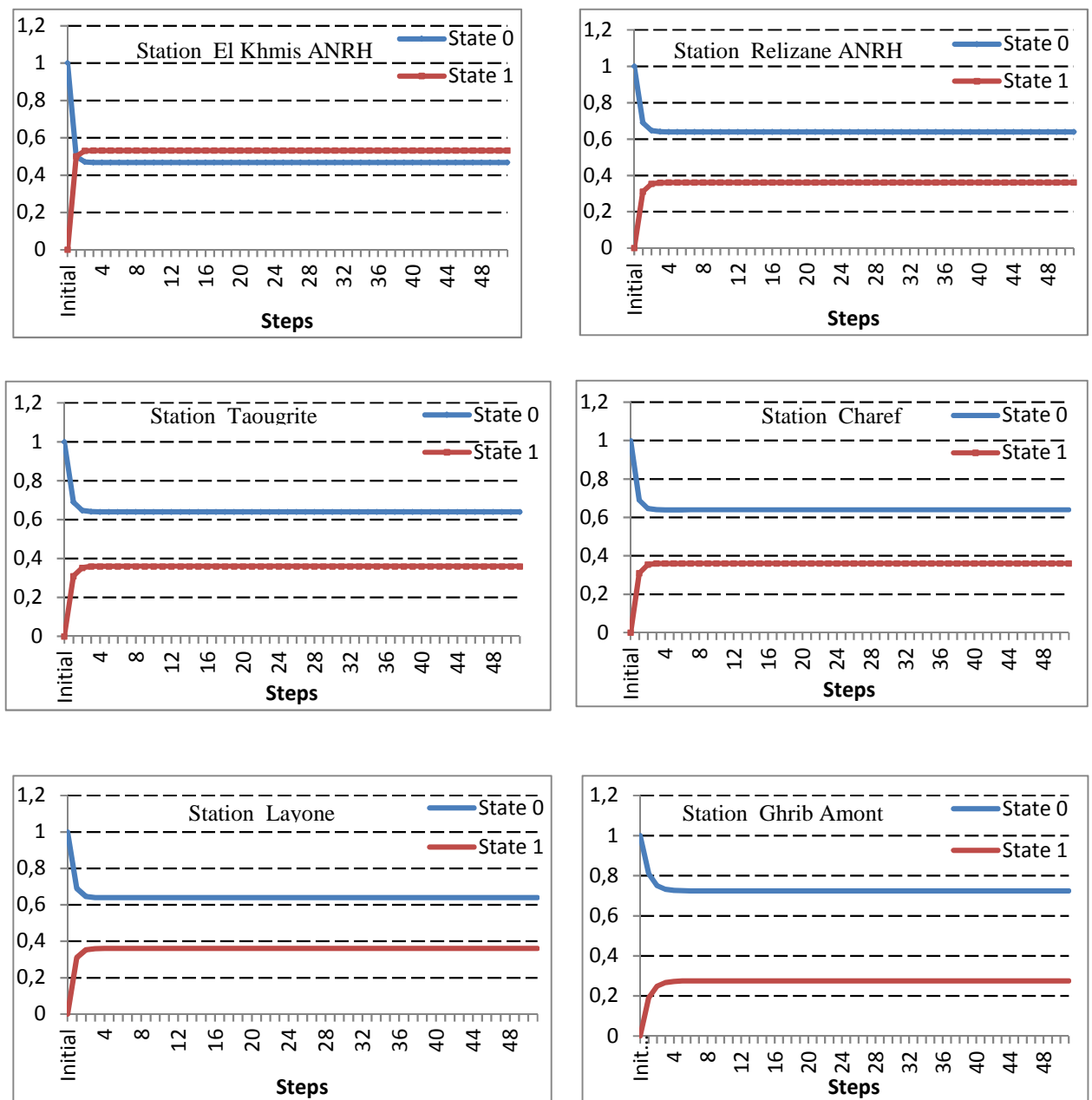


Figure IV.14: Evolution de la distribution de probabilité (Ordre 2)

Les figures (IV.10) Illustrant que la probabilité pour avoir un état sec et un état humide est différente pour une période donnée et ainsi la distribution tendra vers une probabilité stationnaire à partir de la quatrième année.

D'après l'analyse, les stations de Layone, Relizane, Ghrib Amont, Khmis ANRH, Ténès et Taougrite présentent une probabilité de 40% pour un état sec, et 60% pour un état humide, tandis que la station de Charef et la station de L'Hillil, d'écrit une probabilité de 50%.

Les figures (IV.11) montrent que la probabilité d'avoir deux états secs et humides est différente selon les stations étudiées, et on remarque aussi que la distribution tend vers une probabilité stationnaire.

D'après la figure (IV.11), les résultats des probabilités ont grande différences qui mes explique que le bassin est caractérisé par une forte variabilité spatiale de la pluviométrie d'une station a une autre. Le relief et l'éloignement de la mer jouent un rôle primordial dans cette variabilité.

IV.5.1. Simulation graphique

L'analyse a été menée en comparant graphiquement des séquences de sècheresses (par simulation) en chaque point des valeurs simulées et observées de chaque station pluviométrique du bassin du Cheliff Zaherz. Les résultats sont reportes sur les figures (IV.12 et IV.13). On remarque que les séquences observées s'adaptent mieux avec une bonne concordance, expliquée par erreur moyenne aux séquences simulées par la chaîne de Markov d'ordre 1. D'autre part, les résultats de simulation de la chaîne de Markov d'ordre 2 ont été caractérisés par l'intensité moyenne de liaison entre les séquences de sécheresses observées et simulées.

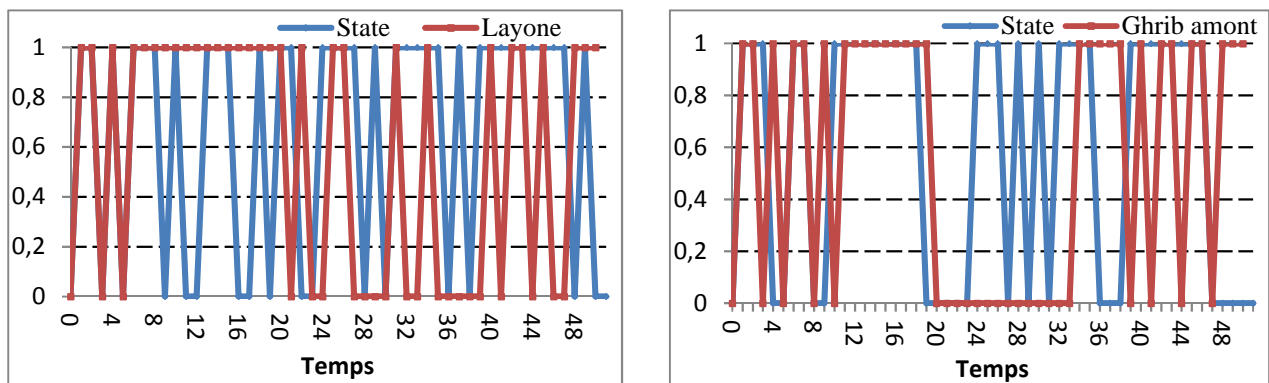


Figure IV.12 : Simulation d'ordre 1 des états sec et humide

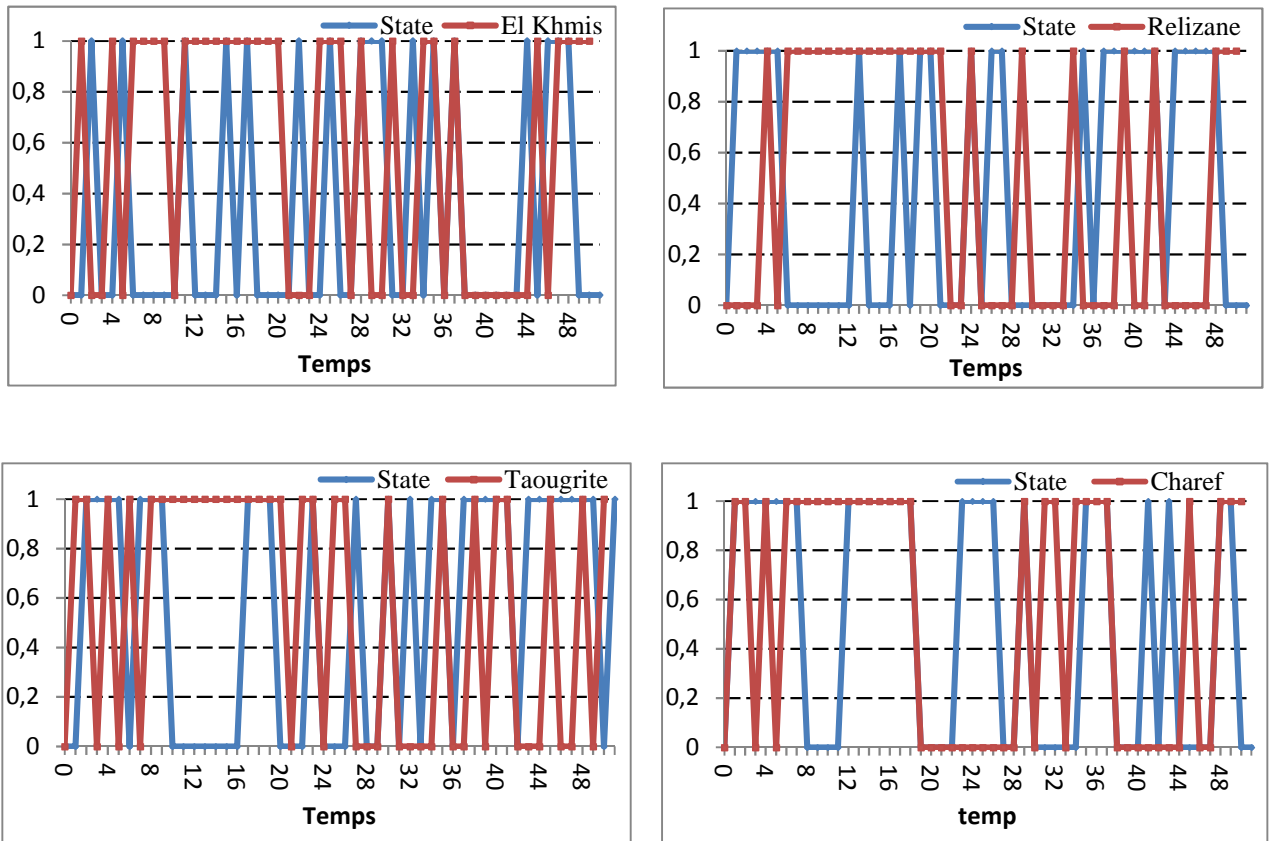


Figure IV.12a : Simulation d'ordre 1 des états sec et humide

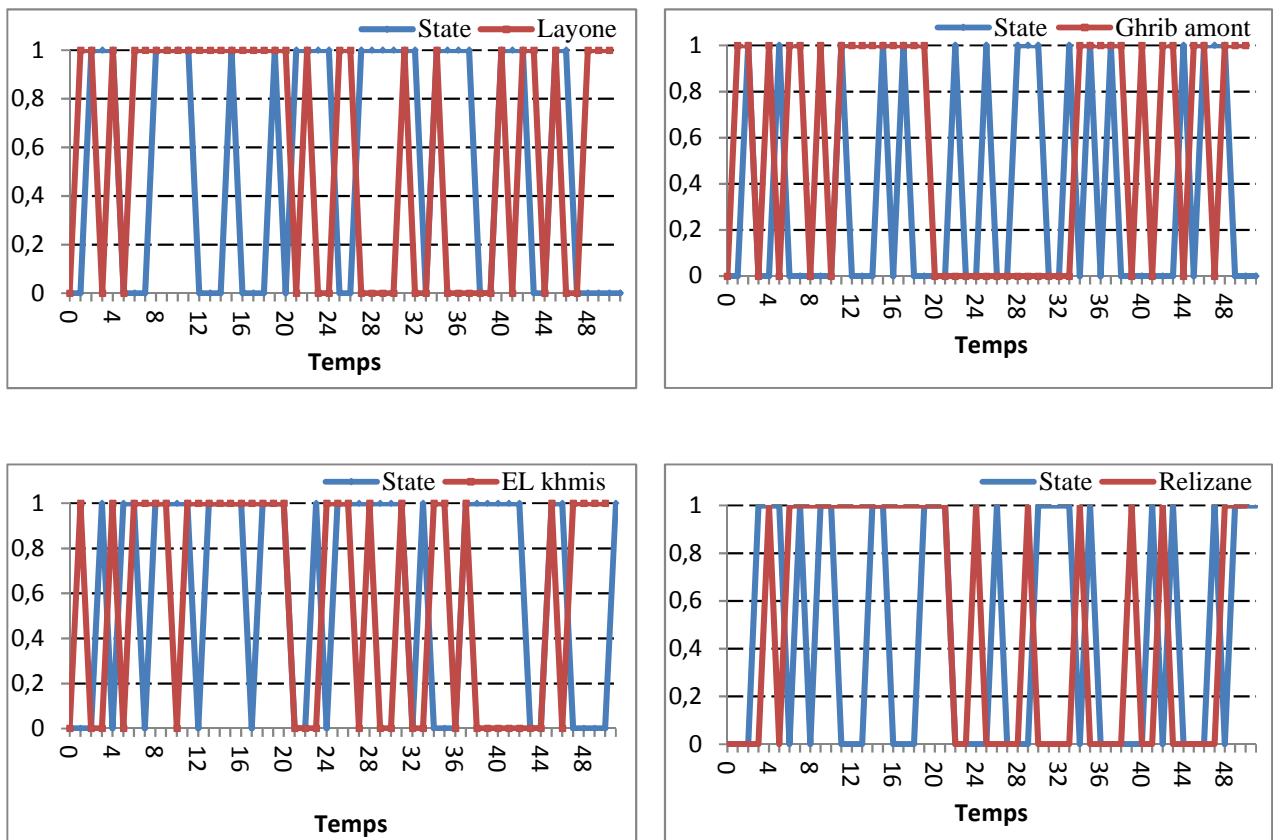


Figure IV.15: Simulation d'ordre 2 des états sec et humide

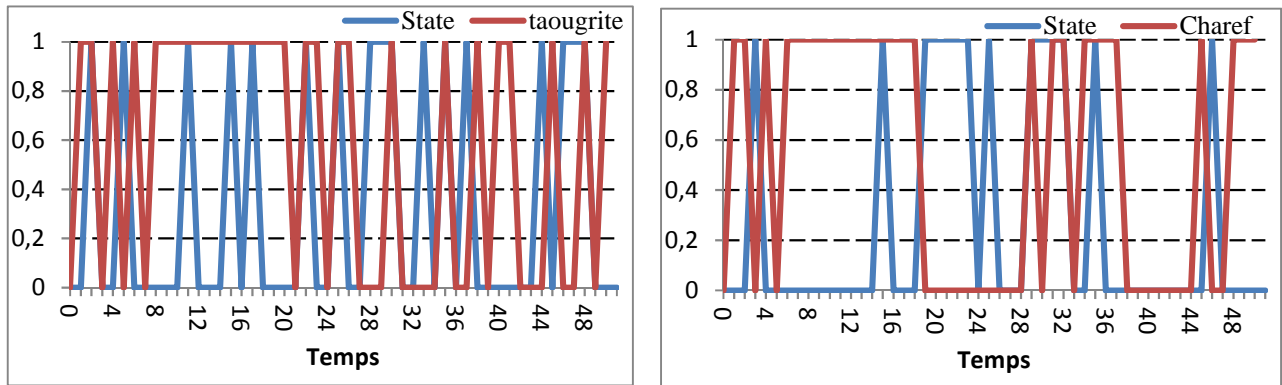


Figure IV.16a: Simulation d'ordre 2 des états sec et humide

D'après l'analyse de la validité des différents modèles par la méthode de simulation graphique, il semble que la chaîne de Markov d'ordre 1 est la meilleure modélisation de la persistance de la sécheresse de 65 stations pluviométriques du bassin du Chelif Zaherz.

IV.6. Indice de sécheresse agricole

L'indice de sécheresse agricole est basé sur les probabilités de transition de chaîne de Markov du 1^{er} ordre, [Jahangir Alam et al. \(2013\)](#) ont introduit un indice de sécheresse météorologique (ID) pour fournir des informations utiles à propos de l'agriculture:

$$DI = P_{11} \times P_{01} \quad (11)$$

Les valeurs DI élevées représentent les conditions selon lesquelles la probabilité est élevée que la deuxième année soit humide. Implicitement, cela signifie que P_{11} et P_{01} sont faibles, ce qui implique une faible sécheresse, où P_{11} est la probabilité de suivi humide humide. Dans ce cas, une grande valeur de P_{01} implique un grand nombre de courtes périodes d'humidité, ce qui peut prévenir l'apparition de la sécheresse ([Jahangir Alam A.T.M, et al 2013](#))

Cet indice de prédisposition à la sécheresse est borné par zéro et un. Plus la valeur DI est basse, plus le degré de prédisposition à la sécheresse est élevé (tableau IV.6).

Tableau IV.6: Classification de l'indice de sécheresse agricole

La prédisposition à la sécheresse	SPI	Probabilité de transition (DI)
extrême	<-2.00	>.125
sévère	<-1.5	>.185
modérée	<-1.00	>.235
modérée	<-.00	>.310
Non	>0.00	>1.000

L'indice de sécheresse sur site (DI) pour les 65 stations de pluie est représenté sur la figure IV. 14, qui est dérivé des probabilités de transition pour les chaînes Markov du 1^{er} ordre. La plupart des indices de sécheresse agricole (DI) varient de 0,2 et 0,3 (figure IV. 14), ce qui signifie une propension à la sécheresse légère à modérée (tableau IV. 6).

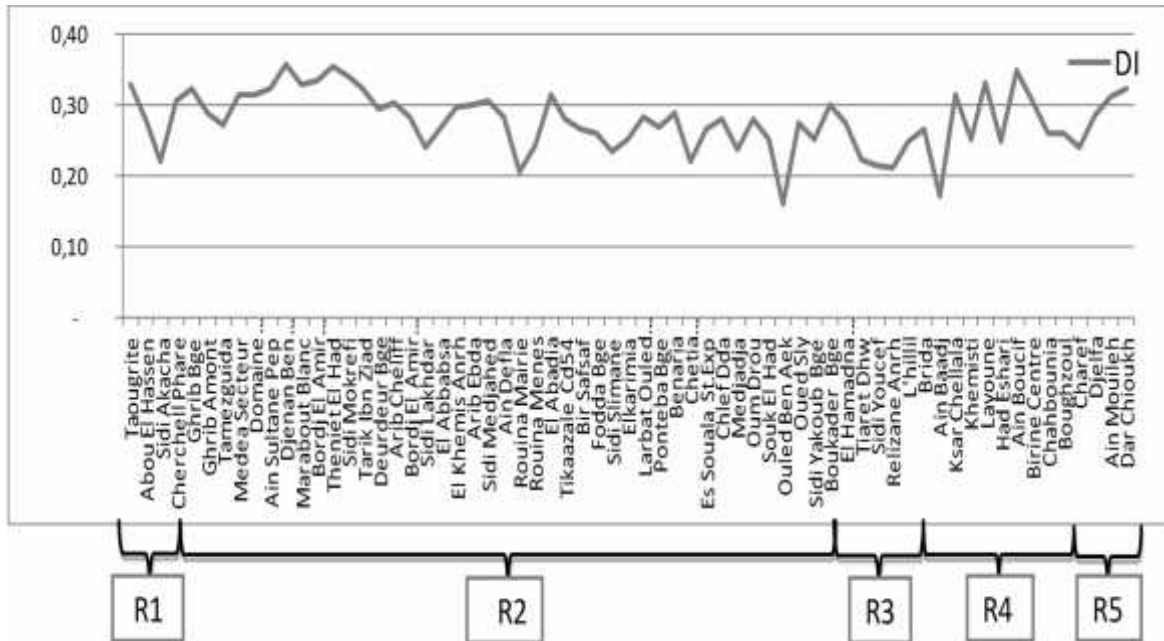


Figure IV.17: L'indice de sécheresse pour chaque station de pluie dérive des probabilités de transition du 1^{er} ordre

IV.6.1. Cartographie de l'indice de sécheresse agricole

La figure IV.15 montre l'indice de sécheresse agricole (DI) associées aux probabilités de transition pour le 1^{ère} ordre de chaînes de Markov ont été générées à l'aide des DI et du krigeage au site dans un environnement ARC GIS et ARC VIEW (figure IV. 15). La carte DI montre que les parties Nord et Est du bassin de Chélif-Zahrez sont moins exposées à la sécheresse (grandes surfaces > 0,310). Par contre, les stations Sud-Ouest sont affectées par différentes ampleur de la sécheresse modérée, l'indice de la sécheresse varie entre 0.21 et 27.

Pour une analyse comparative, les eaux souterraines constituent la ressource la plus utilisée dans le bassin hydrographique Cheliff-Zahrez. Elle est utilisée autant pour l'alimentation en eau potable que pour l'irrigation malgré l'existence d'un important périmètre d'irrigation qui couvre la majorité de la vallée du Cheliff.

L'analyse comparative de l'exploitation des eaux souterraines (Bas Chélif et La Mina) montrent un abaissement du niveau piézométrique de la nappe qui a conduit à un rabattement de la nappe alluviale de 5 à 40 m (figure IV.16).

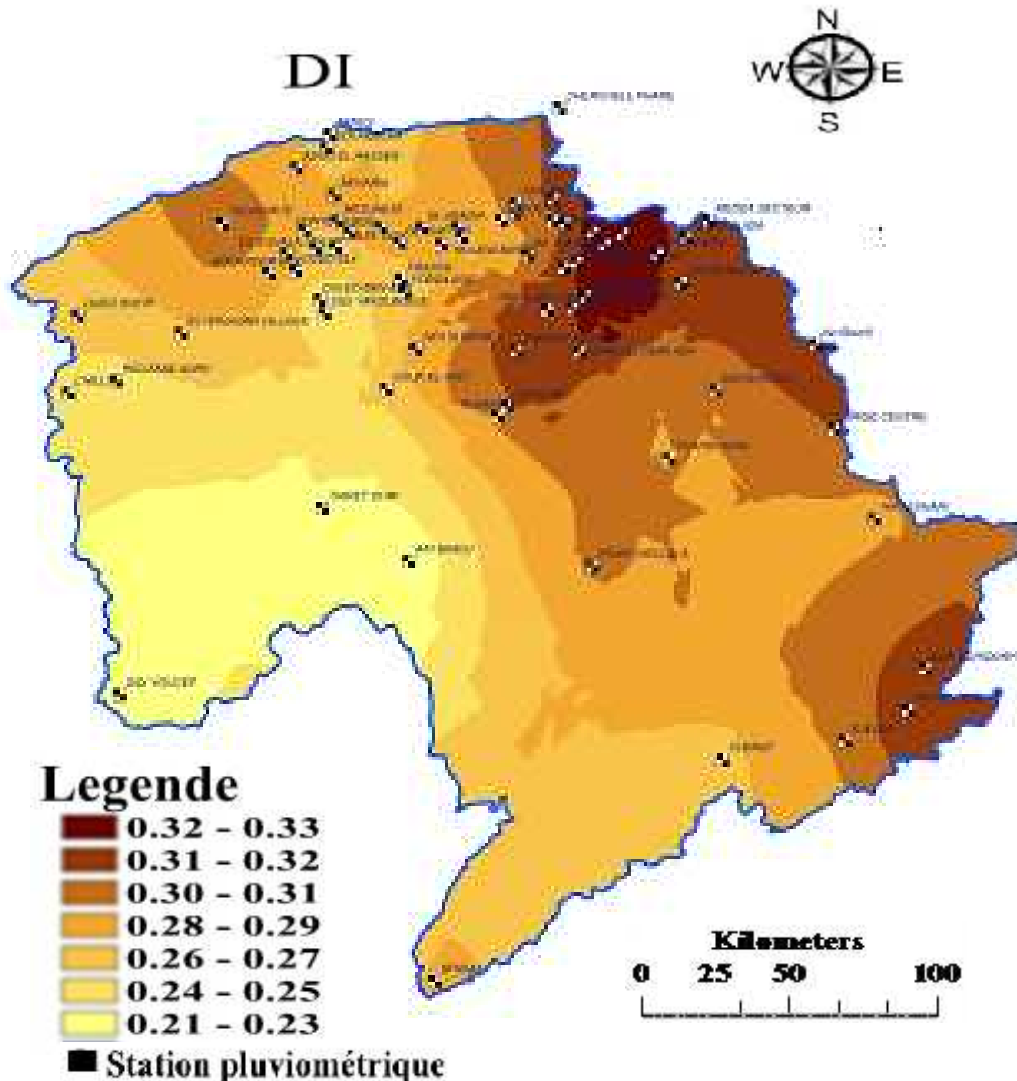


Figure IV.18: Cartes de l'indice de sécheresse liées aux probabilités de transition pour la 1^{ère} chaîne de Markov (DI).

Les variations des niveaux piézométriques de la nappe de la vallée du Chélif reflètent assez fidèlement la sécheresse qui a touché le bassin Cheliff-Zahrez, La plupart des agriculteurs de la région ont eu recours à une exploitation intense des eaux souterraines. Cette sécheresse chronique a augmenté le pompage des eaux souterraines pour assurer les besoins en eau des champs agricoles de blé et autres.

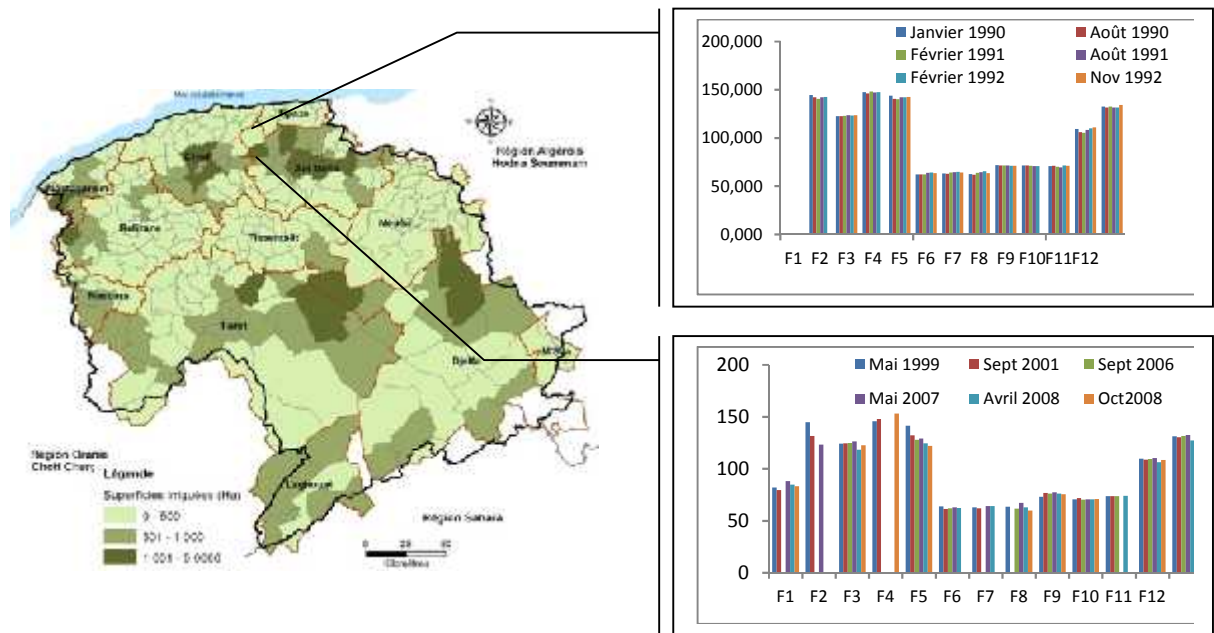


Figure IV.19: Périmètres (PMH + GPI) dans le bassin du Cheliff-Zahrez

IV.7. Conclusion

Au cours de la période d'étude 1960-2010, la tendance annuelle des précipitations a été négative (diminution) dans plusieurs stations de pluie dans le bassin Chélif-Zahrez. L'évolution temporelle de l'indice normalisé des précipitations (SPI) révèle l'existence d'épisodes secs entre 1970 et 1980 et les interruptions humides se sont produites dans toutes les stations de pluie dans le Nord Algérie (Laborde, 1993; Meddi et Meddi, 2007; Meddi et Rahmouni, 2014). De plus, le bassin se caractérise par une forte variabilité spatiale des précipitations, comme indiqué dans le SPI (figure IV.20) (Relief et éloignement de la mer (Meddi et Toumi, 2013)).

L'application de l'hypothèse de chaîne de Markov d'ordre 1 a montré la persistance des deux années sèches. Dans notre cas, la probabilité d'années successives du même type (sec ou humide) est élevée (> 60%). Cela pourrait s'expliquer par le fait que l'Algérie connaît un climat semi-aride. Cette sécheresse généralisée a des conséquences importantes sur les cultures, car l'agriculture dans la zone d'étude est basée sur des systèmes de cultures pluviales.

La probabilité de récurrence des années sèches est élevée par rapport à l'apparition de séquences d'années humides (figure IV.9a et VI.9b), ce qui signifie que le bassin de Chélif-Zahrez fait face à des périodes de sécheresse répétées. Ces résultats sont conformes

au travail effectué sur les plaines de voisinage du Nord de l'Algérie (**Meddi et Meddi, 2009; Meddi et Toumi, 2013**). La probabilité d'occurrence de sécheresses sévères devrait augmenter de manière significative: 0,27 en 2005 à 0,58 en 2041, **Lazri et al (2015)**, ce qui aggravera la tendance à la sécheresse déjà existante, comme indiqué dans notre étude. Des résultats similaires ont été trouvés en l'Espagne et en Tunisie (**Benzarti, 2001; Martin-Vide, 1999**).

Les périodes de sécheresse sont devenues plus dominantes dans la région. Ce fait est soutenu par la réduction de la production agricole, en particulier des céréales en Algérie. Cette production est marquée par de fortes irrégularités, conditionnées par des différences de pluie. Au cours des 40 dernières années. En cette année calamiteuse de 1994, une production record de 9,7 millions de quintaux a été enregistrée, alors qu'en 2009, une production de 52,5 millions de quintaux a été réalisée (**FAOSTAT, 2013**). La sécheresse répétée et la pression associée sur les paysages de la couverture végétale (par exemple, forêt). La superficie forestière est réduite de 22% entre 1910 et 2010. Le nombre de feux de forêt a également augmenté d'environ 1% par an (**Meddour, 2013**).

L'impact du climat sur la pluie et les écoulements des cours d'eau a entraîné un usage excessif des eaux souterraines dans le Haut-Moyen et le Moyen-Chéiff, le Boughzoul en amont de Chéiff, le Bas Chéiff et la plaine de Mina, dont la nappe d'eau baisse de 5 à 40 m (**Meddi et Hubert, 2003; Meddi et Boucefiane, 2009**). L'impact du climat sur la sécheresse a été trouvé dans de vastes parties du bassin méditerranéen (**Aguilera et Murilloles, 2009; Essefi et al, 2012; Taylor et al, 2013; Mimikou et Baltas, 2013**).

Chapitre V
Modélisation
stochastique
de la sécheresse

V.1. Introduction

Une série chronologique est une suite d'observations au cours du temps. L'analyse des séries chronologiques est un outil couramment utilisé pour la prédiction de données futures. Ce domaine a de nombreux d'applications en finance, en médecine, en économétrie et en météorologie et dans bien d'autres domaines.

La modélisation des séries temporelles hydrologiques comprend généralement des approches linéaires qui moyenne variant dans le temps ou moyenne conditionnelle des variables hydrologiques. Cependant, la plupart des variables hydrologiques montrent des variations non linéaires dans le temps. La modélisation non linéaire des variables hydrologiques a reçu des attentions considérables au cours des dernières décennies(Amoroch, 1963). Bien qu'un certain nombre de modèles non linéaires soient présentés dans la littérature, les modèles chronologiques non linéaires n'ont pas été appliqués de manière adéquate en hydrologie et en climatologie. Il est essentiel d'appliquer les modèles multi-variés appropriés qui tiennent compte des relations non linéaires entre les variables hydrologiques à travers l'espace et le temps.

Les principaux buts de la modélisation d'une série temporelle est la prédiction de l'évolution future de la série à partir de celles qui ont été observées (Abarbanel et al., 1990).L'objectif principal de cette étude est de proposer et développer une classe de séries temporelles multi-variées grâce aux modèles habituellement appliqués dans la modélisation des séries temporelles financières et ce, pour différentes variables hydrologiques et climatiques.

V.2. Analyse en Ondelette de la pluie annuelle et la sécheresse

V.2.1. Relation entre la Pluviométrie et l'Oscillation Nord-Atlantique

En Algérie, plusieurs travaux se sont focalisés à l'étude de la relation qui existe entre la sécheresse observée et le phénomène ENSO « El Nino southern oscillation »; Par ailleurs, peu nombreux sont les travaux qui se sont intéressés à l'étude de la relation existante entre le l'NAO et les précipitations sur le Nord Algérien.L'indice d'oscillation Nord-atlantique a été découvert en 1920 par les météorologues, l'Autrichien Friedrich Exner et l'Anglais Gilbert Walker.L'influence des tropiques sur la pluviométrie Nord africaine a été aussi étudiée par différents auteurs à travers le phénomène ENSO (El Nino-Southern Oscillation). Nicholson et Kim (1997)et Ward et al. (1999) ont mis en évidence une certaine influence de l'ENSO sur les précipitations du Nord-Ouest de l'Afrique.Au Nord-Ouest du continent africain, l'ONA consiste en un dipôle Nord-Sud dont le premier pôle

est localisé à Lisbonne (Portugal) (haute pression), le second à Reykjavik (Islande) (basse pression).

Plusieurs études ont montré le rôle important du NAO en Méditerranée et dans l'Atlantique zones. **Hurrell (1997) et Barnston (1987)**, le NAO reflète les principales fluctuations climatiques. L'Oscillation Nord Atlantique est également considérée comme le mode dominant de l'hiver la variabilité atmosphérique dans l'hémisphère Nord (**Di Mauro, 2008**). **Knippertz et al. (2003) et Pauling et al. (2006)**, les précipitations sont contrôlées par les variations du l'ONA. **Massei et al. (2010)** ont effectué une analyse fréquentielle par la méthode de transformation en ondelette, sur la pluviométrie du bassin de la Seine. Leurs résultats montrent des modes de variabilités de 17 ans, et de 5-9 ans se produisant à la fin des années 1970 et au début des années 1990 respectivement. Cette même étude a aussi mis en lumière les liens possibles entre la NAO, et les processus hydrométéorologiques de la région du bassin de la Seine. Aussi, Nous nous intéresserons à l'analyser de l'oscillation Nord Atlantique (NAO) pour connaître la relation entre cette dernière et la sécheresse sur la zone d'étude.

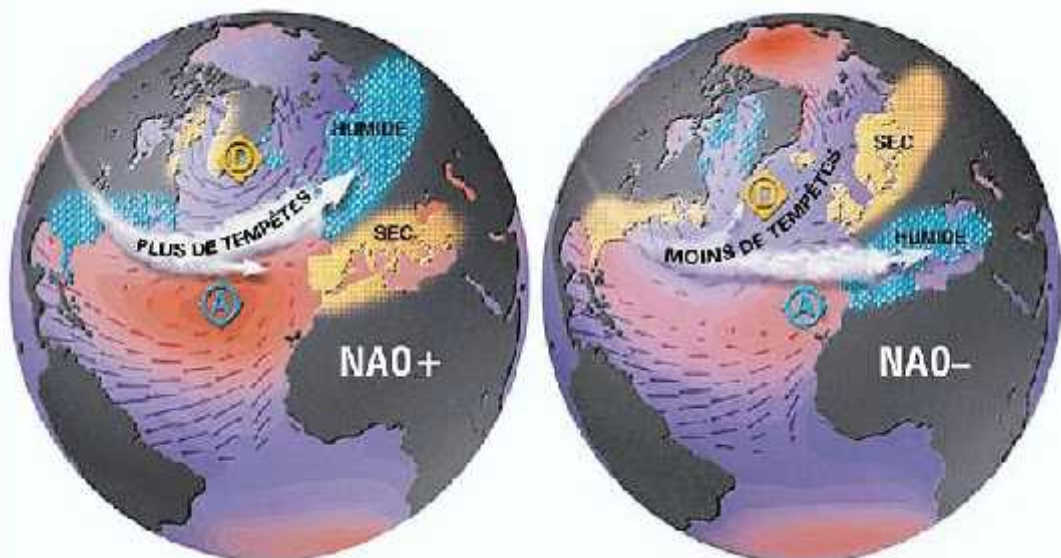


Figure V.1: Représentation des deux cas de l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique NAO+ et NAO- (Source : **Christophe, 2004**).

V.2.2. Données et méthodes

V.2.2.1. Analyse en ondelettes

Les données utilisées pour cette étude sont principalement les précipitations, indice SPI-12 et l'indice climatique NAO.

Le signal est décomposé en fonctions sinusoïdales de différentes fréquences. Cette méthode permet l'obtention du spectre fréquentiel du signal et non pas de sa localisation dans le temps. Pour surmonter cette difficulté, une nouvelle approche, appelée « transformation en ondelettes », a été introduite il y a une vingtaine d'année, dans laquelle différentes fonctions de bases, appelées "ondelettes" sont utilisées ([Daubechies et Lagarias, 1992](#) ; [Mallat, 1996](#)).

Les analyses en ondelettes apparaissent complémentaires des analyses corrélatoires et spectrales classiques, tout en autorisant une analyse plus fine des signaux. A la différence de ces dernières, les analyses en ondelettes permettent d'étudier les signaux non stationnaires. L'analyse en ondelettes a été souvent utilisée pour étudier la variabilité hydrologique des grands cours d'eau du monde ([Gaucherel, 2002 et Labat, 2006](#)).

Dans la transformée en ondelettes, il existe plusieurs types d'ondelettes tels que Morlet, dérivées d'ondelettes gaussiennes et Paul. Dans le contexte de ce travail nous avons utilisé celle de Morlet car, elle offre une bonne résolution fréquentielle et des résultats de bonne qualité sur les types des données ([Rossi, 2010](#); [Mesquita, 2009](#) ; [Torrence and Compo 1998](#)).

Les analyses en ondelettes continues permettent une localisation temporelle de la variabilité d'un signal donné. Elle décompose le signal à la fois en temps et en fréquence, ce qui permettra de décrire correctement ces fluctuations hydrologiques ou climatiques, périodiques et non périodiques. [Grossman et Morlet \(1984\)](#) ont introduit la transformée en ondelettes qui, contrairement à la transformée de Fourier, décompose le signal en une somme de fonctions de taille finie localisées dans le temps pour chaque fréquence repérée dans le signal. Pour cela, une ondelette mère est dissociée en ondelettes filles pour retrouver la fréquence donnée et, ensuite est translatée pour analyser les fréquences voisines. Les ondelettes filles sont le résultat de la décomposition de l'ondelette de référence (ondelette mère), Chaque ondelette a une longueur finie (une échelle) et est fortement localisée dans le temps. La transformée en ondelettes est donc réalisée en décomposant le signal en signaux défini sur une certaine période de temps (ou d'espace), ce qui permet d'analyser les variations du contenu fréquentiel au cours du temps.

V.2.2.2. Transformation continue en ondelettes (CWT: Continuous Wavelet Transform)

Soit un signal continu $x(t)$, $t \in]-\infty, +\infty[$. La fonction d'ondelette $\Psi_s(t)$, appelée ondelette fille (baby wavelet) est une version dilatée (ou comprimée) et décalée dans le temps (Figure V.2) de l'ondelette mère choisie comme prototype à toutes les fonctions, ce qui peut se traduire par :

$$\Psi_{\ddagger,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \Psi_0\left(\frac{t - \ddagger}{s}\right) \quad (1)$$

Où \ddagger , terme de translation, correspond à l'information temporelle dans le domaine de transformation et s , paramètre d'échelle, est défini comme l'inverse de la fréquence.

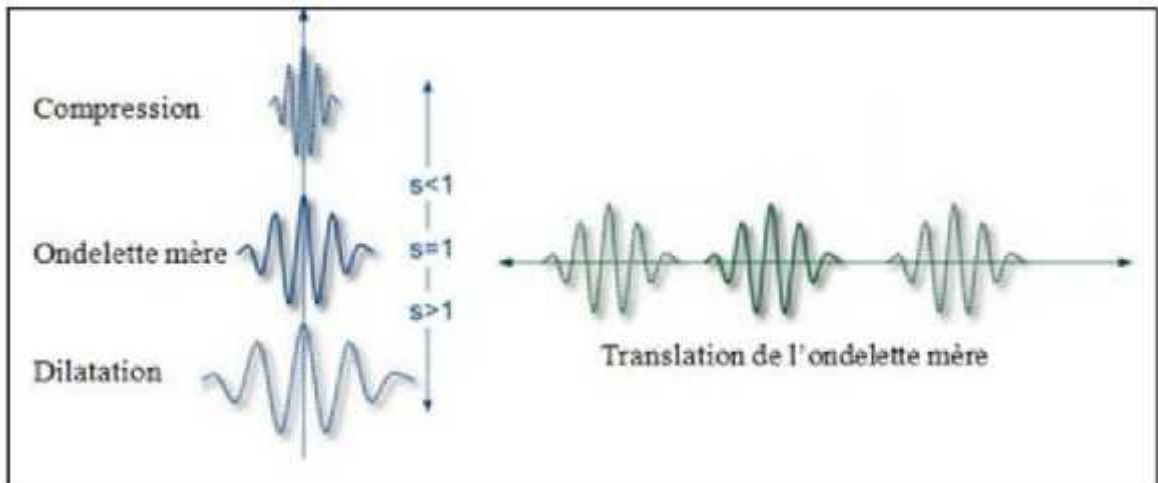


Figure V. 2:Passage de l'ondelette mère à l'ondelette fille par translation, et dilatation/compression (www.nocions.com).

Le paramétrage en échelles et la translation des ondelettes filles permettent la détection des différentes fréquences composant le signal. De plus, ces composantes fréquentielles peuvent être détectées et étudiées au cours du temps, ce qui permet une meilleure description des processus non-stationnaires (Torrence et Compo, 1998). La transformation en ondelettes est donc une mesure de similitude en termes de contenu fréquentiel entre les fonctions de base (ondelettes) et le signal lui-même. Le coefficient de transformation continue en ondelette CWT_x^Ψ est donné par la convolution de $x(t)$ avec la fonction ondelette fille $\Psi_s(t)$:

$$CWT_x^\Psi(\ddagger, s) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \Psi_{\ddagger,s}(t) dt \quad (2)$$

Avec $x(t)$ est le signal à analyser et t est le temps.

V.2.3. Analyse en ondelettes sur les pluies, l'indice de la sécheresse SPI-12 et l'indice de NAO

L'analyse en ondelettes représente un outil analytique efficace, car il permet non seulement d'identifier les fréquences, mais encore de les localiser dans l'espace temporel. Dans ces analyses, la transformée en ondelettes continues a été appliquée sur les données de pluies, indice de sécheresse SPI-12 et l'indice de NAO sur une période allant de 1970 à 2010 (figure V.3,figure V.4 et figure V.5).

Les résultats de l'analyse en ondelettes sur les pluies et l'indice de la sécheresse SPI-12 du bassin Chélif-Zahrez montrent qu'il existe des bandes d'énergie à l'échelle interannuelle intimement liée à deux modes: 10-18 ans, et 14-18ans 17 ans, et 5-9 ans se produisant au début des années 1970 et à la fin des années 1980.

L'analyse des bandes d'énergie de variabilité des ondelettes à l'échelle annuelle (1an) présente sous forme des spots dans quelques années. Les fluctuations à l'échelle interannuelle (2-4ans, 4-6ans et 6-8ans) sont localisées dans les années après 1984.

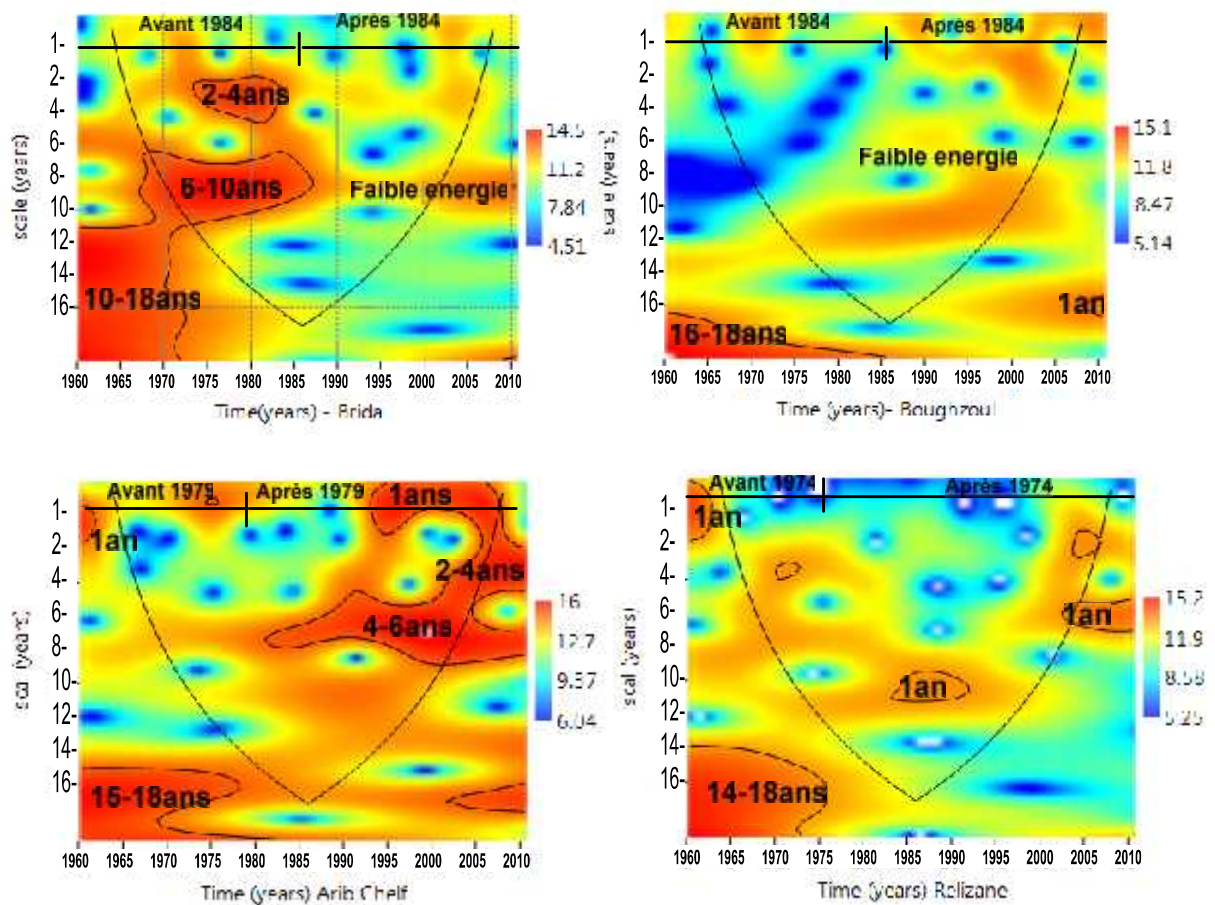


Figure V.3:Graphique de la transformée ondelette de la chronique des précipitations moyennes annuelles

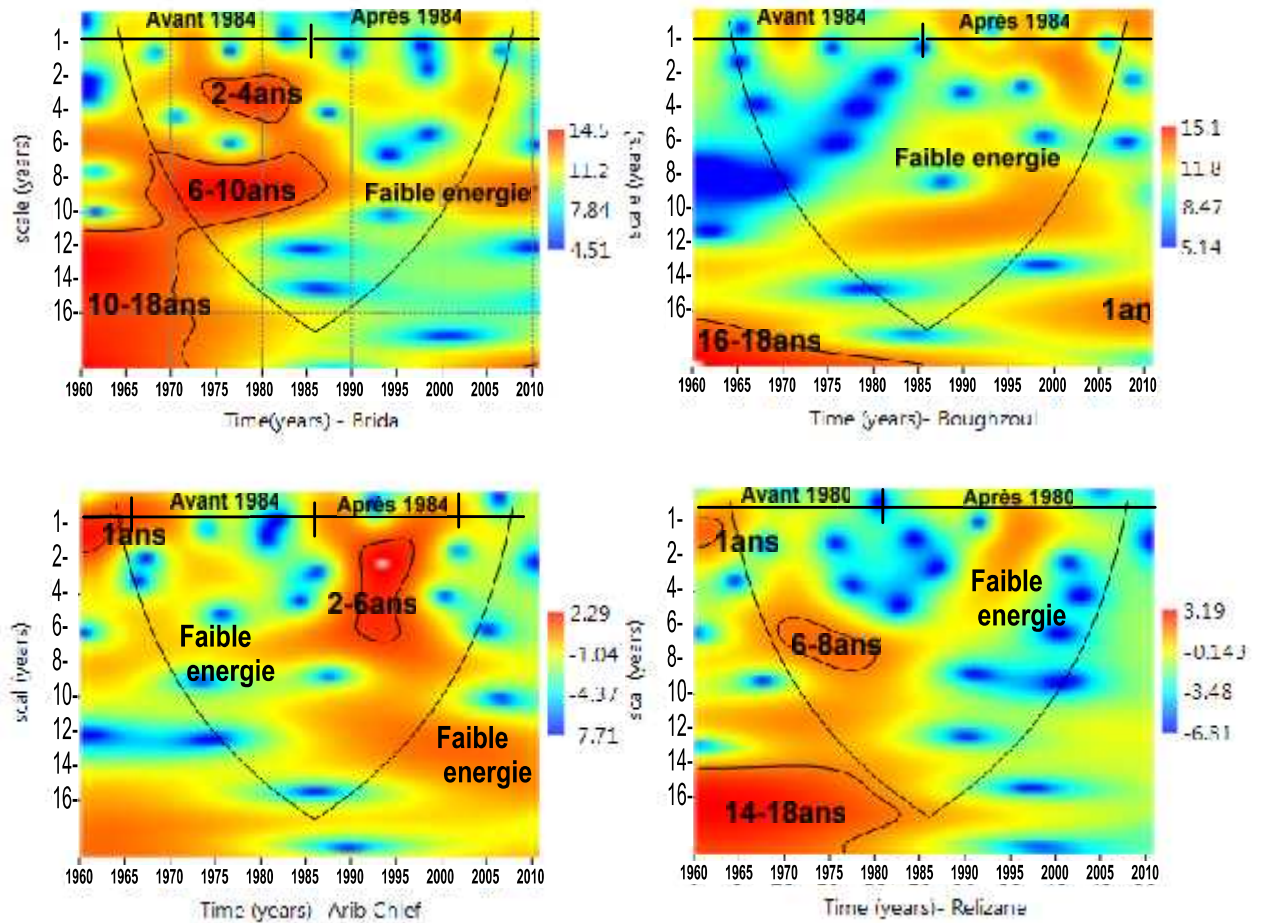


Figure V.4:Graphique de la transformée ondelette de la chronique des de l'indice de la sécheresse SPI-12

D'après les deux tableaux (V.2 et V. 1), on peut conclure que les précipitations annuelles normalisées au cours de la période entre 1960 et 2010, ont affiché trois périodes dans le bassin Chélif –Zahrez. Pour la première période de (1960-1970) a été humide. La seconde (1971-1980) était généralement sèche avec quelques années plus humides que la moyenne. La troisième période (1981-2005) a été caractérisée par des années sèches. La quatrième période (2006-2010) a été similaire à celle observées dans la première période.

Tableau V.1: Anomalies de l'indice de sécheresse SPI-12

Station	Brida	Boughzoul	Arib Chlef	Relizane
Annuelle	1995-2000	2005-2008	1960-1965	1960-1963
Inter-annuelle	1960-1975	1960-1980	1990-1995	1960-1975

Tableau V.2: Anomalies des précipitations annuelles

Station	Brida	Boughzoul	Arib Chlef	Relizane
Annuelle	1995-2000	1999-2000	1960-1963 1995-2005	1960-1963 1985-1990 2005-2010
Inter-annuelle	1960-1975	1960-1975	1960-1975 1980-2010	1960-1975

L'analyse en ondelettes de l'indiceNAO de période allant de 1960 à 2010 (figure .V.5) montre une forte perte d'énergie durable de 1975 jusqu'à la fin des années 2005. On remarque aussi les bandes annuelles entre 1985et 2010, les bandes interannuelles(2-3 ans, 10-16 ans, 6-9 ans et 4-6 ans) dans les années 1960 et au milieu des années 2000. Au milieu des années 1980 à 19950, on trouve une bande forte de 6 à 9 ans.

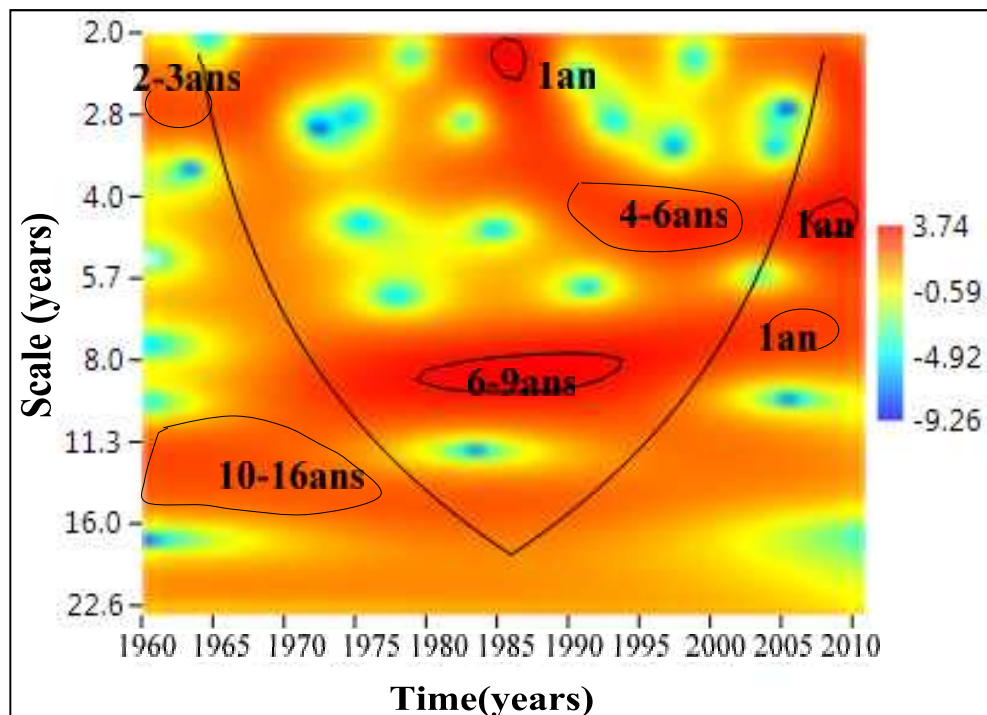


Figure V.5:Analyse en Ondelette de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

Tableau V.3: les bandes énergies de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

Oscillation Nord-Atlantique (NAO)	
Annuelle	1985-1986
	2004-2005
	2005-2006
Inter-annuelle	1960-1980
	1980-1995
	1990-2000

La comparaison de nos résultats obtenus sur une base annuelle de l'indice de sécheresse SPI-12, de pluies annuelles et de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). On remarque que les bandes de variabilités observées dans les spectres en ondelettes des pluies correspondent bien aux phases excédentaires observées dans les ondelettes de l'indice de sécheresses. Des bandes communes de la variabilité des pluies sont observées dans l'indice de sécheresses, à l'exception de la bande annuelle intermittente de 10-12ans, ce qui permet d'expliquer les ruptures qui ont été observées dans les pluies d'après les tests statistiques déjà utilisés.

Les variabilités des séries chronologiques de NAO, de pluies et de l'indice sécheresse SPI-12 sont identiques à l'échelle inter-annuelle de 1960 jusqu'au 1975. L'échelle annuelle a été marquée par une cohésion assez forte dans quelques stations visible de 1996 et 2000. Le premier pourrait être lié aux périodes de sécheresse survenues au Nord de l'Algérie entre 1970 et 1985 (Meddi, 2007). L'étude réalisée par Rossi et al. (2010) sur la région du Mississippi a montré la présence des discontinuités autour des années 1970 et 1980. D'autres discontinuités ont également été identifiées en 1970 et 1999. On pourrait donc émettre l'hypothèse que la rupture détectée est probablement due au grand partie changement de phase du NOA (Sebbar et al., 2011; Massei et al., 2010)

Les événements climatiques observés et les anomalies météorologiques enregistrées durant les périodes étudiées, présentent les signes de perturbations pouvant survenir lors d'une influence exercée par les indices de la NAO positive.

V.3 Approche mathématique des modèles des séries temporelles

La modélisation des séries temporelles hydrologiques comprend généralement des approches linéaires qui varient dans le temps ou moyenne conditionnelle des variables

hydrologiques. Cependant, la plupart des variables hydrologiques montrent des variations non linéaires dans le temps. La modélisation non linéaire des variables hydrologiques a reçu des attentions considérables au cours des dernières décennies.

L'objectif est de trouver un modèle théorique pour montrer qu'il représente bien la fonction de distribution du processus étudié. Le choix d'un modèle est guidé par des considérations théoriques et pratiques, parmi les diverses modèles des séries temporelle ayant été choisies à priori comme modèle pour représenter les indices standardises de précipitation.

V.4.1. Série chronologique

Une série chronologique provient de la réalisation d'une famille de variables aléatoire $\{X_t, t \in I\}$, où l'ensemble I est un intervalle de temps qui peut être discret ou continu. Nous utilisons l'ensemble $I = \{0, 1, \dots, T\}$, où T est le nombre total d'observations. Une série chronologique est une suite formée d'observations effectuées au cours du temps. L'analyse des séries chronologiques est un outil couramment utilisé de nos jours pour la prédiction de données futures. Ce domaine possède beaucoup d'application en finance, en médecine, en économétrie et en météorologie ainsi que dans d'autres domaines.

V.4.2. Modèles des séries temporelles

Pour évaluer la probabilité d'occurrence de la sécheresse et afin d'améliorer la gestion de la sécheresse, nous avons jugé utile d'estimer les périodes de retour de la sécheresse en utilisant des modèles de séries chronologiques.

Des modèles de séries temporelles ont été appliqués pour calculer les probabilités de récurrence du site de SPI-12. Pour plus d'informations, les lecteurs sont référés à [Naidu \(1995\)](#). Le potentiel des modèles de séries temporelles suivants a été étudié:

V.3.2.1. Simple GMB (Geometric Brownian Motion)

Le modèle de Simple GMB est exprimé selon la formule suivante :

$$r_t = LN \left[\frac{S_t}{S_{t-1}} \right] = LN[S_t] - LN[S_{t-1}] \quad (3)$$

et inverser:

$$r_t = S_{t-1} - Exp[r_t] \quad r_t \approx Normal(\sim, \dagger) = \sim + \dagger z_t$$

$$r_t = \text{Normal}(\bar{T}, \sqrt{\bar{T}\dagger}) = \bar{T} + \sqrt{\bar{T}\dagger}z_t$$

Où:

z_t : Un échantillon d'un Normal (0, 1); r_t : Si S_t la valeur de la variable à l'instant t, alors est le retour de log ; \bar{T} : moyen log return du soulignement Mouvement brownien géométrique ; \dagger : Ecart type du log return du soulignement mouvement brownien géométrique;

V.3.2.2. GBMAJ (Geometric Brownian Motion times series model with asymmetric Jumps)

L'expression de la fonction de GBMAJ est donnée par :

$$Jump_t \approx \text{Bernoulli}(P_{Jump}) \quad \text{And} \quad JumpUp_t \approx Jump_t * \text{Bernoulli}(P_{JumpUp})$$

$$JumpDown_t \approx Jump_t * (1 - P_{JumpUp}) \quad \text{et} \quad j_t \approx \text{Normal}(\bar{j}, \dagger_j)$$

$$r_t = \bar{T} + \dagger z_t + (P_{JumpUp} - P_{JumpDown}) j_t \quad (4)$$

Où:

z_t : Un échantillon à partir d'un Normal (0, 1) ; r_t : Si est la valeur de la variable à l'instant t, alors r_t est le log de retour; \bar{T} : retour logarithmique moyen du mouvement brownien géométrique sous-jacent ; \bar{j} : retour logarithmique moyen d'un saut ; \dagger : mouvement brownien géométrique sous-jacent; \dagger_j : Écart-type d'un saut;

V.3.2.3. Univariate autoregressive models available AR1, AR2, APARCH, ARCH, ARMA, EGARCH and GARCH

Un processus autorégressif est un processus où l'on écrit une observation au temps t comme une combinaison linéaire des observations passées plus un certain bruit blanc. Yule utilise le premier modèle autorégressif pour modéliser la série chronologique du nombre de taches solaires plutôt que la méthode du périodogramme de Schuster (1906).

V.3.2.3.1. APARCH (An Asymmetric Power Autoregressive Conditional Heteroskedasticity)

L'autorégressif APARCH est exprimé par la formule suivante :

$$r_t = \bar{T} + \dagger z_t$$

$$\dagger_t^u = \check{S} + (a/r_{t-1} - \sim / - \chi(r_{t-1} - u)^u + b\dagger_{t-1}^u \quad (5)$$

Où:

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger : Ecart-type du log return à la période; χ : Facteur d'effet de levier; u : Power (effet Taylor); \dagger_t : Ecart-type du log return; \check{S} : Constance de variance conditionnelle; a : Facteur d'effet ARCH; b : Facteur d'effet GARCH

V.3.2.3.2. AR1 (An Autoregressive times series of order 01)

L'autorégressif AR1 est donné comme suit :

$$r_t = \sim + A*(r_{t-1} - \sim) + \dagger * z_t \quad (6)$$

Où:

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger : écart-type du log return conditionnel; A : facteur autorégressif

V.3.2.3.3. AR2 (An Autoregressive times series of order 02)

Le modèle de AR2 est formulé comme suit :

$$r_t = \sim + A1*(r_{t-1} - \sim) + A2*(r_{t-2} - \sim) + \dagger * z_t \quad (7)$$

Où:

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger : Ecart-type du log retour conditionnel; $A1$: 1 décalage facteur autorégressif ; $A2$: 2 décalage du facteur autorégressif ;

V.3.2.3.4. ARCH (An Autoregressive Conditional Heteroskedasticity times series of order 01)

Le modèle est comme suit:

$$r_t = \sim + \dagger z_t$$

$$\dagger_t^2 = \check{S} + a(r_{t-1} - \sim)^2 \quad (8)$$

Où:

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger : Ecart-type du retour du journal conditionnel; \dagger_t : écart-type du log return; \mathcal{S} : Constante de la variance du retour du journal; a : Facteur autorégressif Sigma;

V.3.2.3.5. ARMA (p,q)(An Autoregressive moving average times series of order (1, 1))

Les modèles AR et MA peuvent être parfaits dans certains cas, mais il peut arriver que l'on ait besoin d'estimer un grand nombre de paramètres pour ajuster le modèle. Les modèles ARMA consistent à avoir une partie autorégressive et une partie à moyenne mobile. **Herman Wold (1938)** a montré que les processus ARMA pouvaient être utilisés pour modéliser n'importe quelle série stationnaire pour autant que les ordres p et q soient bien choisis. **Box et Jenkins (1970)** ont travaillé pour développer une méthodologie pour l'estimation du modèle d'une série chronologique. Ce modèle est comme suit:

$$v_t = \dagger z_t$$

$$r_t = \sim(1-a) + ar_{t-1} + v_t + bv_{t-1} \quad (9)$$

Où:

v_t : Bruit à la période (t); \sim : retour logarithmique moyen; \dagger : Ecart-type du log return conditionnel ; a : Facteur autorégressif ; b : Facteur moyen mobile ;

V.3.2.3.6. EGARCH (An Exponential General Autoregressive Conditional Heteroskedasticity times series of order (1, 1))

L'équation de modèle EGARCH d'ordre (1,1) est présenté comme suit:

$$r_t = \sim + \dagger z_t$$

$$LN\left[\dagger_t^2\right] = \mathcal{S} + ag(z_{t-1}) + bLN\left[\dagger_{t-1}^2\right] \quad (10)$$

$$g(z_t) = \mu_z(t) + |z_t| - 0.797885$$

Où:

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger_t : log return écart-type ; ν : Facteur pour la fonction g ;
 S : constante de variance log ; a : facteur autorégressif ; b : facteur moyen mobile

V.3.2.3.7. GARCH (A Generalized Autoregressive Conditional Heteroskedasticity times series of order (1, 1))

Le modèle GARCH ordre (1,1) est représenté par l'expression:

$$r_t = \sim + \dagger z_t$$

$$\dagger_t^2 = S + a(r_{t-1} - \sim) + b\dagger_{t-1}^2 \quad (11)$$

Où

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger : Ecart-type du retour du journal conditionnel ; \dagger_t : écart-type du retour du journal ; S : Constante de la variance du log ; a : Facteur autorégressif ; b : Facteur moyen mobile ;

V.3.2.4.Processus à moyenne mobile MA(q)

On appelle moyenne mobile, une transformation de X s'écrivant comme combinaison linéaire finie des valeurs de la série correspondant à des dates entourant "t". Ces outils font partie des premières méthodes pour l'analyse des séries chronologiques. Il semble que le physicien [Poynting](#) soit le premier, en 1884, à avoir utilisé les moyennes mobiles pour éliminer les variations accidentelles ou périodiques d'une série. Un processus MA prend la forme suivante :

V.3.2.4.1. MA1 (An Autoregressive moving average times series of order 1)

$$r_t = \sim + b(r_{t-1} - \sim) + \dagger z_t \quad (12)$$

Où:

\sim : retour logarithmique moyen; \dagger : Ecart-type du retour du journal conditionnel ; b : Facteur moyen mobile ;

V.3.2.4.2. MA2 (An Autoregressive moving average times series of order 2)

$$r_t = \mu + b_1(r_{t-1} - \mu) + b_2(r_{t-2} - \mu) + \sigma z_t \quad (13)$$

Où:

μ : Retour logarithmique moyen; σ : Ecart-type du retour conditionnel du $\log b_1$: 1 décalage du facteur moyen mobile b_2 : 2 retard du facteur moyen mobile ;

V.4.3. Les critères de comparaisons

L'idée du critère AIC est de créer une fonction qui nous permettra de calculer la qualité de l'ajustement. On sait que si le nombre de paramètres augmente, la variance diminue.

On présente sommairement les critères d'Akaike (AIC) proposé par [Akaike \(1974\)](#), Bayésien (BIC) proposé par [Schwarz \(1978\)](#) et HQIC (Hnnan-Quinn Information Criterion) proposé par [Hnnan-Quinn \(1974, 1976\)](#). Le but de ces critères est de chercher un compromis entre une paramétrisation suffisante pour bien ajuster un modèle aux observations, et une paramétrisation la moindre complexe possible. Un tel compromis permet de respecter le principe de parcimonie des modèles. Les trois critères s'expriment par :

- a) SIC (Schwarz Information Criterion) (schwarz1997 for $n > \approx 20$)

$$SIC = \ln[n]k - 2 \ln[L_{\max}] \quad (14)$$

- b) AIC (Akaike Information Criterion) (Akaik, 1974, 1976 for $n > \approx 40$)

$$AIC_c = \left[\frac{2n}{n-k-1} \right] k - 2 \ln[L_{\max}] \quad (15)$$

- c) HQIC (Hnnan-Quinn Information Criterion) (Hnnan-Quinn, 1974, 1976 for $n < \approx 20$)

$$HQIC = 2 \ln[\ln[n]]k - 2 \ln[L_{\max}] \quad (16)$$

V.4.4. Estimation des paramètres

L'estimation des paramètres est généralement réalisée à partir de la méthode des L - moments ou du maximum de vraisemblance. La première méthode consiste à choisir les paramètres de façon à équilibrer les moments théoriques et empiriques. Une variante, introduite

par **Green Wood et al. (1979)**, consiste à pondérer les probabilités dans l'expression des moments. Elle est supposée être plus robuste en présence d'un échantillon de valeurs singulières. La méthode du maximum de vraisemblance, basée sur le choix de paramètres permettant de maximiser la probabilité d'observer les valeurs de l'échantillon.

Pour les résultats, on obtient des valeurs différentes par ces méthodes, en première approximation la méthode des moments peuvent suffire. Cependant, si l'on veut un calcul précis et si l'on veut mieux tenir compte de l'information contenue dans l'échantillon, la méthode du maximum de vraisemblance quoique plus longue est préférable, car elle est optimale pour ces modèles.

V.3.4.1. Maximum de vraisemblance

En statistique, l'une des méthodes la plus utilisées pour l'estimation des paramètres est celle du maximum de vraisemblance. C'est **Ronald Fisher** qui, en **1912**, a publié sa méthode initialement appelée « Le critère absolu ».

La méthode du maximum de vraisemblance consiste à rendre l'échantillon le plus vraisemblable possible. Les observations $X_i (i = 1, 2, 3, \dots, N)$ appartiennent à une fonction de densité $f(x_i; a_1, a_2, \dots, a_k)$ avec k paramètre que nous voulons estimer.

La fonction de vraisemblance est la fonction formée par le produit des k fdp partielles.

$$LMV = \sum_{i=1}^N f(x_i; a_1, a_2, \dots, a_k) \quad (17)$$

Pour faciliter les calculs, on appelle aussi fonction de vraisemblance népérienne de (V - 6). Cela se justifie parce qu'une fonction et son logarithme atteignent leur maximum au même endroit.

$$\ln LMV = \sum_{i=1}^N \ln f(x_i; a_1, a_2, \dots, a_k) \quad (18)$$

La dérivée, à l'origine de l'équation (V-7) par rapport à (a_1, a_2, \dots, a_k) fournit un système d'équation qui permet d'évaluer chacun des paramètres.

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^N \ln f(x_i; a_1, a_2, \dots, a_k)}{\partial a_j} \quad j = 1, 2, \dots, k \quad (19)$$

V.3 Résultat et discussion

la modélisation des indices (SPI) calculées à partir des valeurs de SPI-12 pour une période allant de 1960 à 2010 par onze modèles stochastiques, EGARCH, ARCH, GARCH, AR1, AR2, ARM, GBM, MA1, MA2 montre que le modèle de APARCH semble le meilleur modèle avec des valeurs des critères de BIC, d'AIC et HQIC sont inférieures aux valeurs des autres modèles.

Le modèle de série chronologique APARCH a été sélectionné sur la base des critères d'information Schwarz (SCI), Akaike (AIC) et Hannan (HQIC) pour prédire les périodes de retour de la sécheresse en utilisant le SPI-12 comme indice de sécheresse. Les résultats de modélisation sont représentés sur la figure V.6. Ils montrent une bonne concordance expliquée par une erreur moyenne entre les valeurs SPI-12 observées et les valeurs SPI-12 simulées. Les résultats montrent aussi que le modèle APARCH sélectionné est adapté à la prédiction SPI-12 (annexe : Tableau V.1)

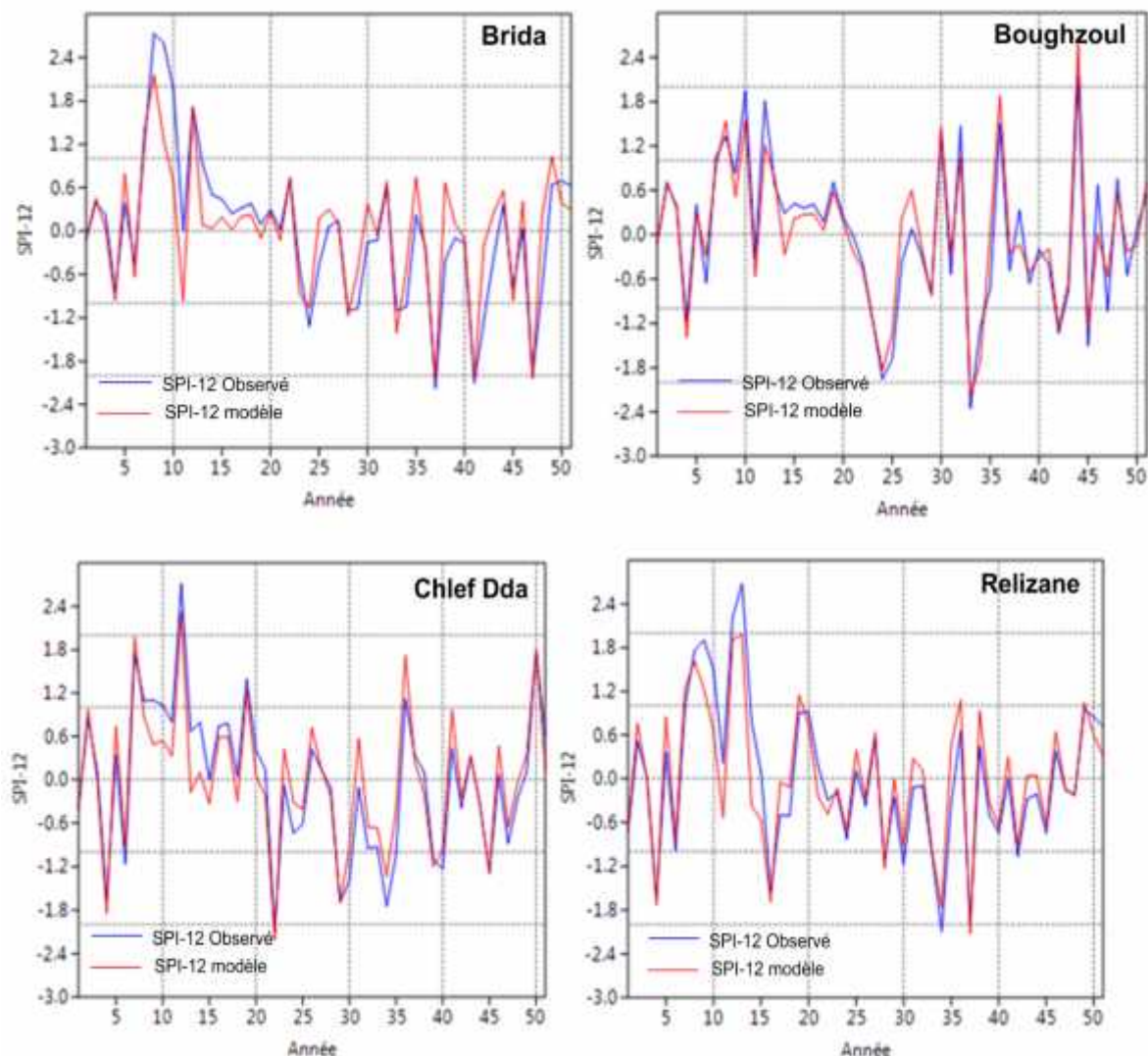


Figure V.6: Modélisation du SPI-12 dérivé de la précipitation par le modèle APARCH.

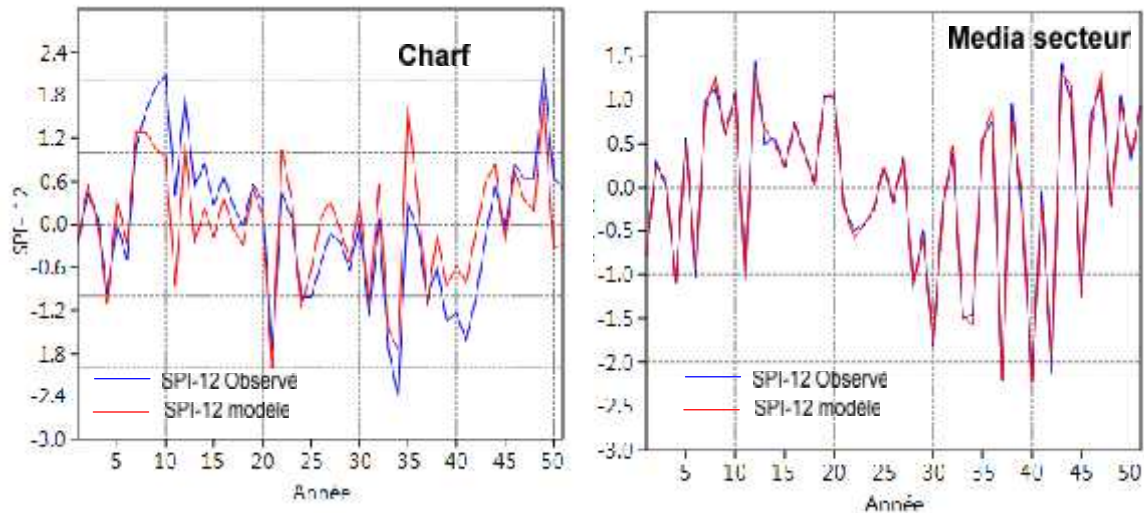


Figure V.7a:Modélisation du SPI-12 dérivé de la précipitation par le modèle APARCH.

V.4.1. Indicateur de performance

La performance du modèle est validée par un paramètre statistique. Le paramètre statistique utilisé dans cette étude est : Le coefficient de détermination (R^2). Ce paramètre est donné par la relation suivante :

Le coefficient de détermination (R^2) se définit alors comme la part de variance expliquée dans la variance totale. Si l'on multiplie ces deux variances par l'effectif n , on peut aussi bien écrire [(1 – somme des carrés des résidus) / somme des carrés totale].

$$R^2 = 1 - \frac{SCR}{SCT} \quad (20)$$

Avec

SCR est la somme des carrés des résidus et SCT est la somme des carrés totaux

Si le R^2 est nul, cela signifie que l'équation de la droite de régression détermine 0 % de la distribution des points. Cela signifie que le modèle mathématique utilisé n'explique absolument pas la distribution des points.

Si le R^2 vaut 1, cela signifie que l'équation de la droite de régression est capable de déterminer 100 % de la distribution des points. Cela signifie alors que le modèle mathématique utilisé.

L'analyse des coefficients de détermination entre le SPI-12 dérivé des données observées et les prédictions (figure. V.7) utilisant le modèle APARCH sont statistiquement significatifs et vont de 0,80 à 0,95. Le modèle APARCH montre une compétence de prédiction assez élevée pour la station de Boughzoul ($R^2 = 0,90$), alors que la compétence est un peu plus faible pour la station de Brida ($R^2 = 0,81$). Les stations du bassin de Zahrez (Ain Mouileh et Charef) sont également marquées par un coefficient de détermination légèrement inférieur à 90%.

On peut conclure que le modèle APARCH asymétriques pour la modélisation de l'indice de sécheresse SPI-12 indique une meilleure performance et qui dépasse celle des autres modèles asymétriques (par exemple le modèle GARCH) n'ont pas montré une meilleure performance.

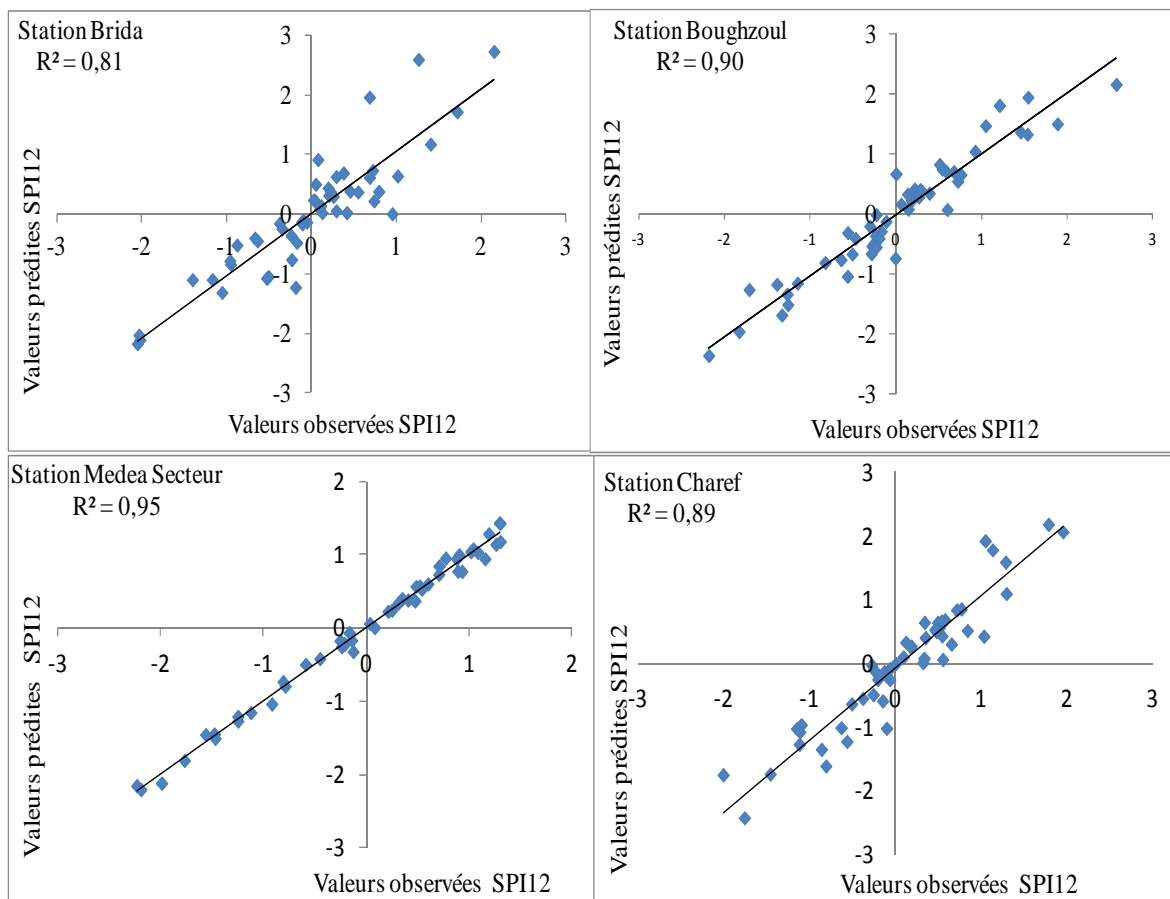


Figure V.8: Comparaison du SPI-12 dérivé de la précipitation observée et du SPI-12

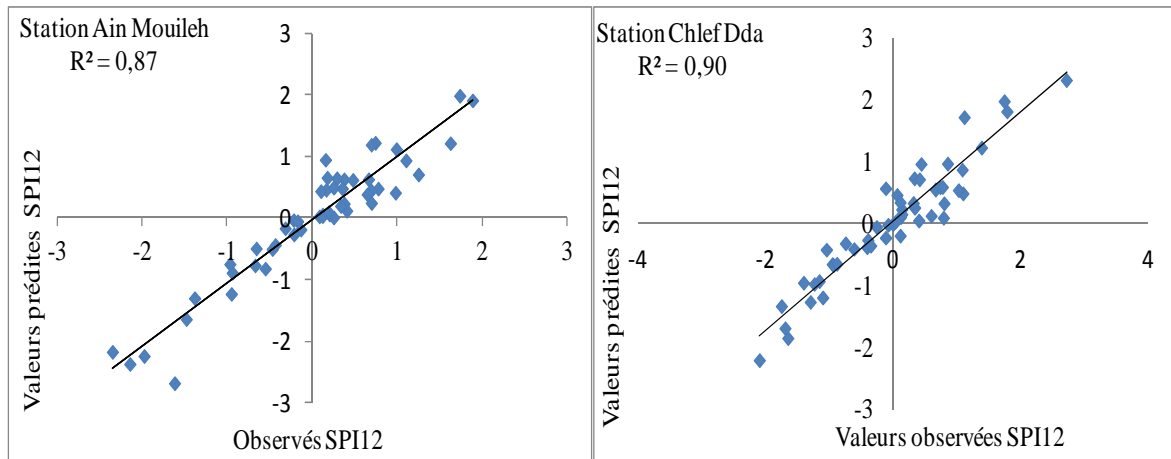


Figure V.9a: Comparaison du SPI-12 dérivé de la précipitation observée et du SPI-12 prédit

V.4.2. Prédiction de la sécheresse pour différentes périodes de retour

La modélisation stochastique a été appliquée en vue de déterminer le SPI-12 pour une différente période de retour de chaque station pluviométrique. L'approche APARCH semblait être la meilleure façon de prédire les périodes de retour des sécheresses météorologiques.

La figure V.8 montre les résultats des différentes périodes de retour de SPI-12 prédits par le modèle APARCH dans une plage de périodes de retour (6-17 ans). Le SPI-12 obtenu avec le modèle du modèle APARCH varie sensiblement pour une certaine période de retour. Par exemple, pour une période de retour de 6 ans, le SPI-12 le plus élevé dépasse 2 (état humide), alors que certaines stations pluviales ont une SPI-12 d'environ 1,5 (modérément sèche). Les périodes de retour de 11 ans et 12 ans enregistrent une sévère sécheresse dans les stations Sud-Ouest du bassin. Pour la période de retour la plus longue que nous avons analysée (c'est-à-dire 17 ans), le SPI-12 maximum est encore d'environ 2, alors que les valeurs les plus faibles sont < -2 (extrêmement sec). Des conditions extrêmement sèches (faible SPI-12) pour une période de retour de 17 ans ont été enregistrées dans la région agricole (par exemple Bordj El Amir Khaled, Sidi Medjahed et El Abadia), ainsi que pour Ksar Chellala avec SPI-12 autour -2, alors que des valeurs normales sont trouvées pour les régions côtière, Bas Chélif et Boughzoul (Voir annexe: Figures V.8a et V.8b).

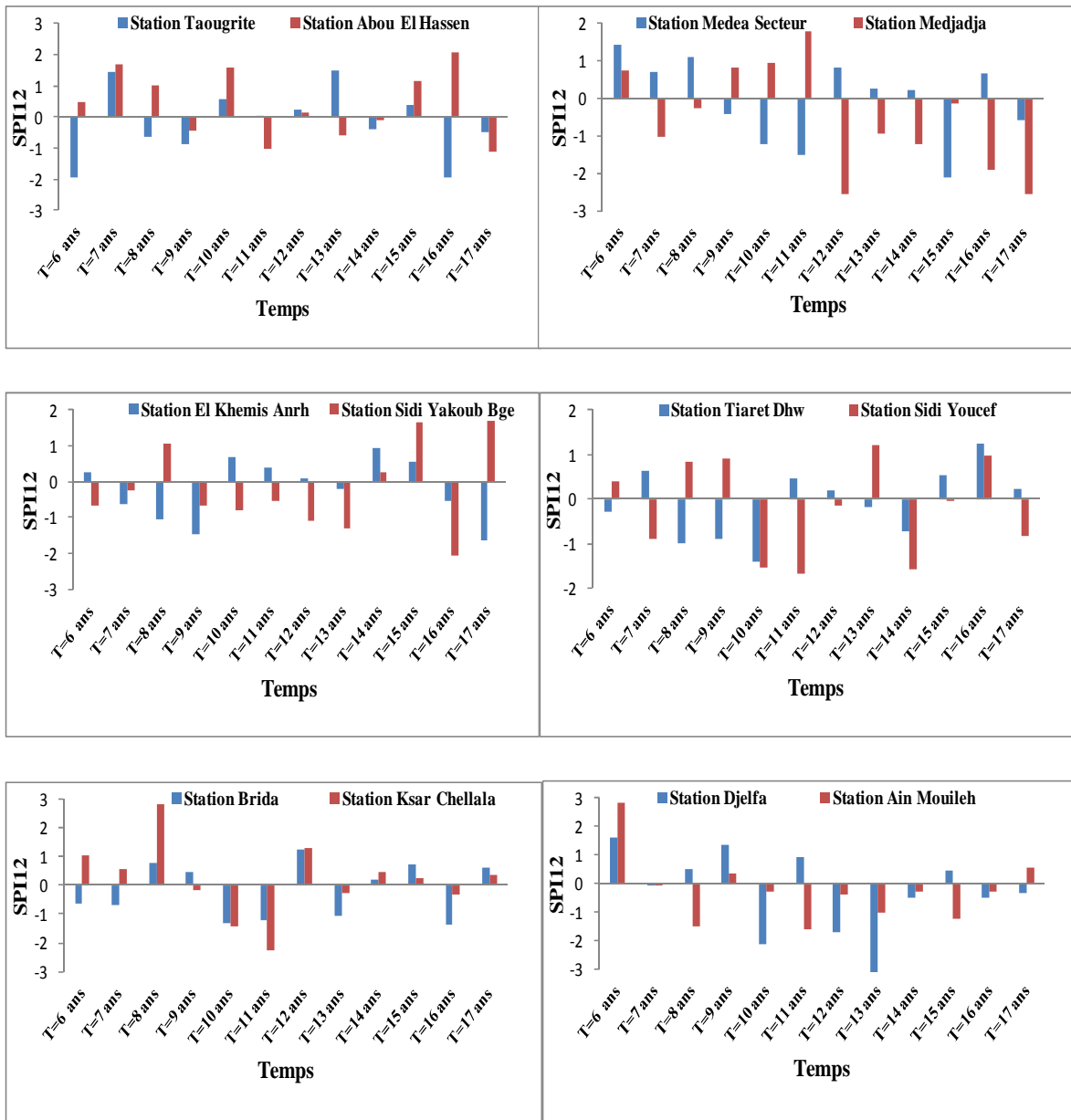


Figure V.10:Résultats deSPI-12 prédits par le modèle APARCHde différentes périodes de retour

V.3 Conclusion

La modélisation stochastique de l'indice de la sécheresse SPI-12 pour différentes périodes de retour de 65 stations pluviométriques a montré que l'approche APARCH semble être la meilleure façon de prédire les périodes de retour des sécheresses météorologiques. Le modèle de la série chronologique APARCH a été sélectionné en fonction des critères SIC, AIC et HQIC, comme le meilleur modèle pour calculer les périodes de retour pour le SPI (figure 11). [El Mahiet al. \(2012\)](#); [Woli et al. \(2013\)](#); [Khaldoun et al. \(2013\)](#); [Mossad et al. \(2015\)](#) ont montré que les modèles ARMA et

ARIMA d'adaptent bien pour la prévision de la sécheresse. Cependant, dans notre étude, APARCH a surpassé le modèle ARIMA.

Dans le bassin du Chélif-Zahrez, 14 barrages peuvent être trouvés et de nombreux réservoirs collinaires pour l'irrigation ont été installés. Ces barrages et réservoirs jouent un rôle important dans le développement socio-économique de la région. De plus, une partie des eaux de ce bassin est transféré à l'Ouest du pays, ce qui montre la dépendance des autres régions sur les ressources du bassin Chélif-Zahrez. Dans ce contexte, la compréhension et la prédiction de la sécheresse deviennent nécessaire à la gestion rationnelle et durable des ressources en eau. Les approches de modélisation (modèle APARCH) permettent de prédire les classes de sécheresse pour la planification des ressources en eau. Dans notre cas, le modèle APARCH montre que les sécheresses seront récurrentes à l'avenir. Les résultats des prévisions du modèle indiquent que le risque de sécheresse ($SPI < -2$) augmente du Sud au Nord du bassin. Cependant, [Meddi et al. \(2009\)](#); [Ghenim et Megnounif \(2013\)](#) ont constaté que le débit des barrages dans la région a considérablement diminué au cours des dernières décennies. L'impact de la sécheresse sur la production agricole ([Boubacar, 2010](#), [Mahdi et al., 2013](#), [Leng et al., 2015](#), [Zipper et al., 2016](#)) exige la disponibilité stable de l'eau d'irrigation pour faire face aux besoins alimentaires de la population sans cesse croissante. Les travaux sur les probabilités prévisibles de sécheresse sont également essentiels pour les décideurs afin de développer une stratégie de l'eau pour différents horizons temporels afin de répondre aux besoins futurs qui deviendront de plus en plus importants. Les études de [Zeroual et al. \(2017\)](#); [Taibi et al. \(2015\)](#) ont montré des projections de précipitations pessimistes. Tous les scénarios prévoient une diminution des précipitations ([Taibi et al., 2015](#)). Les barrages dépendent directement des précipitations. Comme l'irrigation dépend des volumes stockés dans les barrages, la prédiction devient une condition préalable à l'élaboration de stratégies de gestion des ressources en eau pour assurer un développement durable, y compris la croissance de la production agricole. Nos résultats sont prévus pour aider des responsables, et doivent être complétés par des travaux sur la projection future de l'impact climatique sur la sécheresse ([Orlowsky et Seneviratne, 2013](#), [Prudhomme et al, 2014](#); [Van Huijgevoort et al, 2014](#); [Wanders et al., 2015a](#); [2015b](#); [Stagge et al., 2015](#); [Watson et al., 2015](#)) pour avoir une stratégie de développement durable pour la région.

Conclusion générale

Conclusions

Cette étude s'inscrit dans le contexte de la prédiction de la probabilité de la sécheresse météorologique par des méthodes statistiques dans le bassin à climat semi-aride de Chélif-Zahrez où les sécheresses de plusieurs années sont fréquentes. Des séries chronologiques de précipitations annuelles de 65 stations météorologiques ont été rassemblées pour une période de 51 ans (1960-2010). Il est apparu que la fréquence des événements de sécheresse varie considérablement d'une station à une autre.

L'analyse de la pluviométrie annuelle et de la sécheresse météorologique dérivée (indice de précipitations normalisé, SPI) a montré que depuis 1970, le bassin a été confronté à des précipitations inférieures à la moyenne, en particulier au centre et au nord. Les résultats des différentes valeurs de l'indice SPI explique que le bassin est caractérisé par une forte variabilité spatiale de la pluviométrie d'une station à une autre. Le relief et l'éloignement de la mer jouent un rôle primordial dans cette variabilité. Les pluies diminuent du nord au sud et de l'est vers le sud. Le bassin du Chélif-Zahrez est caractérisé par un coefficient variable d'une station et une autre (17% à 45%), ce qui montre les différences entre les valeurs du SPI pour les différentes stations et pour la même période de retour.

Les chaînes de Markov ont été utilisées pour identifier les années consécutives de sécheresse de 2, 3 ans. Les sécheresses de plusieurs années sont plus fréquentes que les séries d'années humides consécutives. Les probabilités de transition du pire des cas, à savoir trois années successives de sécheresse, qui reflètent la plus grande tendance à la sécheresse, sont de 0,5 ou plus. Les probabilités les plus élevées se trouvent dans l'ouest et le sud-ouest de la région Chélif-Zahrez. L'indice de la sécheresse qui combine des probabilités de transition de séries d'années sèches et humides a été utilisé comme une approche supplémentaire pour identifier les régions sujettes à la sécheresse dans le bassin. La variation de l'Indice de sécheresse a augmenté dans les stations pluviales lorsque l'on a considéré plus d'années consécutives. En général, l'indice de la sécheresse pendant quatre années consécutives a été le plus bas (la plus grande tendance à la sécheresse) dans une vaste partie de la sous-région du Haut et Moyen Chélif. La modélisation stochastique a été appliquée pour déterminer le SPI pour une gamme de périodes de retour pour chaque station pluviométrique. L'approche APARCH semblait être la meilleure façon de prédire les périodes de retour des sécheresses météorologiques. Comme pour les autres analyses, le SPI pour une certaine période de retour a varié sensiblement dans les stations étudiées.

Pour la période de retour la plus longue que nous avons analysée (c'est-à-dire 17 ans), une partie de la sous-région supérieure et moyenne de Chélif a encore enregistré les SPI les plus bas ($SPI < -2$).

Cette étude apporte une contribution modeste à la connaissance de la sécheresse météorologique dans les régions nord-africaines (semi-arides) généralement dispersées en données. Il a été conclu à travers diverses approches que la probabilité sur les sécheresses de plusieurs années est assez élevée. Cependant, cela illustre également que la variabilité spatiotemporelle est élevée à grande échelle, comme dans le bassin de Chélif-Zahrez. Les résultats de l'étude appuiera les décisions des autorités en charge de l'irrigation et de l'agriculture pour améliorer la gestion et la planification des ressources en eau durant les années sèches, ce qui devrait également inclure l'élaboration de stratégies d'adaptation à la sécheresse à long terme fondées sur les probabilités de récession et de transition de la sécheresse météorologique actuelle et de la sécheresse projetée. L'étude est censée constituer un élément déterminant dans une meilleure compréhension de la climatologie de la sécheresse dans la région.

*Références
bibliographiques*

Références bibliographiques

- Abdoulaye, B., Clobite, B.B., Mbanghoguinan, A., Issak, A., Laohoté, B., 2014. Impact de la variabilité pluviométrique et de la sécheresse au sud du tchad. *Rev.Ivoir. Sci. Technol.*, 23: 13–30.
- Abarbanel, H. I. D., Brown, R., Hadtke, J.B.. 1990. Prediction in chaotic nonlinear systems. Methods for time series with broadband Fourier spectra,” *Physics Rev. A*, 41(4), 1990, pp. 1782-1807.
- Achite, M., Touaibia, B., 2007. Sécheresse et gestion des ressources en eau dans le bassin versant de la Mina; Gestion de la demande en eau en Méditerranée, progrès et politiques. Saragosse, 19-21 mars.
- Aguilera, H., Murillo, J.M., 2009. The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. *Environmental Geology* 57(5): 963–974.
- Akaike, H., 1976. Canonical correlation analysis of time series and the use of an information criterion. In: Mehra, R.K., Lainiotis, D.G. (Eds.), *System identification*, Academic Press., New York, pg. 27–96.
- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Automat. Control*, vol.AC-19: 716–723.
- Alfonso, M.C., Nuñez. L. D., Gadsden, H., Alfredo, R. Pine, J., Manuel, Reyes-Gomez. V., RAUL, H. O., 2006. Analyse des déficits hydriques dans l'état de Chihuahua (Mexique), revue sécheresse, vol. 17(4), pp457-465.
- Alley, W.M., 1984. The Palmer Drought Severity Index-Limitations and assumptions. *J. Climate and Appl. Meteor.* 23: 1100-1109.
- Al-Kaisi, M.M., Elmore, R.W., Guzman, J.G., Hanna, H.M., Hart, C.E., Helmers, M.J., Hodgson, E. W., Lenssen, A.W., Mallarino, A.P., Robertson, A.E., 2013. Drought impact on crop production and the soil environment: 2012 experiences from Iowa”, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 68, no. 1, p. 19A–24A
- Amyay, M., Nouaceur, Z., Tribak, A., Obda, K.H. et Taous, A., 2012. Caractérisation des événements pluviométriques extrêmes dans le moyen Atlas marocain et ses marges. In : Actes du XXVème colloque international de climatologie (Grenoble), p. 75-80.
- Amorocho, J., 1963 “Mesures of the linearity of hydrologic systems”, *Journal of Geophysical Research*, 68(8), 1963, pp. 2237-2249.
- Arasteh, P.D., Mianehrow, M., 2004. Water deficit and drought forecast by a Markov-Chain model: case study in Central Iran, *Proc. of the 4th International Iran and Russia Conference in Agriculture and Natural Resources*, Shahrekord, Iran, pg. 1165–1171.
- Banik, P., Mandal, A., Rahman, M.S., 2000. Markov chain analysis of weekly rainfall data in determining drought-proneness. *Discrete Dynamics in Nature and Society*, 7: 231–239.
- Barcelo, A.M., 1995. Five-Year Drought Continues in Spain. *Drought Network News*. Consulté en ligne: <http://www.drought.unl.edu/pubs/dnn/dnnarchive.htm>.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Weather Rev.* 1987, 115, 1083–1126.
- Benzarti, Z., Habaieb, H., 2001. Etude de la persistance de la sécheresse en Tunisie par utilisation des chaînes de Markov, *Science et changements planétaires. Sécheresse*, 12 (4): 215–220.
- Beran., Rodier., 1987. Aspects hydrologiques des sécheresses. *Secheresse*, pp. 45-48.
- Bethoux, J.P. et Gentili B., 1996. The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes. *Journ Mar. Syst.*, 7: 383-394.
- Bethoux, J.P., Gentili, B., 1999. Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. *J. Mar. Syst.* 20, 33 – 47.

- Blumenstock, G.J., 1942. Drought in the United States analyzed by means of the theory of probability. USDA Technical Bull. 819: 1–64.
- Bootsma, A., Boisvert, J. R., Dejoint, R., Baier, W., 1996. La Sécheresse Et L Agriculture Canadienne Une Revue Moyenne D'action.
- Bobée, B., 1999. Extreme flood events valuation using frequency analysis: a critical review. Houille Blanche 54 (7-8), 100-105.
- Bobee, B., Ashkar, F., 1991. The Gamma family and derived distribution applied in hydrology.- Water Resources Publications, 203p.
- Boubacar, I., 2010. The Effects of Drought on Crop Yields and Yield Variability in Sahel. Southern Agricultural Economics Association Annual Meeting, Orlando, FL, February 6-9, 2010
- Boucifiane, A., 2006. Cartographie des précipitations du bassin hydrographique Chélif-Zahrez, thèse magister CUKM Khemis Miliana.
- Boulaine, J., 1957. Etude des sols des plaines du Cheliff. Thèse d'Etat de l'Université d'Alger, 582 p.
- Box, G., Jenkins, G., 1970. Time series analysis : Forecasting and Daviscontrol. Holden Day.
- Buishand, T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. J. Hydrol, 58, 1127.
- Boyer, J.F., 1998. Khronostat - Statistical time series analyses software. Montpellier : UMR 5569 Hydrosiences, IRD - Maison des Sciences de l'Eau.
- Chadule-Groupe., (1994). Initiation aux pratiques statistiques en géographie, Paris, Masson, Coll."Géographie".
- Christos, A.K., Stavros, A., Demetrios, E.T. and George, A., 2011. Application of the Standardized Precipitation Index (SPI) in Greece. Water, 3, 787-805. <https://doi.org/10.3390/w3030787>.
- Charreton, M. B., 2009. Sècheresse, de désertification et développement en Afrique Copa-Cogec,A., 2003. Assessment of the impact of heat wave and drought on the summer 2003 on agriculture and forestry. Consulté sur le site internet : http://www.cogeca.be/pdf/pocc_03_78i4_1e.pdf.
- Cristophe. C., 2004. Du changement climatique aux régions de temps : l'Oscillation Nord Atlantique. La Météorologie – n°45.21-32p.
- Dai, A., 2012. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Clim. Change*, doi: 10.1038/nclimate1633.
- Dalezios, N.R., Loukas, A., Vasiliades, L., Liakopoulos, H., 2000. Severity-Duration Frequency analysis of droughts and wet periods in Greece, *Hydrol. Sci. J.*, 45 (5) : 751–770.
- Demmak, A., 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Thèse, Docteur-Ingénieur, Université de Paris, France, 323 pg.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G., 1992. Geostatistical software library and user's guide. Oxford University Press, New York. 340 pg.
- Dilek Eren, A., Mehmetcik, B., Bihrat, O., 2011. Markov chain models for hydrological drought characteristics. *Journal of Hydrometeorology* 13, 298–309.
- Di Mauro, G., Bonaccorso, B., Cancelliere, A., Rossi, G., 2008. Use of NAO index to improve drought forecasting in the Mediterranean area: Application to Sicily region. In *Drought Management: Scientific and Technological Innovations*; López-Francos, A., Ed.; CIHEAM: Zaragoza, Spain, pp. 311–319.
- Edossa, D.C., Babel, M.S., Gupta, A.D., 2010. Drought analysis in the Awash river basin, Ethiopia. *Water Resour Manag.* 24:1440–1460.
- Edwards, D.C., McKee, T.B., 1997. Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Times Scales. *Atmospheric Science Paper*, 634, 1-30.
- El Adlouni, S., Bobée, B. et Ouarda, T. B.M.J., 2008. On the tails of extreme event distributions in Hydrology. *Accepté au Journal of Hydrology*.

- El Bouqdaoui, K., Haïda, S., Abboulabès, O., Benaabidat, L., Zahraoui, L., Ozer A., 2006. Évolution du régime pluviométrique du bassin versant du Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Géo-Éco-Trop*, vol. 30, n° 2, p. 41-56.
- El Mahi, A., Bouregba, N., Benadela., Meddi Mo., 2011. L'ampleur de la variabilité climatique dans le bassin versant de l'oued El Hammam (Nord Ouest d'Algérie) Research Gate. DOI :1013140 /2.1.1615.184.
- El Mahi, A., Meddi, M., Bravard, J.P., 2012. Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord). *Hydrological Sciences Journal* 57(8): 1–20, doi: 10.1080/02626667.2012.71770.
- Essefi, E., Tourir, J., Tagorti, M.A., Yaich, C., 2012. Effect of the groundwater contribution, the climatic change, and the human-induced activities on the hydrological behavior of discharge playas: a case study Sidi El Hani discharge playa, Tunisian Sahel. *Arab J Geosci.*, doi 10.1007/s12517-012-0659-6.
- Faye C., Ndiaya. E., Mbaye I., 2017. Une évaluation comparative des séquences de sécheresse météorologique par indices, par échelles de temps et par domaines climatiques au Sénégal J. Wat. Env. Sci. Vol. 1, N°1, (2017), 11-28
- FAOSTAT., 2013. Etat des forêts méditerranéennes 2013. Groupe de travail n°3 du Comité Silva Mediterranea de la FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) & Plan Bleu, n° 1, 207 pg.
- Farmer, G., Wigley, T.M.L., 1985. Climatic trends for tropical Africa. Research Report, University of East Anglia, Norwich, UK, 136 pg.
- Fisher, R. A., 1912. On an absolute criterion for fitting frequency curves. Gonville and Caius College.
- Gaucherel, C., 2002. Use of wavelet transform for temporal characterization of remote watersheds. *J. Hydrol.* 2002, 269, 101–121.
- Gellens, D., 2002. Combining regional approach and extension procedure for assessing GEV distribution of extreme precipitation in Belgium. *Journal of Hydrology*, vol. 268, p. 113-129. DOI : 10.1016/S0022-1694(02)00160-9
- Ghenim, N., Megnounif, A., 2013. Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie), *Géographie Physique et Environnement (Physio-Géo)*, vol. 7, pp. 35–49.
- Greenpeace., 2004. Consulté en ligne: <http://archive.greenpeace.org/climate/ctb/drought.html>.
- Greenwood, J. A., Landwehr, J. M., Matalas, N. C., Wallis, J. R., 1979. Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form.. *Wat. Resour. Res.*, 15(5): 1049–1054.
- Grossmann, A., Morlet, J., 1984. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM Journal on Mathematical Analysis*, 15, 723-736. Doi: 10.1137/0515056
- Guttman, N.B., 1998. Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34(1): 1029–1039.
- Guttman, N.B., 1991. A sensitivity analysis of the Palmer hydrologic drought index. *Journal of the American Water Resources Association* 27(5): 797–807.
- Guttman, N.B., Wallis, J.R., Hosking, J.R.M., 1992. Spatial comparability of the Palmer Drought Severity Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 28(6): 1111–1119.
- Hannan, E.J., Quin, G.G., 1979. The determination of the order of an autoregression. *J.R. Statistic. Soc. B*, 41: 190–195.
- Hansen, L. P., 1982. "Large Sample Properties of Generalized Method of Movements Estimators," *Econometrica*, 50, 1029- 1054.
- Hayes., M., 1996. Drought Indices. National Drought Mitigation Center. Consulté en ligne: <http://enso.unl.edu/ndmc>.

- Herman Wold., 1938. A study in the Analysis of Stationary Time Series.
- Hermann, M. N'Diaye., Kouassi, L. K., N'G, Y. A., Savane, I., 2015. Caractérisation des occurrences de sécheresse dans le bassin hydrologique de la Bia transfrontalier entre la Côte d'Ivoire et le Ghana : contribution de chaînes de Markov. Cah Agric 24 : 186-97. doi : 10.1684/agr.2015.0755
- Hill, B.M., 1975. A Simple General Approach to Inference about the Tail of a Distribution. The Annals of Statistics 3 (5), 1163-1174.
- Hubert, O., Taha, B. M. J., Ouarda, M. B., Andre, St-H., Bernard, B., et Pierre. B., 2004. analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au quebec, canada, Hydrological Sciences-Journal- des Sciences Hydrologiques, 49(4) , pp. 717–735.
- Hubert P., Carbonnel J.P., (1993), Segmentation des séries annuelles de débits de grands fleuves Africains. Bulletin du CIEH (Ouagadougou) le 4 mars 1993, 11 p.
- Hurrell, J.W., Van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In Climatic Change at High Elevation Sites; Diaz, H.F., Beniston, M., Bradley, R.S., Eds.; Springer: Berlin, Germany, pp. 69–94.
- IPCC., 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis—Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J. T. Houghton et al., 881 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- ISESCO., 2008. Organisation islamique pour l'éducation, les sciences et les cultures
- Jahangir Alam, A.T.M., Sayedur Rahman, R., Saadat, A.H.M., 2013. Monitoring meteorological and agricultural drought in Barind region Bangladesh using standard precipitation index and Markov chain model. *International Journal of Geomatics and Geosciences* 3(3): 511–524.
- Jang, J.-D., 2004. Evaluation of thermal-water stress of forest in southern Québec from satellite images. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, Qc., Canada.
- Jarque, C.M., Bera , A.K., 1980. Efficient tests for normality, homoscedasticity and serial independence of regression residuals. *Economics Letters* 6 (3): 255–259.
- Joetzjer, E., Douville, H., Delire, C., Ciais, P., 2013. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. *Clim. Dynam.* 41: 2921–2936, doi: 10.1007/s00382-012-1644.
- Kadi, D., 1995. Contribution à l'étude de la sécheresse sur le littoral algérien par le biais de traitement des données pluviométriques et la simulation, Thèse de Magister, Ecole nationale polytechnique d'Alger.
- Kaveh, H. F., 2010. Apport de l'interférométrie radar (dinSAR et PSI) pour l'étude les effets de la sècheresse géotechnique.
- Klein, T., 2009 .comparaison des sécheresses estivales de 1976 et 2003 en Europe occidentale à laide d' indices climatiques .BSGLg, 53, 2009, 75-86
- Kettab, A., Ait, M. D., Ouarda T., Bobbee, B., 2004. Contribution à l'étude du phénomène de la sécheresse sur les ragions littorales de l'Algérie. École Nationale Polytechnique (E.N.P), Alger, 12p.
- Khaldi, A., 2005. Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien " Monts de Tlemcen - Saida", Thèse de Doctorat d'état, Université d'Oran, Algérie.
- Khaldoun, S., Michael, R., Muhammad, S., 2013. Characterizing, Monitoring and Forecasting of Drought in Jordan River Basin, *Journal of Water Resource and Protection*, 5: 1192–1202.
- Kim, T.W., Valdés, J.B., Yoo, C., 2003. Nonparametric approach for estimating return periods of droughts in arid regions. *J. Hydrol. Eng.* 8(5): 237–246.
- Kogan, F., Sullivan, J., 1993. Development of Global Drought-Watch System Using NOAA/AVHRR Data. *Advances in Space Research*, 13-5, 219-222.

- Kogan, F.N., 1997. Global Drought Watch from Space. Bulletin of the American Meteorological Society, 78-4, 621-636.
- Kukla, G., 1998. Ancient Droughts and Prehistoric Migrations. Consulté en ligne: <http://www.ncdc.noaa.gov/ogp/papers/kukla.htm>.
- Labat, D., 2006. Oscillations in land surface hydrological cycle. Earth Planet. Sci. Lett, 242, 143–154.
- Laborde, J.P., 1993. *Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000*. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, projet PNUD/ALG/88/021, une carte avec notice explicative, 44 pg.
- Laborde, J.P., 1998. Notice d'installation du logiciel HYDROLAB. Version 98.2.
- Łabedzki, L., 2007. Estimation of local drought frequency in central poland using the standardized precipitation index SPI: 10.1002/ird.285. Irrigation And Drainage Irrig. And Drain. 56: 67–77
- Lazri, M., Ameer, S., Brucker, J.M., Lahdir, M., Sehad, M., 2015. Analysis of drought areas in Northern Algeria using Markov chains, Earth Syst Sci (2015) 124: 61, doi: 10.1007/s12040-014-0500-6.
- Laure, G., 2010. Perspectives d'amélioration génétique des plantes: la tolérance à la sécheresse; presse de la conférence Les agriculteurs du monde et la croissance verte par Laure Gaufichon, <http://www.fondation-farm.org>
- Lee, A.F.S., Heghinian. S.M., 1979. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables. A bayesian approach, Technometrics, 19, 503-506.
- Leng, G., Tang, Q., Huang, M., Hong, Y., Leung, L.R., 2015. Projected changes in mean and interannual variability of surface water over continental China. Sci. China Earth Sci. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-014-4987-0>.
- Lubès-Niel, H., Masson, J.M., Paturel, J.E., Servat, E., 1998. Variabilité climatique statistiques. Étude par simulation de la puissance et de robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. Revue des Sciences de l'eau, 3(1998),383-408.
- Massei, N., Laignel, B., (2010). "Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008." International Journal of Climatology 30(14): 2146-2154.
- Matari, A., Douguedroit, A., 1995. Chronologie des précipitations et des sécheresses dans l'ouest Algérien. In: Les stratégies pour le contrôle des sécheresses, Proc. 9e Conférence régionale afro-asiatique des Irrigations et du Drainage, Alger, June 1995, pg. 266–278.
- Matari, A., Douguedroit, A., 1999. Sécheresse dans l'ouest algérien. Publications de l'association internationale de climatologie.
- Mann, H.B., 1945. Non-parametric tests against trend, Econometrica 13:163-171.
- Markov, A. A., 1951. Izbrannie Trudy AN SSR , Leningrad. [Selected works on number theory and the theory of probability].
- Martin-Vide, J., 1999. Geographical factors in the pluviometry of Mediterranean Spain: drought and torrential rainfall. In U.S. Spain Workshop on Natural Hazards. Iowa Institute of Hydraulic Research, the University of Iowa, pg. 9–25.
- McKee, T.B., Doeskin, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, California, USA, 17–22 January 1993; pg. 179–184.
- McQuigg, J., 1954. A simple index of drought conditions. Weatherwise, V 7, pg. 64–67.
- Meddi, M., 1992. Hydrologie et transport solide dans le bassin le bassin de l'oued Mina. Thèse Unique – Université Louis Pasteur, Strasbourg 320p
- Meddi, M., Hubert, P., 2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. In: Servat, E., Najem, W., Leduc, E., Shakeel, A. (Eds.), Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions, IAHS Publ. no. 278: 229–235.

- Meddi, M., Humbert, J., 2000. Variabilité pluviométrique dans l'ouest Algérien durant les cinq dernières décennies. 13ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie. 6 au 8 Septembre, Nice, France.
- Meddi, H., Meddi, M., Mahr, N., Humbert, J., 2007. Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du NordOuest de l'Algérie par la Méthode Pluvia. *GeographiaTechnica* N° /2007 : 44–62.
- Meddi, H., Meddi, M., 2009. Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse* 20(1): 57–65.
- Meddi, M., Boucefiane, A., 2009. Impact of Climate Change on the renewal of underground water resources (Case Hydrographic Basin Chélif-Zahrez). In: Taylor, R., Tindimugaya, C., Owor, M., Shamsudduha, M. (Eds.), *Groundwater and Climate in Africa, Proceedings of the Kampala Conference, June 2008, IAHS Publ. 334*: 135–142.
- Meddi, M., Meddi, H., Assani, A.K., 2013. Study of drought in seven Algerian Plains. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 39(1): 339–359.
- Meddi, M., Rahmouni, A., 2014. Rainfall regime evolution and drought forecasting in eastern Algeria. Hydrology in a changing world – Environmental and Human Dimensions proceeding of Friend – Water.2014, Montpellier, France, October 2014, IAHS Publ 363: 107–112.
- Meddi, M., Toumi, S., Mehaiguene, M., 2013. Hydrological drought in TafnaBassin - Algeria (2013). Proceeding of the 13th International Conference of Environmental Science and Technology, Athens.
- Meddi, M., Toumi, S., Assani, A. A., 2016. Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, April 2016, 9:282. DOI :10.1007/s12517-015-2303-8
- Meddi, M., Talia, A., Martin, C., 2009. Evolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (nord-ouest de l'Algérie). *GeographiePhysique et Environnement (Physio-Geo)* 3: 61–84.
- Meddi, M., Toumi, S., 2013. Study of the interannual rainfall variability in northern Algeria. *Revue scientifique et technique, LJEE* n° 23.
- Meddour-Sahar, O., Bouisset, C., Derridj, D., 2013. La gestion du risque incendie de forêt en Algérie : des mesures curatives ou préventives. IVème Conférence Internationale sur les Stratégies de Prévention des Incendies dans les forêts d'Europe du Sud, 7-9 January 2013, Bordeaux, France.
- Medhi, J., 1994. *Stochastic Processes*. New Age International Publishers: New Delhi, India.
- Mehaiguene, M., Meddi, M., Longobardi, A., Toumi, S., 2012. Low flows quantification and regionalization in North West Algeria. *Journal of Arid Environments*, 87: 67–76.
- Mheiguen M, (2005) « Evaluation des ressources en eau superficielles du bassin hydrographique Cheliff Zahrez ». Mémoire de magister .université Hassiba Ben Bouali Chlef, 150p
- Mpelasoka et al., 2008 Comparison of suitable drought indices for climate change impacts assessment over Australia towards resource management F. Mpelasoka,a* K. Hennessy,b R. Jonesb and B. Batesa *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY Int. J. Climatol.* 28: 1283–1292 (2008).
- Mesquita, J., 2009. Facteurs de Contrôle Climatique et Géomorphologique de la Variabilité Hydrologique de Bassin Versants en Substrat Carbonaté. Comparaison Haute Normandie (FR) et Région d'Austin, Texas (USA). Ph.D. Thesis, Université de Rouen, Mont Saint Aignan, France.
- Mimikou, M., Baltas, E., 2013. Assessment of Climate Change Impacts in Greece: A General Overview. *American Journal of Climate Change* 2: 46-56, doi: 10.4236/ajcc.2013.21005.

- Mishra, A.K., Desai, V.R., 2005a. Drought forecasting using stochastic models. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 19(5): 326–339
- Mishra, K.K., Singh, V.P., 2010. A review of drought concepts. *J. Hydrol.*, 391: 202–216.
- Mokssit, A., 1996. La sécheresse dans le climat marocain. Atelier sur la prévention et la gestion des situation de sécheresse dans les pays du Maghreb, juin 1996, pages 107-124.
- Morid, S., Smakhtin, V., Moghadasi, M., 2006. Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. *Int. J. Climatol.* 26: 971–985.
- Mossad, A., Alazba, A., 2015. Drought Forecasting Using Stochastic Models in a Hyper-Arid Climate. *Atmosphere* 2015, 6: 410-430; doi:10.3390/atmos6040410.
- Munger, T.T., 1916. Graphic method of representing and comparing drought intensities. *Mon. Wea. Rev.*, 44 (11): 642–643.
- Nalbantis, I., Tsakiris, G., 2008. Assessment of Hydrological Drought Revisited. *Water Resour Manage.*, (2009) 23:881–897 DOI 10.1007/s11269-008-9305-1.
- Naidu, P.S., 1995. *Modern Spectrum Analysis of Time Series*. Boca Raton, CRC Press, 399 pg.
- NDMC., 2005. The official website of National Disaster Management Center.
- NCCD., 2004. United Nations Convention to Combat Desertification. Consulté en ligne: <http://www.unccd.int/main.php>, 2004.
- Niemeijer, S., 2008. New drought indices. 1st International Conference on Drought Management: Scientific and Technological Innovations, Zaragoza, Spain, 12-14 June 2008, Options Méditerranéennes, Series A, No. 80, pg. 267–274.
- Núñez, L.D., Alfonso, M. R.C., Gadsden, H., Manuel, Reyes-Gomez .V., 2006 . Caractérisation, à diverses échelles de temps, des séquences de sécheresse dans l'État de Chihuahua (Mexique). *Sécheresse* vol. 17, n° 4 pp 467-74.
- Obassi, G.O., 1994. WMO's Role in the International Decade for Natural Disaster Reduction. *Bulletin of American Meteorological Society*, 75-9, 655-1661.
- Ochola, W.O., Kerkides, P., 2003. A Markov chain simulation model for predicting critical wet and dry spells in Kenia: Analysing rainfall events in the Kano plains. *Irrig. Drain.* 52(4): 327–342.
- OMM., 1989. Analyse statistique de pluies maximales journalières Comparaison de différentes méthodes et application au bassin
- ONU., 1997. Organisation des nations unies. Consulté en ligne: <http://www.un.org/french/ecosocdev/geninfo/duddev/dpi1870.html>, 1998.
- Orlowsky, B., Seneviratne, S. I., 2013. Elusive drought: uncertainty in observed trends and short- and long-term CMIP5 projections, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1765–1781, doi: 10.5194/hess-17-1765.
- Palmer, W.C., 1965. Meteorological Drought. Research paper 45, U.S. Weather Bureau, Washington, D.C., 58 pg.
- Pandey, R.P., Pandey, A., Galkate, R.V., Byun, H.R., Mal, B.C., 2010. Integrating hydro-meteorological and physiographic factors for assessment of vulnerability to drought. *Water ResourManag.* 24: 4199–4217.
- Park, S., Feddema, J.J., Egbert, S., 2004. Impacts of hydrologic soil properties on drought detection with MODIS thermal data. *Remote Sensing of Environment*, 89, 53-62
- Paulo, A.A., Pereira, L.S., 2007. Prediction of SPI Drought Class Transitions Using Markov Chains, *Water ResourManag.* 21:1813–1827.
- Pettitt, A .N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem applied statistics, n° 2, p 126-135.
- Pita Lopez, M.F., 1987. El Riesgo Potencial de Sequia en Andalucía. *Revistas de Estudios Andaluces* , 9 , 11-40.

- Prudhomme, C., Giuntoli, I., Robinson, E.L., Clark, D.B., Arnell, N.W., Dankers, R., Fekete, B.M., Franssen, W., Gerten, D., Gosling, S.N., Hagemann, S., Hannah, D.M., Kim, H., Masaki, Y., Satoh, Y., Stacke, T., Wada, Y., Wisser, D., 2014. Hydrological droughts in the 21st century, hotspots and uncertainties from a global multimodel ensemble experiment, *P. Natl. Acad. Sci.*, 111(9): 3262–3267, doi:10.1073/pnas.1222473110.
- Remini, W., Remini, B., 2003. La sédimentation dans les barrages de l’Afrique du Nord. *Larhyss Journal*, Biskra, n° 2, p. 45-54.
- Reyes-Gómez, M., López, D. N., Alfonso, C. M. R., José, A. R.P., Gadsden, H., Ortíz, M.L., de la Garza, O. R. H., 2006. Caractérisation de la sécheresse hydrologique dans le bassin-versant du Río Conchos (État de Chihuahua, Mexique) *Sécheresse* 2006 ; 17 (4) : 475-84
- Riad, S., Jacky, M., and Bouchaou L., 2006. Variabilité hydroclimatique dans les bassins-versants du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *Science et changements planétaires / Sécheresse*. Volume 17, Numéro 3, 443-6.
- Rogers, J. C., 1989. In *Proceedings of the thirteenth annual climate diagnostics workshop*, p 170 (Prepared by the National Oceanic and Atmospheric Administration, and available from National)
- Rossi, A., 2010. Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l’impact des modifications du milieu physique, Université de Rouen, Mont Saint Aignan. France.
- Schuster, A., 1906. On the Periodicity of Sun-spots. Royal Society of London.
- Sebbar, A., Badri, W., Fougrach, H., Hsaine, M., Saloui, A., 2011. Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse* 2011 ; 22 : 139-48
- Seltzer, P., 1946. Le climat de l’Algérie. *Travaux de l’Institut de météorologie et de physique du globe de l’Algérie*, hors sér, Université d’Alger. La Typo-litho & J. Carbonel, Alger, 219 pg.
- Steinemann, A., 2003. Drought indicators and triggers: a stochastic approach to evaluation. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 39(5): 1217–1233.
- Stagge, J., Tallaksen, L., Rizzi, J., 2015. Future meteorological drought: projections of regional climate models for Europe. EGU General Assembly 2015 held 12-17 April, 2015 in Vienna, Austria. id.7749
- Sheffield, J., Wood, E.F., 2011. *Drought: Past Problems and Future Scenarios*. Taylor & Francis, Earthscan, 192 pg.
- Sheffield, J., Wood, E.F., Roderick, M.L., 2012. Little change in global drought over the past 60 years. *Nature* 491: 435–438, doi: 10.1038/nature11575.
- Schwartz, E.S., 1997. The Stochastic Behavior of Commodity Prices: Implications for Valuation and Hedging'. *J Finance* 52(3) Papers and Proceedings Fifty-Seventh Annual Meeting, American Finance Association, New Orleans, July 1997, pg. 923–973.
- Schwarz., 1978. Estimating the dimension of a model. *The Annals of Statistics*, Vol.6, N°2,461-464.
- Souag-Gamane, D., Dechemi, N., Bermad, A., 2007. Daily rainfall simulation in semiarid areas using the Principal Component Analysis approach. *Secheresse*, 18(2): 97–105.
- Servat, E., Hughes, D., Fritsch, J.-M., Hulme, M., 1998. Water Resources Variability in Africa *The Journal of North African Studies* p 253-292.
- Soro, G.E., Anouman, D. G.L., Goula Bi, T.A., Srohorou, B., Savane, I., 2014. Caractérisation des séquences de sécheresse météorologique a diverses échelles de temps en climat de type soudanais : cas de l’extrême nord-ouest de la cote d’ivoire. *arhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n°18, Juin 2014, pp. 107-124
- Tallaksen, L.M., Van Lanen, H.A.J., (Eds.), 2004. *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*. *Developments in Water Science*, Vol. 48, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 579 pg.

- Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., Assani, A.K., 2015: Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theoretical and Applied Climatology* 01/2015.
- Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T.R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M.F.P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R.M., Yechieli, Y., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P.J-F., Holman, I., Treidel, H., 2013. Groundwater and climate change. *Nature Climate Change* 3: 322–329, doi: 10.1038/nclimate1744.
- Torrence, C., Compo, G., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), pp. 61-78.
- Van Huijgevoort, M.H.J., Van Lanen, H.A.J., Teuling, A.J., Uijlenhoet, R., 2014. Identification of changes in hydrological drought characteristics from a multi-GCM driven ensemble constrained with observed discharge. *Journal of Hydrology* (512): 421–434, doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.060.
- Vangelis, H., Spiliotis, M., Tsakiris, G., 2010. Drought severity assessment based on bivariate probability analysis. *Water Resour Manag.*, doi: 10.1007/s11269-010-9704-y.
- Vasiliades, L., Loukas, A., Liberis, N., 2010. A water balanced derived drought index for Pinios River Basin, Greece. *Water Resour Manag.*, doi: 10.1007/s11269-010-9665-1.
- Viau, A.A., Audet, R., Daloze, P., 1994. Un outil de régionalisation et d'optimisation du réseau agrométéorologique québécois. Actes du 62e Congrès de l'ACFAS, Montréal, Canada, p.89.
- Vogt, J.V., 1995. The use of low resolution satellite data for crop state monitoring. possibilities and limitations (eur 16008 en). *Agrometeorological Models: Theory and Applications in the MARS Project*, 223-240.
- Wanders, N., Van Lanen, H.A.J., Van Loon, A.F., 2010. Indicators for drought characterization on a global scale. WATCH Technical Report 24, Wageningen University, the Netherlands [available at: <http://www.eu-watch.org/publications/technical-reports>, last access: 15 January 2016].
- Wanders, N., Wada, Y., Van Lanen, H.A.J., 2015a. Global hydrological droughts in the 21st century under a changing hydrological regime. *Earth Syst. Dynam.* 6: 1–15, doi: 10.5194/esd-6-1-2015.
- Wanders, N., Van Lanen, H.A.J., 2015b. Future discharge drought across climate regions around the world modelled with a synthetic hydrological modelling approach forced by three General Circulation Models. *Natural Hazard Earth Syst. Sci*, 15, 487–504, doi: 10.5194/nhess-15-487-2015.
- Wang, W.C., Chau, K.W., Cheng, C.T., Qiu, L., 2009. A comparison of performance of several artificial intelligence methods for forecasting monthly discharge time series. *J. Hydrol.* 374(3-4): 294–306.
- Watson, J., Zheng, B., Chapman, S.C., Chenu, K., 2015. Projected Impact of Future Climate on Drought Patterns in Complex Rainfed Environments. *Procedia Environmental Sciences*. Volume 29, 2015, Pages 190-191. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2015.07.255>
- Watson, R.T., M.C. Zinyowera and R.H. Moss, Eds., 1997. *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*. Cambridge University Press, Cambridge, 517 pp.
- Wilhite, D.A., 2000. Drought as a Natural Hazard: Concepts and Definitions In: Wilhite, D.A. (Ed.), *Drought: A Global Assessment*, Chapter 1, Routledge Publishers, London, UK, pg. 3-18.
- Wilhite, D.A., Glantz, M.H., 1985. Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water International* 10: 111–20.
- WMO., 2006. Drought monitoring and early warning: concepts, progress and future challenges, WMO-No. 1006, World Meteorological Organization: Geneva, Switzerland, 26 pg.
- WMO., 2012. Standardized Precipitation Index User Guide. In: Svoboda, M., Hayes, M., Wood. (Eds.), *World Meteorological Organization Report WMO-No. 1090*, Geneva, Switzerland.

- WMO., 2016. Handbook of Drought Indicators and Indices. [WMO-No. 1173](#), World Meteorological Organization
- Sırda , S., en, Z., 2001. Application of the standardized precipitation index (SPI) to the Marmara Region of Turkey. In: Integrated Water Resources Management (ed. by J. Steenvoorden, F. Claessen & J. Willems) (Proc. Davis Symp., April 2000), 291–297. IAHS Publ. no. 272
- Wold, H., 1938. A study in the Analysis of Stationary Time Series. Almgrist and Wiksell, 1938.
- Woli, P., Jones, A ., Ingram,K., Paz, J., 2013. Forecasting Drought Using the Agricultural Reference Index for Drou ght (ARID): A Case StudyDOI .Weather And Forecasting Volume 2: 10.1175/WAF-D-12-00036.1
- Yule, W., 1927. On a method of investigating periodicities in disturbed series, with special reference to wolfer’s sunspot numbers. Philosophical Transactions of the Royal Society, 226.
- Zbigniew, W. et Kundzewicz., 2008. Changement climatique et crues. Buletin Temps-Climat-eau, OMM, juillet 2008.
- Zeroual, A., Assani, A.K., Meddi, M., 2017. Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in Northern Algeria over the 1972–2013 periods. Hydrology Research | 48.2 |.
- Zehtabian, G., Karimi, K ., nezhad fard, N.S., Mirdashtvan, M., Khosravi, H., 2013. Comparability Analyses of the SPI and RDI Meteorological Drought Indices in South Khorasan province in Iran. International journal of Advanced Biological and Biomedical Research. Volume 1, Issue 9, 2013: 981-992
- Zeineddine., N., Benoit, L., Imen, T., 2013. Changements climatiques au Maghreb : vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien », *Physio-Géo*, Volume 7 | -1, 307-323.
- Zipper, S.C., Qiu, J., Kucharik, C.J., 2016. Drought effects on US maize and soybean production: spatiotemporal patterns and historical changes. Environ. Res. Lett. 11 (2016). doi:10.1088/1748-9326/11/9/094021

Annexes

Tableau III.1. Caractéristique statistique des séries pluviométriques à l'échelle annuelle

Name	Region	X(m)	Y(m)	Z (m)	Average annual rainfall mm/year	Name	Region	X(m)	Y(m)	Z (m)	Average annual rainfall mm/year
Taougrite	1	340600	328900	530	549	Larbat Ouled Fares	2	368100	326650	140	463
Abou El Hassen	1	365500	347550	220	567	Ponteba Bge	2	393900	327400	320	417
Sidi Akacha	1	375600	354300	120	581	Benaria	2	378150	338400	400	496
Cherchell Phare	1	454350	368000	16	580	Chetia Chambre F	2	372150	320400	84	439
Ghrib Bge	2	487250	318400	460	572	Es Souala St.Exp	2	326150	318400	110	330
Ghrib Amont	2	495450	308800	435	581	Chlef Dda	2	378650	320500	430	455
Tamezguida	2	497000	323900	490	561	Medjadja	2	379300	329550	310	424
Medea Secteur	2	504850	329800	935	576	Oum Drou	2	383550	325700	550	370
Domaine Feroukhi	2	469800	321550	313	540	Souk El Had	2	395850	272700	550	385
Ain Sultane Pep	2	465500	325950	285	523	Ouled Ben Aek	2	373400	302850	95	409
Djenan Ben Ouadah	2	475650	325200	85	562	Oued Sly	2	365200	312700	82	394
Marabout Blanc	2	460100	315750	335	422	Sidi Yakoub Bge	2	375000	298300	272	489
Bordj El Amir Aek	2	461100	285300	1080	459	Boukader Bge	2	356200	311900	75	393
Theniet El Had	2	439800	285650	1150	540	El Hamadna Village	3	326450	291550	491	386
Sidi Mokrefi	2	463200	304250	425	420	Tiaret Dhwi	3	374200	232400	1100	532
Tarik Ibn Ziad	2	450150	299500	660	461	Sidi Youcef	3	305600	169100	1100	315
Deurdeur Bge	2	458800	300050	575	425	Relizane Anrh	3	304540	275430	81	389
Arib ChéLiff	2	439500	332550	230	427	L'hillil	3	288380	271350	135	330
Bordj El Amir Khaled	2	455850	313800	370	408	Brida	4	412350	72250	400	170
Sidi Lakhdar	2	452000	329650	250	415	Ain Baadj	4	403500	214400	1025	271
El Abbabsa	2	443950	318050	320	415	Ksar Chellala	4	465400	212800	850	252
El Khemis Anrh	2	456200	329000	300	436	Khemisti	4	433500	263450	935	435
Arib Ebda	2	439650	335550	280	502	Layoune	4	436500	266800	900	365
Sidi Medjahed	2	452150	337050	850	584	Had Eshari	4	560750	228650	830	260
Ain Defla	2	434600	329900	270	446	Ain Boucif	4	540750	287800	1250	334
Rouina Mairie	2	419800	327300	190	454	Birine Centre	4	547300	259000	745	171
Rouina Menes	2	421450	324150	245	365	Chahbounia	4	4913000	249350	665	194
El Abadia	2	407850	327300	162	387	Boughzoul	4	507100	272250	643	243
Tikaazale Cd54	2	414350	321700	320	400	Charef	5	509500	147250	1178	215
Bir Safsaf	2	400350	322250	4.30	462	Djelfa	5	550750	153500	1160	229
Fodda Bge	2	402000	305600	1180	580	Ain Mouileh	5	572100	164000	1010	168
Sidi Slimane	2	450850	286350	255	373	Dar Chioukh	5	578000	178000	214	217
Elkarimia	2	400700	309850	255	462						

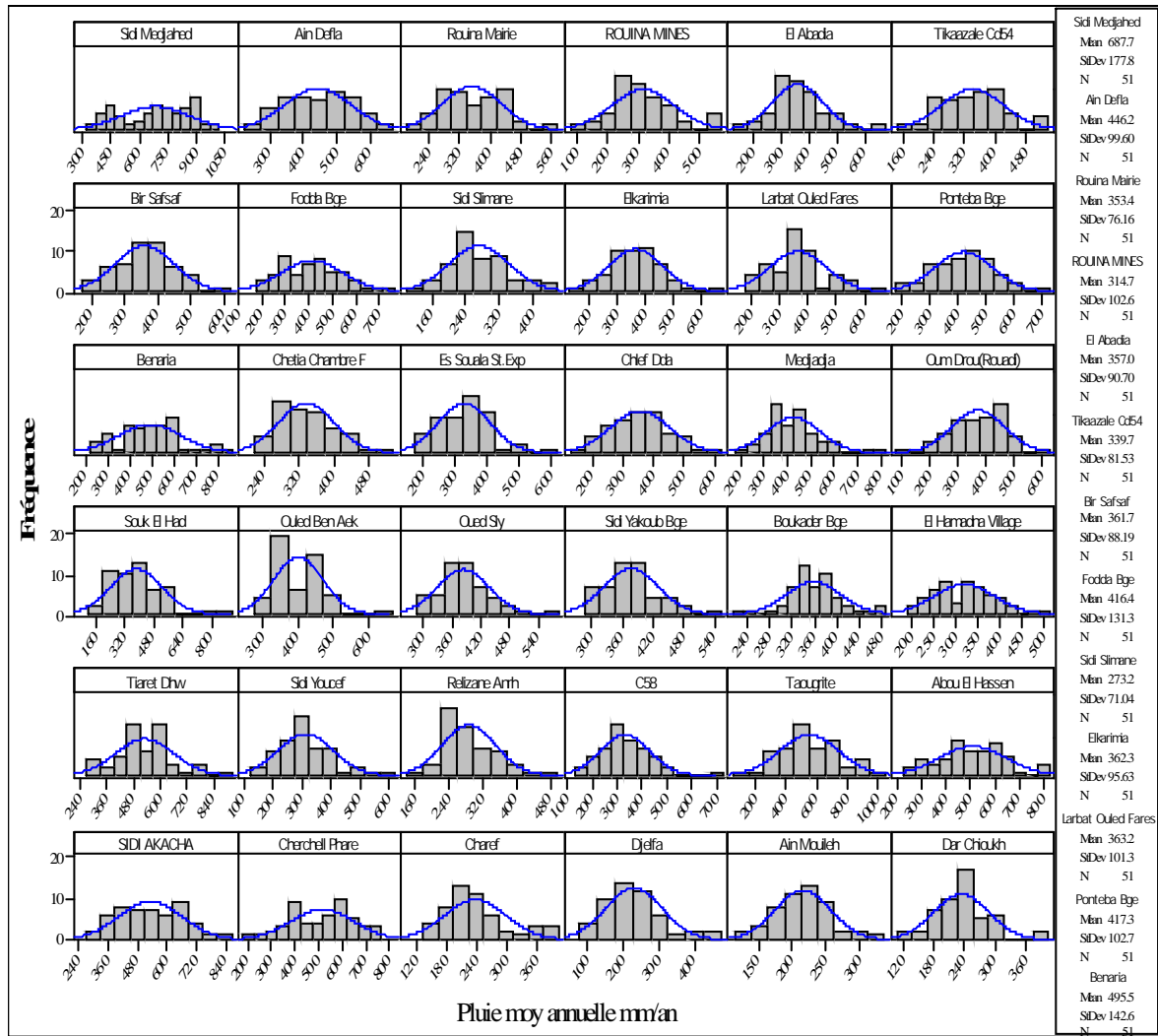


Figure III.3a: Histogramme de pluies moyennes annuelles

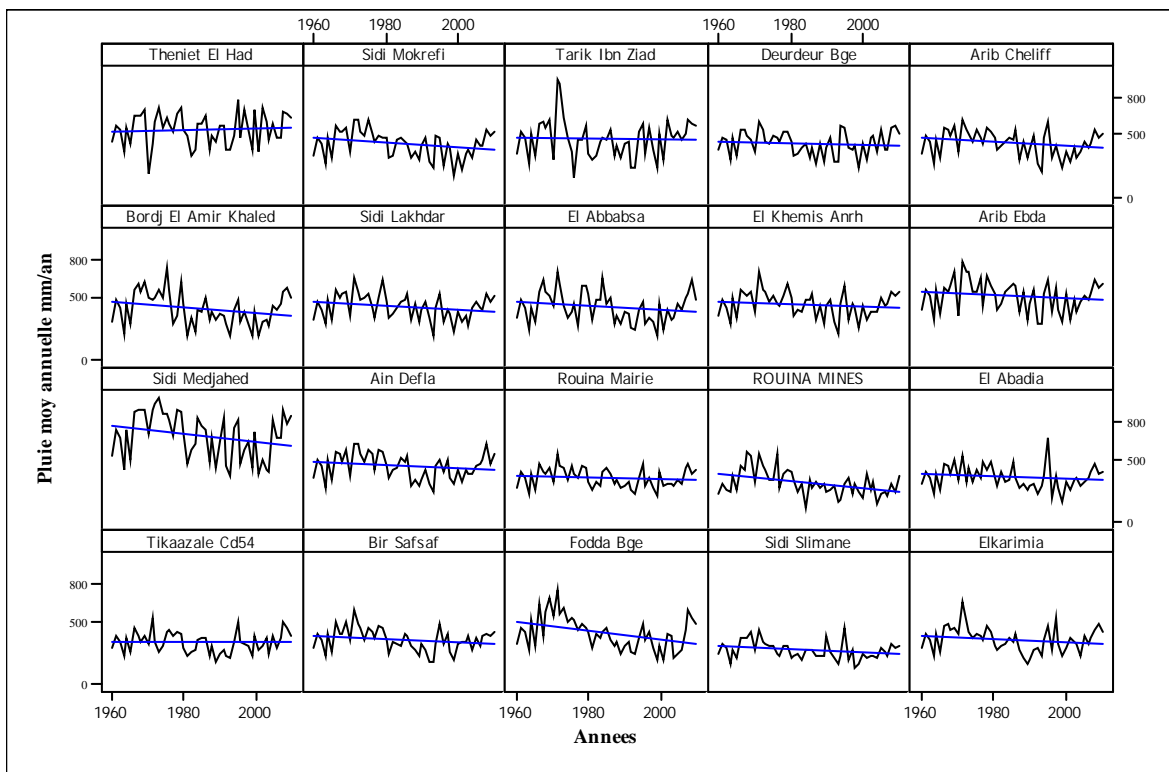
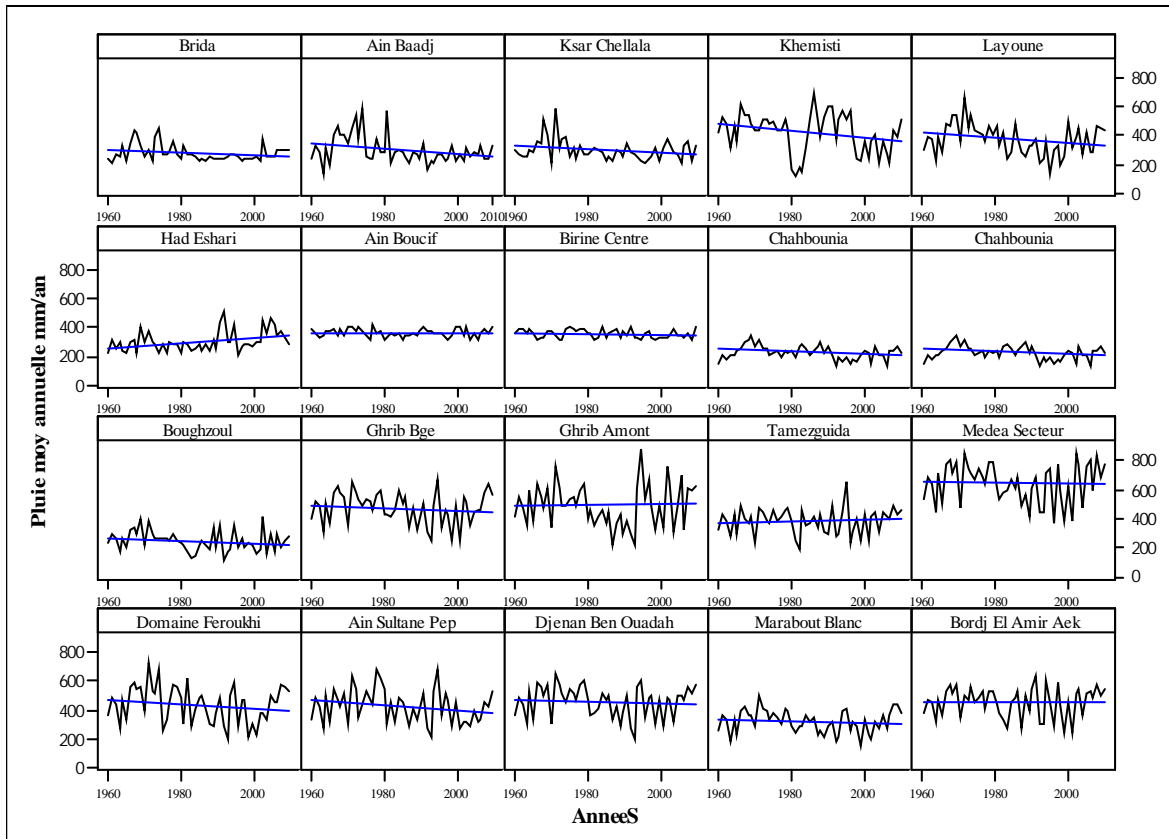


Figure III.7a: Tendence de pluies moyennes annuelles

Tableau III.2a: Résultats de détection des ruptures de période (1960-2010)

Stations	Rang	Buischand	Pettitt	Lee et Heghinian	Segmentation de Hubert			
					Début	Fin	Moyenne	Ecart type
Brida	R	-	R	-	1960	1966	154.429	48.133
					1967	1969	384.833	52.730
					1970	1981	180.392	42.564
					1982	2010	118.610	45.705
Ain Baadj	R	R	R	1981	1960	1970	315.500	140.355
					1971	1971	840.400	0.000
					1972	1981	367.920	142.336
					1982	2010	193.728	72.920
Ksar Chellala	R	R	R	1981	1960	1965	215.333	56.277
					1966	1974	377.667	116.012
					1975	2010	217.678	77.270
Khemisti	A	A	R	1997	1960	1979	490.295	100.692
					1980	1984	175.500	78.193
					1985	1996	581.158	156.417
					1997	2010	320.864	96.649
Layoune	A	R	R	1980	1960	1965	317.117	67.893
					1966	1975	483.480	83.968
					1976	2010	333.894	103.367
Had Eshari	A	-	A	-	1960	2010	198.257	79.952
Ain Boucif	A	A	R	1993	1960	1984	342.480	84.723
					1985	1993	118.644	57.509
					1994	2010	435.96	129.956
Birine Centre	R	R	R	1995	1960	1994	86.271	35.442
					1995	1995	204.600	0.000
					1996	2010	46.580	31.155
Chahbounia	A	R	R	1981	1960	1965	157.467	37.002
					1966	1980	242.167	48.263
					1981	2006	145.812	45.794
					1982	2010	232.450	19.582
Boughzoul	A	A	R	1979	1960	1979	273.480	55.318
					1980	2010	223.403	71.094
Ghrib Bge	A	A	A	2007	1960	2010	472.224	110.401
Ghrib Amont	A	A	A	1993	1960	2010	491.575	147.808
Tamezguida	A	-	A	-	1960	2010	381.335	90.016
Medea Secteur	A	A	A	2001	1960	2010	645.831	137.464
Domaine Feroukhi	A	A	A	1974	1960	2010	440.280	127.358
Ain Sultane Pep	A	A	A	1980	1960	2010	427.922	112.229

Stations	Rang	Buischand	Pettitt	Lee et Heghinian	Segmentation de Hubert			
					Début	Fin	Moyenne	Ecart type
Djenan Ben Ouadah	A	-	A	-	1960	2010	462.339	106.522
Marabout Blanc	A	A	A	2007	1960	2010	321.729	77.922
Bordj El Amir Aek	A	A	A	2004	1960	2010	458.810	102.048
Theniet El Had	A	A	A	2007	1960	2010	539.786	127.506
Sidi Mokrefi	R	R	R	1980	1960	1965	376.233	89.746
					1966	1980	519.467	71.841
					1981	2010	379.313	96.323
Tarik Ibn Ziad	A	A	A	1973	1960	2010	460.980	153.479
Deurdeur Bge	A	A	A	2007	1960	2010	424.525	91.808
Arib Cheliff	A	R	R	1986	1960	1986	466.615	82.472
					1987	2010	381.833	100.143
Bordj El Amir Khaled	A	R	R	1980	1960	1970	441.945	136.160
					1971	1971	1067.400	0.000
					1972	1976	561.920	100.948
					1977	2010	355.094	110.915
Sidi Lakhdar	A	R	A	1986	1960	1986	449.004	96.849
					1987	2010	376.108	91.518
El Abbabsa	A	R	R	1986	1960	1986	461.093	121.791
					1987	2006	329.350	76.500
					2007	2010	527.550	74.487
El Khemis Anrh	A	A	A	1980	1960	2010	436.314	99.795
Arib Ebda	A	A	A	1986	1960	2010	501.641	121.221
Sidi Medjahed	R	-	R	-	1960	1965	601.350	135.930
					1966	1979	880.686	105.682
					1980	2010	624.548	162.878
Ain Defla	A	R	R	1986	1960	1986	484.415	90.791
					1987	2004	367.867	71.357
					2005	2010	509.567	65.038
Rouina Mairie	A	A	A	1979	1960	1965	313.933	73.338
					1966	1979	419.329	57.351
					1980	2010	331.271	67.077
Rouina Mines	R	R	R	1981	1960	1965	267.467	52.330
					1966	1980	427.647	89.284
					1981	2010	265.860	66.721
El Abadia	A	A	A	1985	1960	2010	356.953	90.703
Tikaazale Cd54	A	A	A	2007	1960	2010	339.716	81.530

Stations	Rang	Buischand	Pettitt	Lee et Heghinian	Segmentation de Hubert			
					Début	Fin	Moyenne	Ecart type
Bir Safsaf	A	R	R	1979	1960	1965	329.383	74.250
					1966	1979	449.679	65.245
					1980	2010	328.181	72.231
Fodda Bge	R	R	R	1979	1960	1965	389.467	97.192
					1966	1973	603.625	110.177
					1974	1985	444.075	67.285
					1986	2006	317.338	78.898
					2007	2010	519.125	67.785
Sidi Slimane	R	R	R	1975	1960	1965	252.553	58.249
					1966	1973	365.525	53.726
					1974	2010	253.859	65.768
Elkarimia	A	R	R	1979	1960	1965	331.183	74.858
					1966	1973	481.250	80.571
					1974	2010	341.603	83.159
Larbat Ouled Fares	R	R	R	1980	1960	1965	285.350	59.738
					1966	1971	445.283	84.912
					1972	2010	276.841	74.747
Ponteba Bge	R	R	R	1979	1960	1987	362.611	85.299
					1988	1993	209.767	39.523
					1994	2010	325.171	66.653
Benaria	A	A	A	1980	1960	2010	399.059	113.110
Chetia Chambre F	R	R	R	1979	1960	1965	264.383	60.991
					1966	1972	360.514	53.757
					1973	2010	258.829	47.408
Es Souala St.Exp	R	R	R	1979	1960	1979	311.125	66.982
					1980	2010	236.742	62.250
Chlef Dda	R	R	R	1978	1960	1978	336.274	79.012
					1979	2010	255.697	73.647
Medjadja	R	R	R	1980	1960	1980	407.124	84.076
					1981	2008	293.671	63.302
					2009	2010	543.500	226.274

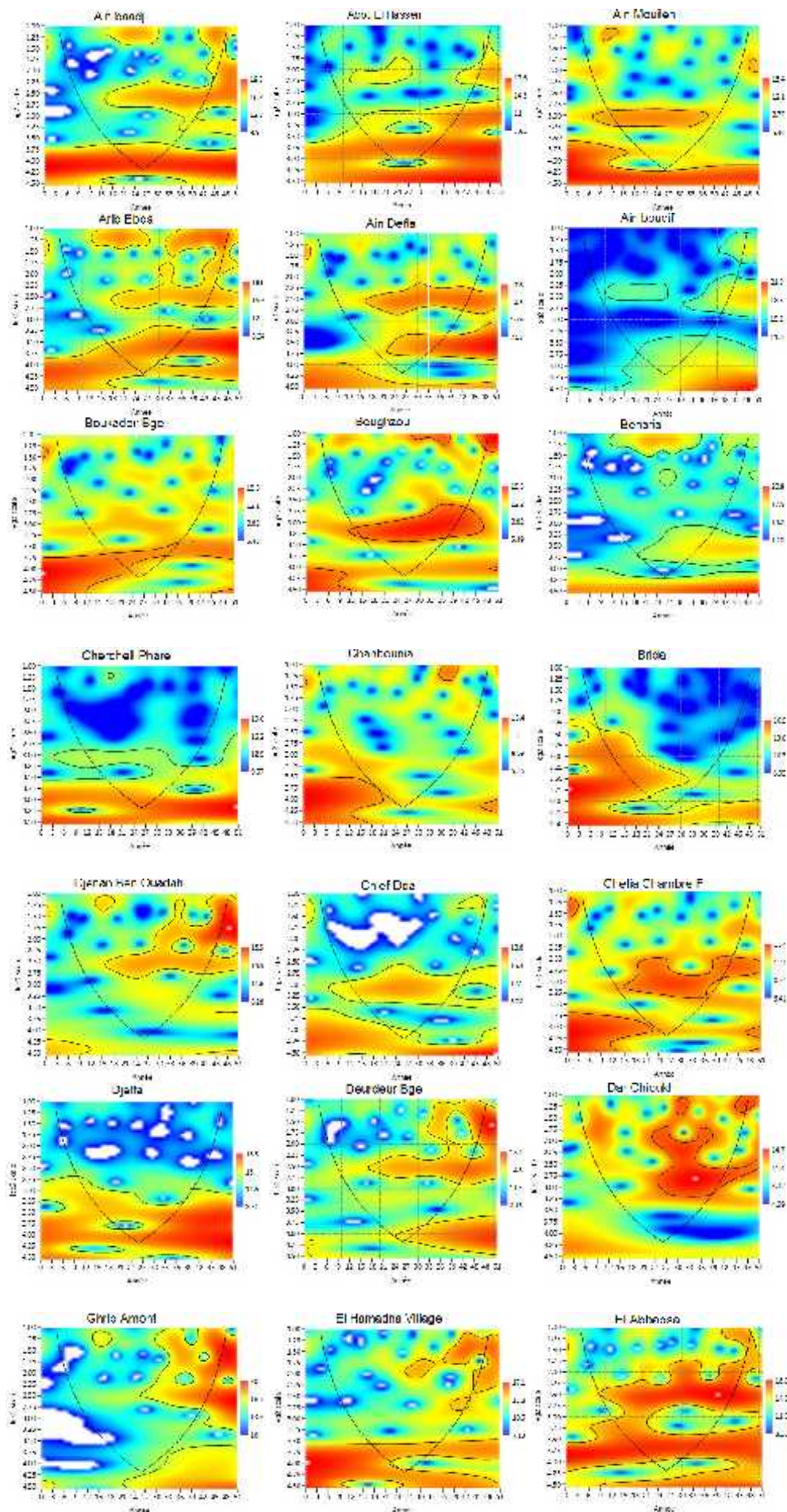
Stations	Rang	Buischand	Pettitt	Lee et Heghinian	Segmentation de Hubert			
					Début	Fin	Moyenne	Ecart type
Medjadja	R	R	R	1980	1960	1980	407.124	84.076
					1981	2008	293.671	63.302
					2009	2010	543.500	226.274
Oum Drou(Rouadi)	A	R	R	1979	1960	1986	340.504	70.944
					1987	1994	207.575	65.605
					1995	2010	310.150	75.086
Souk El Had	R	R	R	1972	1960	1965	308.300	90.692
					1966	1972	505.514	88.618
					1973	2010	274.797	83.751
Ouled Ben Aek	R	R	R	1979	1960	1970	431.882	150.424
					1971	1971	949.300	0.000
					1972	1979	470.012	86.860
					1980	2010	249.252	78.260
Oued Sly	R	-	R	-	1960	1965	232.167	84.329
					1966	1979	334.943	41.475
					1980	2007	188.664	54.225
					2008	2010	314.500	19.263
Sidi Yakoub Bge	A	R	R	1979	1960	1979	296.070	72.483
					1980	2007	187.979	53.853
					2008	2010	309.200	32.981
El Hamadna Village	R	R	R	1979	1960	1979	286.140	48.312
					1980	2010	228.484	44.960
Tiaret Dhew	A	R	R	1978	1960	1986	251.604	70.908
					1987	1993	123.629	48.633
					1994	2010	225.747	64.146
Sidi Youcef	R	R	R	1979	1960	1965	441.733	88.792
					1966	1972	623.886	97.718
					1973	2010	404.792	90.937
Relizane Anrh	A	R	R	1972	1960	1965	253.350	66.339
					1966	1972	414.143	83.431
					1973	2010	242.492	54.940
L'hillil	R	R	R	1981	1960	1965	210.600	28.668
					1966	1973	289.700	50.671
					1974	2010	212.724	46.078
Oued Kheir	A	R	R	1979	1960	1970	298.400	85.995
					1971	1972	503.850	96.520
					1973	2010	245.429	77.256
Taougrite	A	A	A	1973	1960	1973	301.271	77.433
					1974	2010	236.243	68.544

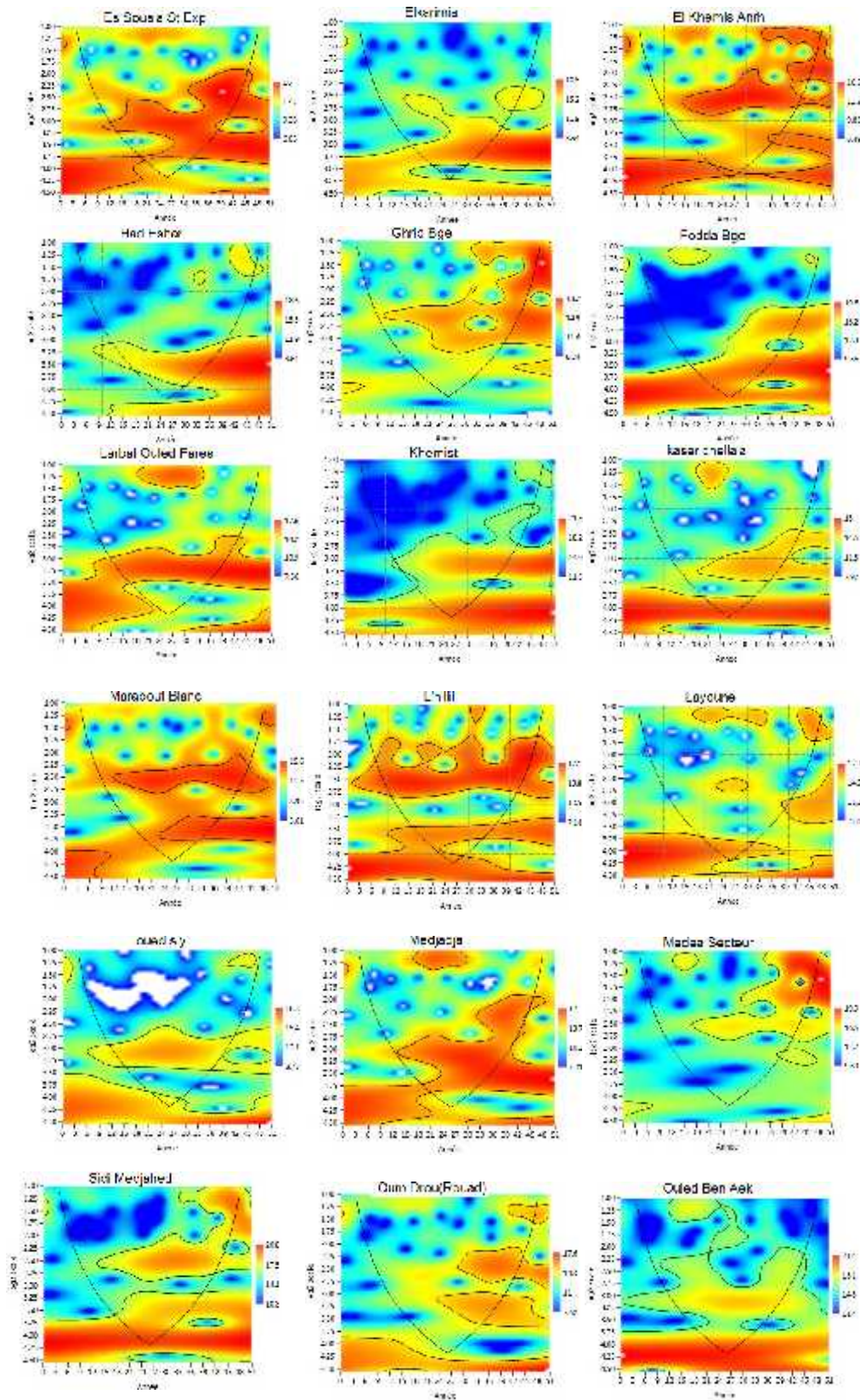
Stations	Rang	Buischand	Pettitt	Lee et Heghinian	Segmentation de Hubert			
					Début	Fin	Moyenne	Ecart type
Abou El Hassen	R	R	R	1979	1960	1979	566.515	156.682
					1980	2010	408.326	175.383
Sidi Akacha	A	-	A	-	1960	2010	429.924	147.170
Cherchell Phare	A	R	R	1980	1960	1980	447.624	89.349
					1981	2010	357.847	81.117
Charef	R	R	R	1980	1960	1980	497.319	90.508
					1981	2010	387.443	95.653
Djelfa	A	A	A	2003	1960	2010	412.175	100.917
Ain Mouileh	R	R	R	2007	1960	1965	165.767	55.656
					1966	1969	370.150	80.089
					1970	1980	202.964	78.464
					1981	2007	101.774	57.912
					2008	2008	712.300	0.000
					2009	2010	328.000	128.976
Dar Chioukh	A	R	R	1978	1960	1965	177.983	36.060
					1966	1969	327.200	37.910
					1970	1978	215.733	50.532
					1979	2002	132.192	44.123
					2003	2010	226.988	58.210

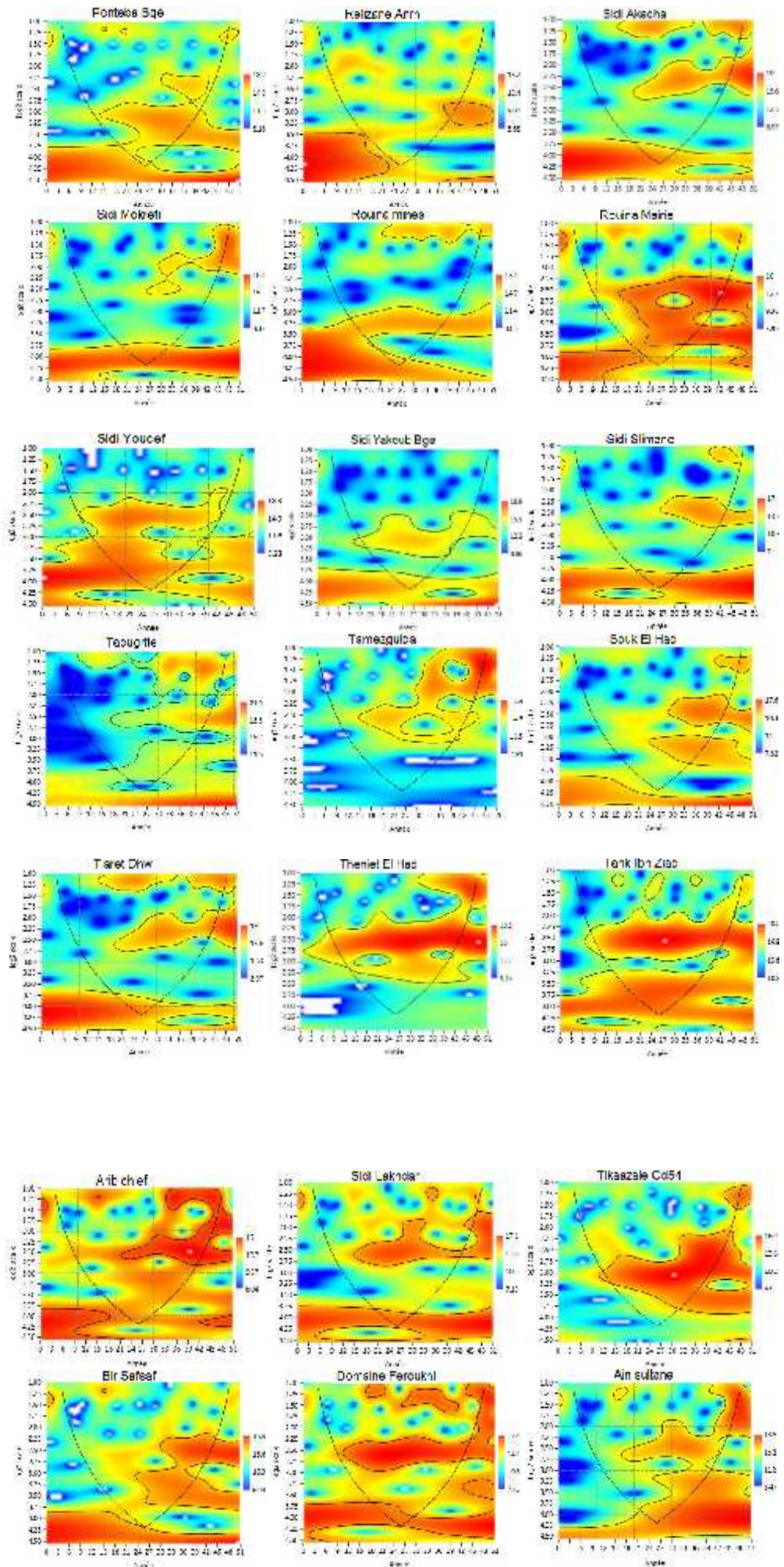
Tableau III.4a: Tests statistiques de stations pluviométriques

Stations	Teste d'indépendance (Wald Wolf witz)		Teste stationnarité (Kendall)		Teste d'homogénéité a l'échelle annuelle (Wilcoxon)	
	U	P	K	p	w	p
Brida	4.95	7.69E-007	0.115	1.58	2.23	0.0256
Ain Baadj	2,61	0,0091	3,31	0,00092	2,97	0,00301
Ksar Chellala	1,54	0,124	2,08	0,0376	1,82	0,0690
Khemisti	3,99	6.59E-005	1,85	0,0641	0,254	0,799
Layoune	2,04	0,0409	1,77	0,0766	2,72	0,00649
Had Eshari	2,63	0,00862	2,13	0,0334	2,63	0,00859
Ain Boucif	3,88	0,000106	1,25	0,211	0,122	0,903
Birine Centre	2,85	0,00432	1,71	0,0881	1,74	0,0814
Chahbounia	1,18	0,239	1,75	0,0794	2,55	0,0107
Boughzoul	0,24	0,810	1,88	0,0595	1,37	0,172
Ghrib Bge	0,695	0,487	0,958	0,338	1,82	0,0690
Ghrib Amont	0,818	0,413	0,227	0,820	0,669	0,504
Tamezguida	1,1	0,271	0,504	0,615	0,104	0,917
Medea Secteur	0,297	0,767	0,292	0,770	1,06	0,287
Domaine Feroukhi	1,22	0,224	0,942	0,346	1,72	0,0847
Ain Sultane Pep	0,665	0,506	1,5	0,133	2,17	0,0303
Djenan Ben Ouadah	0,34	0,734	0,617	0,537	1,52	0,129
Marabout Blanc	2,07	0,0381	0,845	0,398	1,74	0,0814
Bordj El Amir Aek	0,343	0,731	0,455	0,649	0,386	0,699
Theniet El Had	0,159	0,874	0,244	0,807	0,236	0,814
Sidi Mokrefi	2,39	0,0170	2,1	0,0354	2,93	0,00340
Tarik Ibn Ziad	1,99	0,0464	0,26	0,795	0,292	0,770
Deurdeur Bge	1,15	0,251	0,731	0,465	1,05	0,296
Arib Cheliff	1,45	0,146	1,84	0,0664	2,72	0,00649
Bordj El Amir Khaled	2,98	0,00290	1,53	0,127	2,12	0,0340
Sidi Lakhdar	1,23	0,219	1,53	0,127	2,31	0,0210
El Abbabsa	2,76	0,00575	1,2	0,229	2,59	0,00959
El Khemis Anrh	1,17	0,241	1,01	0,314	1,87	0,0608
Arib Ebda	0,765	0,444	1,14	0,255	2,14	0,0325
Sidi Medjahed	2,76	0,00582	2,11	0,0347	2,97	0,00301
Ain Defla	2,48	0,0132	1,31	0,191	2,76	0,00579
Rouina Mairie	1,59	0,112	1,21	0,226	2,1	0,0357
Rouina mines	2,73	0,00644	2,99	0,00281	3,27	0,00108
El Abadia	0,24	0,811	1,2	0,229	2,59	0,00959
Tikaazale Cd54	1,89	0,0587	2,44	0,807	1,23	0,217
Bir Safsaf	2,56	0,0104	1,71	0,0881	2,65	0,00813
Fodda Bge	3,85	0,000122	2,99	0,00281	3,63	0,000289
Sidi Slimane	1,85	0,0639	2,06	0,0391	2,16	0,0310
Elkarimia	3,07	0,00215	1,35	0,178	2,29	0,0221
Larbat Ouled Fares	2,88	0,00401	1,42	0,155	2,48	0,0132
Ponteba Bge	2,98	0,00292	1,45	0,148	2,76	0,00579
Benaria	1,66	0,0979	0,244	0,807	1,31	0,190
Chetia Chambre F	2,73	0,00639	1,95	0,0513	2,5	0,0126
Es Souala St.Exp	2,45	0,0141	2,1	0,0354	2,53	0,0113
Chlef Dda	1,98	0,0473	1,53	0,127	2,33	0,0200
Medjadja	3,15	0,00166	2,37	0,0177	3,16	0,00161
Oum Drou(Rouadi)	2,56	0,0104	1,59	0,111	2,35	0,0190
Souk El Had	4,02	5.86E-005	2,52	0,0118	2,95	0,00320
Ouled Ben Aek	4,16	3.22E-005	2,11	0,0347	2,69	0,00727
Oued Sly	3,65	0,000269	2,16	0,0308	2,29	0,00101

Stations	Teste d'indépendance (Wald Wolf witz)		Teste stationnarité (Kendall)		Teste d'homogénéité a l'échelle annuelle (Wilcoxon)	
Sidi Youcef	3,34	0.000853	1,14	0.255	1,82	0.0690
Relizane Anrh	2,87	0.00410	1,79	0.0740	2,8	0.00516
L'hillil	1,98	0.0472	1,1	0.269	1,91	0.0558
Taougrite	0,836	0.403	1,75	0.0794	2,42	0.0155
Abou El Hassen	0,733	0.464	1,36	0.172	2,14	0.0325
SIDI AKACHA	1,3	0.193	2,05	0.0407	2,74	0.00613
Cherchell Phare	1,39	0.165	0,65	0.516	1,76	0.0781
Charef	4,06	5.00E-005	2,54	0.0110	2,31	0.0210
Djelfa	4,75	2.07E-006	1,62	0.104	2,12	0.0340
Ain Mouileh	1,97	0.0494	1,67	0.0943	0,876	0.381
Dar Chioukh	0.0325	0.974	0,845	0.398	0,895	0.371
Sidi Yakoub Bge	3,57	0.000359	1,58	0.113	2,73	0.00631
Boukader Bge	2,38	0.0173	2,21	0.0272	2,95	0.00320
El Hamadna Village	2,4	0.0163	1,74	0.0822	2,35	0.0190
Tiaret Dhw	2,81	0.00502	2,37	0.0177	2,69	0.00727







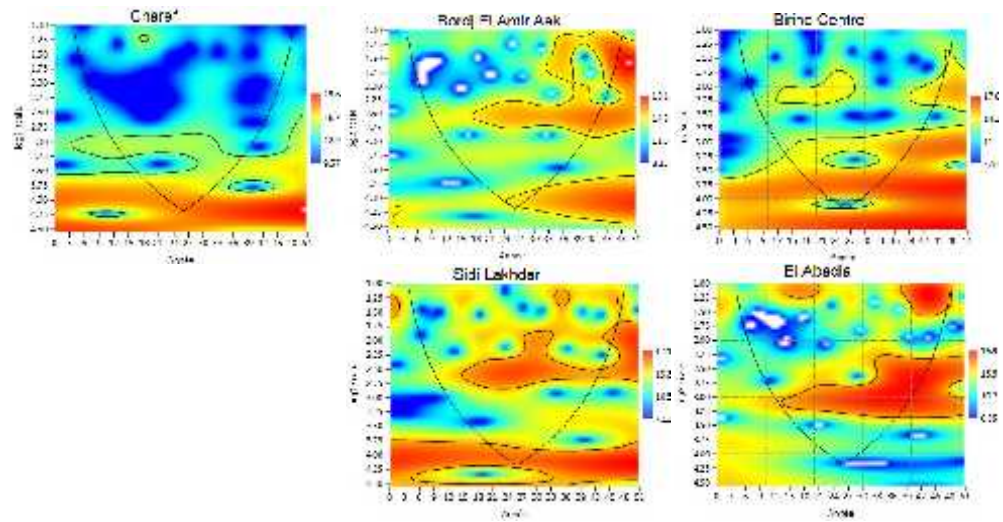


Figure V.3: Graphique de la transformée ondelette de la chronique des précipitations moyennes annuelles

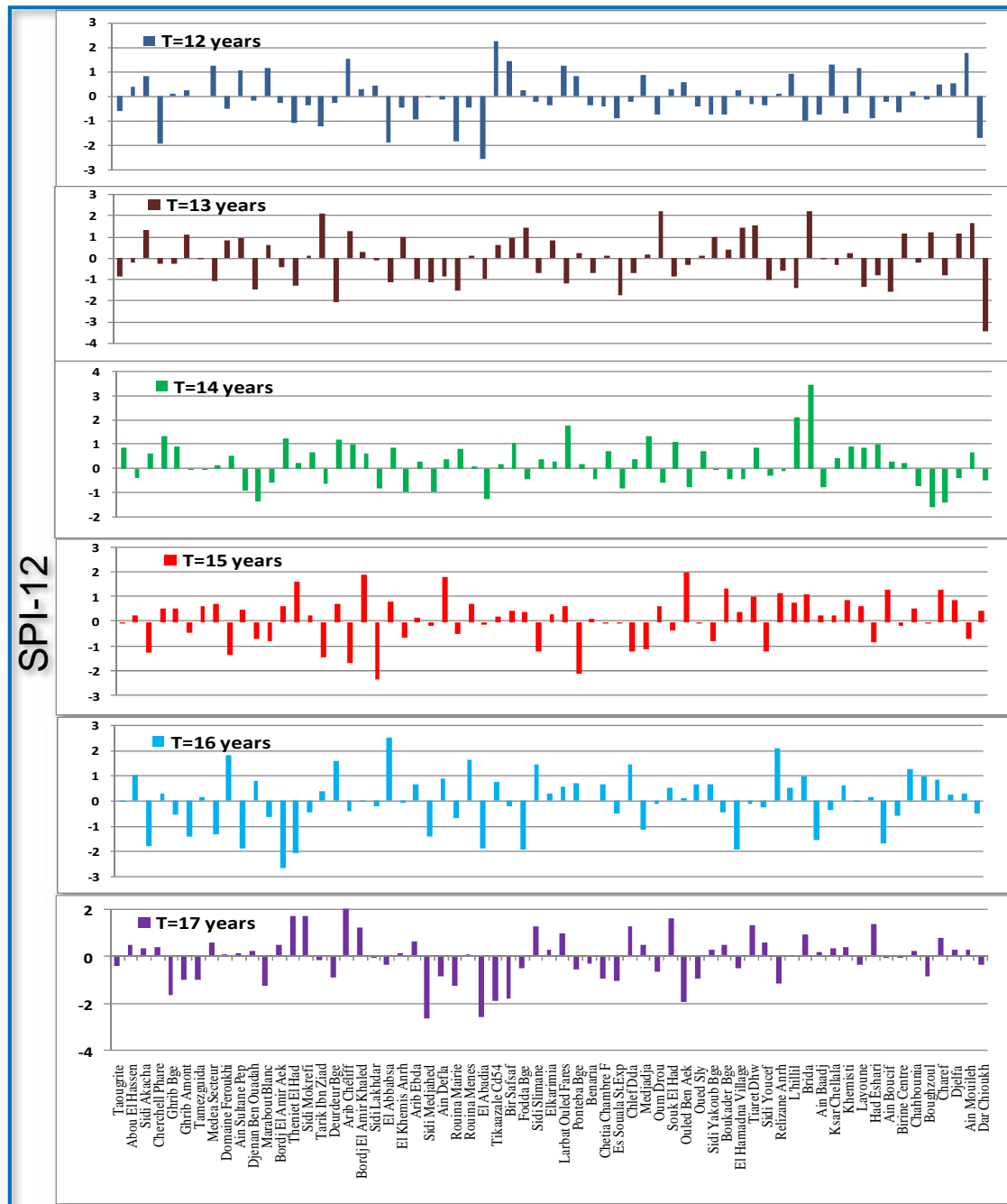


Figure. V.8a : Les résultats de SPI-12 prédits par le modèle APARCH de différentes périodes de retour

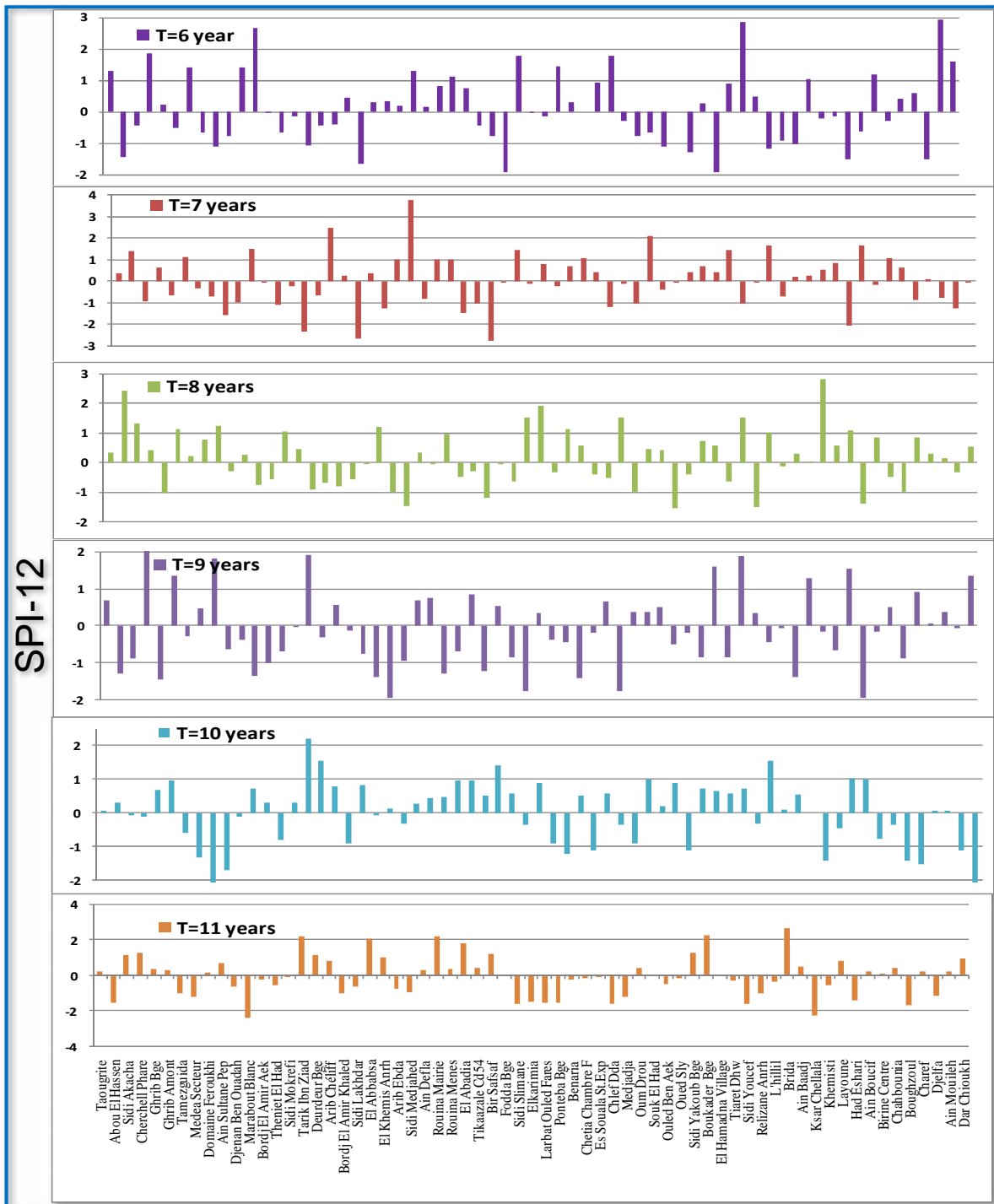


Figure. V.8b: Les résultats de SPI-12 prédits par le modèle APARCH de différentes périodes de retour

Tableau V.1 : Critère d'information (SCI), Akaike (AIC) et Hannan (HQIC)

Stations	APARCH			ARCH			EGARCH		
	SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI
Brida	141.88	136.60	138.30	153.66	148.37	150.08	156.47	146.78	149.30
Ain Baadj	150.73	145.44	146.72	157.37	152.08	153.79	157.40	147.72	150.24
Ksar Chellala	153.98	148.70	150.40	156.95	151.66	153.37	164.56	154.88	157.40
Khemisti	134.82	129.54	131.24	154.09	148.81	150.51	162.14	153.46	154.98
Layoune	155.58	150.30	152.00	158.05	152.76	154.47	152.53	142.85	145.37
Had Eshari	142.09	136.80	138.51	153.27	147.98	149.69	160.00	150.32	152.84
Ain Boucif	134.82	129.54	131.24	154.09	148.81	150.51	154.42	142.09	144.45
Birine Centre	131.10	125.82	127.52	140.56	135.27	136.97	144.28	134.60	137.12
Chahbounia	148.32	143.03	144.74	153.28	148.00	149.70	159.86	150.18	152.70
Boughzoul	150.31	154.02	146.73	157.20	151.91	153.62	166.71	157.03	159.55
Ghrib Bge	156.53	151.24	152.95	155.68	150.40	152.10	161.14	151.46	153.98
Ghrib Amont	155.95	150.66	152.37	157.16	151.88	153.58	166.58	156.90	159.42
Tamezguida	155.74	150.46	152.16	157.27	151.99	153.69	164.24	152.39	154.47
Medea Secteur	155.17	149.89	151.59	155.42	150.14	151.84	165.25	155.57	158.09
Domaine Feroukhi	155.74	150.45	152.16	156.94	151.65	153.36	162.82	153.14	155.66
Ain Sultane Pep	154.92	149.63	151.33	157.19	151.90	153.61	164.39	155.56	158.32
Djenan Ben Ouadah	154.92	149.63	151.33	157.20	151.91	153.62	160.53	151.58	154.56
Marabout Blanc	155.65	150.36	152.08	155.65	150.36	152.07	165.73	156.05	158.35
Bordj El Amir Aek	152.81	147.52	149.23	157.09	151.81	153.51	160.62	149.70	152.26
Theniet El Had	157.07	151.79	152.35	157.07	151.79	153.49	164.07	154.38	156.90
Sidi Mokrefi	156.06	150.78	152.48	156.98	151.70	153.40	164.67	154.99	157.51
Tarik Ibn Ziad	151.41	146.13	147.83	156.91	151.62	153.32	167.29	157.61	160.13
Deurdeur Bge	154.17	148.89	150.59	155.23	149.95	151.65	162.40	154.08	156.43
Arib Cheliff	155.57	150.28	151.98	157.33	152.05	153.75	162.62	159.70	155.26
Bordj El Amir Khaled	154.00	148.71	150.41	156.86	151.58	153.28	166.13	156.45	158.97
Sidi Lakhdar	149.65	144.36	146.07	157.07	151.79	153.49	159.80	150.12	152.64
El Abbabsa	154.41	149.12	150.83	156.57	151.28	152.99	165.68	156.00	158.52
El Khemis Anrh	150.17	144.89	146.59	157.12	151.84	153.54	161.62	150.70	154.26
Arib Ebda	154.47	149.18	150.89	156.54	151.26	152.96	163.43	151.51	155.08
Sidi Medjahed	155.34	150.06	151.76	156.57	151.29	152.99	167.84	158.15	155.67
Ain Defla	148.96	143.67	145.37	156.74	151.46	153.16	164.42	152.09	154.45
Rouina Mairie	149.68	144.40	146.10	156.78	151.49	153.19	165.95	157.63	159.98
El Abadia	153.20	147.92	149.62	156.48	151.19	152.90	164.77	155.09	157.61
Tiaret Dhaw	150.38	145.09	146.80	156.84	151.56	153.26	161.37	151.69	154.21
Sidi Youcef	148.88	143.60	145.30	155.02	149.73	151.44	158.81	149.12	151.64
Relizane Anrh	152.61	147.33	149.03	156.90	151.61	153.32	164.25	154.57	157.09
L'hillil	156.12	150.83	152.54	157.76	152.49	154.18	160.42	152.09	154.45
Oued Kheir	154.9	149.62	151.32	154.51	149.23	150.93	162.02	152.34	154.86
Abou El Hassen	155.52	150.23	151.94	156.7	151.41	153.11	160.42	152.09	145.45
Tenes	154.74	149.45	151.16	157.08	151.79	153.5	165.36	155.68	158.2
Charef	153.17	147.89	149.59	156.16	150.87	152.58	167.61	157.93	160.45
Djelfa	138.15	132.87	134.57	156.48	151.19	152.89	157.88	148.2	150.72
Ain Mouileh	140.44	135.16	136.86	155.95	150.66	152.37	163.72	154.04	153.56
Dar Chioukh	134.76	129.47	131.18	152.09	146.81	148.51	160.27	150.59	153.11

AR1			AR2			ARM			GBM		
SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI
160.62	149.70	152.26	145.53	138.67	140.75	150.42	142.09	144.45	152.59	148.98	150.20
161.43	150.51	153.08	151.50	144.64	146.72	155.95	147.63	149.98	152.56	148.95	150.18
165.90	154.98	157.54	150.77	143.91	145.99	158.69	150.36	152.72	152.63	149.02	150.25
159.54	148.62	151.18	138.09	131.23	133.32	143.03	134.70	137.06	152.66	149.04	150.27
171.47	160.55	163.11	157.04	150.18	152.26	160.23	151.91	154.26	152.97	149.36	150.58
164.44	153.44	156.09	142.44	135.59	137.67	148.10	139.78	142.14	152.63	149.02	150.24
159.45	148.53	151.09	138.09	131.23	133.32	143.03	134.70	137.06	152.66	149.04	150.27
150.14	139.22	141.78	134.20	127.34	129.43	138.89	130.56	132.92	152.80	149.19	150.41
163.45	152.23	155.10	151.75	144.89	146.98	155.47	147.14	149.50	152.76	149.15	150.37
170.26	159.34	161.90	146.75	139.89	141.98	152.95	144.63	146.98	152.63	149.01	150.24
338.90	327.99	330.55	154.49	147.64	149.72	163.32	154.99	157.35	152.61	149.00	150.22
171.83	160.91	163.48	159.24	152.39	154.47	163.48	155.15	157.51	152.62	149.01	150.23
165.08	154.16	156.72	159.09	152.23	154.32	131.01	122.68	125.04	152.61	149.00	150.23
170.07	159.15	161.72	158.07	151.22	153.30	130.35	122.03	124.38	152.62	149.00	150.23
172.16	161.24	163.80	159.31	152.45	154.54	164.39	156.07	158.42	152.62	149.00	150.23
170.90	159.98	162.54	158.52	151.67	153.75	163.45	155.13	157.48	152.62	149.00	150.23
171.70	160.78	163.34	158.52	151.67	153.75	163.07	154.75	157.11	152.62	149.00	150.23
169.53	158.61	161.17	159.42	152.56	154.64	164.29	155.96	158.32	152.62	149.01	150.23
171.99	161.08	163.64	155.62	148.76	150.84	160.13	151.80	154.16	152.62	149.00	150.23
171.99	161.07	163.63	159.57	152.72	154.80	164.68	156.36	158.72	152.62	149.01	150.23
169.40	158.48	161.04	159.40	152.54	154.62	164.72	156.40	158.75	152.62	149.01	150.23
172.11	161.19	163.75	152.56	145.70	147.78	155.09	146.77	149.12	152.62	149.01	150.23
170.80	159.17	161.73	157.60	150.74	152.82	162.53	154.21	156.56	152.62	149.00	150.23
171.49	160.57	163.13	158.76	150.28	151.98	163.11	154.78	157.14	152.62	149.00	150.23
170.39	159.47	162.03	156.41	149.55	150.41	159.56	151.23	153.59	152.62	149.01	150.23
172.03	161.11	163.68	149.55	142.69	144.77	153.85	145.53	147.89	152.59	148.98	150.21
172.27	161.36	163.92	157.53	150.67	152.75	162.71	154.38	156.74	152.62	149.00	150.23
172.05	161.13	163.70	151.67	144.81	146.90	156.97	148.64	151.00	152.61	149.00	150.23
172.25	161.33	163.90	157.57	150.71	152.80	161.21	152.88	155.24	152.62	149.00	150.23
171.01	160.09	162.65	157.09	150.23	152.31	161.78	153.45	155.81	152.62	149.00	150.23
172.57	161.65	164.22	150.44	143.59	145.67	153.98	145.66	148.01	152.62	149.00	150.23
171.90	160.98	163.54	150.35	146.49	145.58	155.08	146.75	149.54	152.62	149.00	150.23
172.38	161.47	164.03	154.60	147.74	149.83	160.00	151.68	154.03	152.61	149.00	150.22
172.01	158.74	161.30	145.89	139.03	141.12	152.21	143.88	146.24	152.61	149.00	150.22
171.57	154.02	156.59	150.79	143.93	146.01	155.96	147.63	149.99	152.60	148.99	150.21
172.02	161.10	163.66	154.68	147.82	149.91	157.10	148.77	151.13	152.62	149.00	150.23
170.63	159.71	162.27	159.68	152.83	154.91	163.59	155.27	157.63	152.76	149.14	150.37
165.44	154.52	157.08	156.09	149.23	151.31	160.46	152.13	154.49	152.65	149.03	150.26
172.22	161.3	163.86	157.16	150.3	152.14	161.76	153.43	155.79	152.62	149.00	150.23
171.94	161.02	163.06	153.81	146.95	149.04	158.37	150.05	152.41	152.61	149.00	150.22
170.33	159.41	161.97	153.87	147.01	149.1	157.18	148.85	151.21	152.62	149.01	150.24
155.45	144.53	147.09	137.37	130.52	132.6	143.1	134.78	137.14	152.72	149.10	150.33
168.08	157.16	159.72	140.78	133.92	136.01	144.9	136.58	138.93	152.62	149.00	150.23
161.17	150.25	152.81	133.01	126.15	128.23	139.85	131.52	133.88	152.72	149.10	150.33

MA1			MA2			BMAJ		
SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI	SCI	AIK	HQCI
148.58	141.72	143.80	153.50	143.82	146.34	163.77	154.09	156.61
156.35	149.49	151.57	160.69	151.01	153.53	167.20	157.51	160.03
158.81	151.95	154.03	156.77	147.09	149.61	167.20	157.51	160.03
145.39	138.53	137.55	144.71	135.03	137.55	-	-	-
159.80	152.94	155.02	165.89	156.21	158.73	-	-	-
151.12	144.26	146.35	154.02	144.34	146.86	-	-	-
145.39	138.53	140.61	144.71	135.03	137.55	-	-	-
139.77	132.92	135.00	147.40	137.72	140.24	-	-	-
152.72	145.86	147.95	160.49	150.81	153.33	-	-	-
156.67	149.82	151.90	157.73	148.04	150.56	-	-	-
160.45	153.59	155.68	162.56	152.88	155.40	-	-	-
152.62	149.01	150.33	162.56	152.88	155.40	-	-	-
159.67	152.81	154.89	167.35	157.67	160.19	-	-	-
158.90	152.04	154.13	166.02	156.34	158.86	-	-	-
159.70	152.84	154.93	166.65	156.96	159.48	-	-	-
158.79	151.93	154.02	166.55	156.86	159.38	-	-	-
158.79	151.93	154.02	166.55	156.86	159.38	-	-	-
159.53	152.67	154.76	167.27	157.59	160.11	-	-	-
157.12	150.26	152.34	153.92	154.24	156.76	-	-	-
159.84	152.98	155.07	167.51	157.83	160.35	-	-	-
159.95	153.10	155.18	166.47	156.79	159.31	-	-	-
156.18	149.33	151.41	162.68	153.00	155.52	-	-	-
158.15	151.29	153.37	164.91	155.23	157.75	-	-	-
159.51	152.65	154.74	166.67	156.99	159.51	-	-	-
158.13	151.27	153.35	164.83	155.15	157.67	-	-	-
155.56	148.70	150.78	159.50	149.82	152.34	-	-	-
158.26	151.40	153.49	165.92	156.24	158.76	-	-	-
155.64	148.79	150.87	159.30	149.62	152.14	-	-	-
158.39	151.53	153.61	165.64	155.96	158.48	-	-	-
159.27	152.41	154.50	164.82	155.14	157.66	-	-	-
154.53	147.68	149.76	160.31	150.63	153.15	-	-	-
155.16	148.30	150.39	158.85	149.17	151.69	-	-	-
157.42	150.56	152.65	161.50	151.82	154.34	-	-	-
156.62	149.77	151.85	157.61	147.93	150.45	-	-	-
154.49	147.63	149.71	158.53	148.85	151.37	-	-	-
157.28	150.43	152.51	164.03	154.35	156.87	-	-	-
160.11	153.25	155.33	167.59	157.71	162.42	-	-	-
159.21	152.35	154.43	164.43	154.75	157.27	-	-	-
159.46	152.6	154.68	165.62	155.94	158.46	-	-	-
159.1	152.24	154.32	162.23	152.55	155.07	-	-	-
157.76	150.9	152.98	163.57	153.88	156.41	-	-	-
148.66	141.8	143.88	144.26	134.57	137.09	-	-	-
149.63	142.78	144.86	154.48	144.8	147.32	-	-	-
147.99	141.13	143.21	137.27	127.59	130.11	-	-	-

Tableau V.: Paramètres de modèle APARCH

Parameter	BRIDA	AIN BAADJ	KSAR CHELLALA	KHEMISTI	LAYOUNE	HAD ESHARI	Ain Boucif	BIRINE CENTRE
Mu	-0.0018	-0.0031	0.0011	0.0025	0.0191	0.0010	0.0081	0.0045
Omega	0.31	0.23	0.48	0.81	0.91	0.80	0.46	0.50
Delta	5.87	1.56	0.00007	1.72	1.00	0.89	1.29	3.63
Gamma	- 0.73	- 1.00	0.54	0.71	0.10	0.08	0.14	1.00
A	0.066	0.13	0.15	0.13	0.10	0.13	0.55	0.060
B	0.039	0.63	0.37	2.11 E-07	0.098	0.0034	2.29 E-08	2.41 E-08
Sigma[1]	0.13	0.07	0.43	0.01	2.84	0.33	8.81	0.34
Sigma[last]	0.89	0.75	1.00	0.90	1.07	0.89	0.83	0.83
R[last]	0.63	0.52	0.81	0.48	0.57	0.32	0.52	0.65
Parameter	BIRINE CENTRE	CHAHBOUNIA	BOUGHZOUL	GHRIB BGE	GHRIB AMONT	TAMEZGUIDA	MEDEA SECTEUR	DOMAINE FEROUKHI
Mu	0.0012	0.0000	0.0010	0.0004	0.0007	0.0008	0.0008	0.000045
Omega	0.38	0.62	0.86	0.13	0.81	0.79	0.68	0.24
Delta	13.33	0.000033	1.37	0.91	0.99	1.22	1.10	11.66
Gamma	- 1.00	0.58	0.053	1.00	- 0.22	0.16	0.0084	0.18
A	0.000029	0.24	3.14 E-07	0.09	0.23	1.13 E-08	2.18 E-09	0.027
B	0.013	0.14	0.15	0.80	1.04 E-07	0.21	0.33	0.046
Sigma[1]	0.56	0.12	0.58	0.45	0.58	0.76	0.52	0.72
Sigma[last]	1.08	0.53	1.01	0.94	0.95	1.00	1.01	0.89
R[last]	0.55	0.55	0.88	0.91	0.90	0.94	0.76	0.93
Parameter	DJENAN BEN OUADAH	MARABOUT BLANC	BORDJ EL AMIR AEK	THENIET EL HAD	SIDI MOKREFI	TARIK IBN ZIAD	DEURDEUR BGE	ARIB CHELIFF
Mu	0.0012	0.0007	0.0011	0.0017	0.0013	0.00037	0.00057	0.00102
Omega	0.39	0.87	0.81	0.34	0.93	0.79	0.88	0.33
Delta	11.57	1.00	1.06	1.06	1.22	1.05	1.14	1.42
Gamma	0.94	0.06	- 0.07	- 1.00	0.076	0.26	0.10	1.00
A	0.000013	0.03	6.75 E-08	0.11	1.2 E-07	0.26	5.18 E-08	0.069
B	0.0018	2.39 E-07	0.19	0.58	0.08	4.97 E-09	0.13	0.59
Sigma[1]	0.91	2 370.66	0.61	0.58	0.72	0.64	0.44	0.70
Sigma[last]	0.92	0.92	1.01	1.16	1.01	0.95	1.01	0.88
R[last]	1.01	0.86	0.88	0.77	0.94	0.77	0.87	0.81
Parameter	BORDJ EL AMIR KHALED	SIDI LAKHDAR	EL ABBABSA	EL KHEMIS ANRH	ARIB EBDA	SIDI MEDJAHED	AIN DEFLA	ROUNA MAIRIE
Mu	-0.00125	0.00085	0.00015	0.00087	0.00053	0.00062	0.00040	0.00012
Omega	0.90	0.89	0.80	0.61	0.39	0.91	0.56	0.87
Delta	1.12	0.95	1.19	1.36	0.00	1.10	0.00006	1.18
Gamma	0.044	0.24	0.018	0.37	- 1.00	0.018	0.58	0.47
A	6.15 E-09	7.51 E-09	1.09 E-08	7.74 E-09	0.034	4.58 E-09	0.025	1.01 E-08
B	0.12	0.11	0.21	0.39	0.58	0.10	0.41	0.13
Sigma[1]	0.57	0.78	0.62	0.83	0.79	0.66	0.76	0.79
Sigma[last]	1.03	1.00	1.01	1.01	1.11	1.00	0.97	0.99
R[last]	0.65	0.92	0.51	0.93	0.85	0.86	0.92	0.95
Parameter	EL ABADIA	TIKAAZALE CD54	BIR SAFSAF	FODDA BGE	SIDI SLIMANE	ELKARIMIA	LARBAT OULED FARES	EL ABADIA
Mu	-0.000037	-0.000051	0.00011	0.00058	-0.000089	0.00087	0.00022	-0.00037
Omega	0.99	0.88	0.93	0.89	0.17	0.94	0.84	0.30
Delta	1.36	1.03	1.02	1.26	3.68	0.083	1.52	0.000023
Gamma	0.15	0.11	0.05	0.95	0.02	0.304	0.45	- 0.61
A	2.13 E-09	2.54 E-09	4.59 E-09	0.11	0.22	3.84	0.16	0.09
B	0.02	0.13	0.075	3.19 E-09	0.51	- 2.72	1.96 E-07	0.62
Sigma[1]	0.72	0.51	0.44	0.68	0.62	0.18	0.59	0.42
Sigma[last]	1.00	1.01	1.01	0.91	1.01	0.59	0.95	1.15
R[last]	0.61	0.61	0.75	0.80	0.65	0.55	0.74	0.55
Parameter	BENARIA	CHEZIA CHAMBRE F	ES SOUALA ST.EXP	CHLEF DDA	MEDJADJA	OUM DROU (ROUAD)	SOUK EL HAD	BENARIA
Mu	0.00034	0.00064	-0.00030	-0.00023	0.00043	-0.00058	0.0023	-0.00076
Omega	0.90	0.59	0.82	0.92	0.40	0.68	0.73	0.14
Delta	1.37	4.23	1.25	1.10	1.20	0.00	1.36	10.50
Gamma	0.74	1.00	0.033	0.035	0.10	- 0.45	0.83	- 0.75
A	0.10	0.015	7.23 E-10	4.7 E-08	2.11 E-07	0.13	0.25	0.0013
B	6.89 E-09	0.07	0.19	0.10	0.61	0.19	5.61 E-09	0.055
Sigma[1]	0.71	0.76	0.76	0.39	0.56	0.15	0.44	0.33
Sigma[last]	0.93	0.90	1.00	1.02	1.02	1.33	0.80	0.83
R[last]	0.83	0.41	0.75	0.60	0.71	0.42	0.84	0.59

Parameter	OUED SLY	SIDI YAKOUB BGE	BOUKADER BGE	EL HAMADNA VILLAGE	TIARET DHW	SIDI YUCEF	RELIZANE ANRH	OUED SLY
Mu	-0.0028	0.000021	-0.00020	0.00010	0.00092	0.0002	-0.00081	0.0013
Omega	0.20	0.90	0.79	0.43	0.89	0.78	0.41	0.88
Delta	2.79	1.00	0.98	0.77	1.01	1.18	2.04	1.11
Gamma	- 0.98	0.10	0.19	- 0.46	0.15	0.08	- 1.00	0.10
A	0.04	0.10	0.00	0.08	0.07	1.79 E-07	0.15	4.42 E-09
B	0.64	0.10	0.22	0.51	0.00	0.23	0.33	0.13
Sigma[1]	0.01	0.20	0.51	0.46	937.53	0.49	0.69	0.73
Sigma[last]	0.82	1.09	1.01	1.01	0.90	1.01	1.11	1.01
R[last]	0.41	0.62	0.60	0.74	0.50	p0.85	0.71	0.57
Parameter	L'HILLIL	TAOUGRITE	ABOU EL HASSEN	SIDI AKACHA	CHERCHEL L PHARE	CHAREF	DJELFA	AIN MOULEH
Mu	0.0090	0.0022	0.00059	0.000016	0.0016	-0.00026	-0.000017	0.0020
Omega	0.87	0.76	0.51	0.82	0.22	0.52	0.48	0.68
Delta	1.08	1.49	1.35	1.01	0.78	0.00	1.06	0.33
Gamma	0.08	1.00	- 0.13	0.09	1.00	0.74	- 0.27	- 0.37
A	0.00	0.18	1.06 E-08	7.50 E-09	0.044	0.28	0.16	0.37
B	0.14	8.54 E-10	0.50	0.19	0.75	0.20	0.41	0.00
Sigma[1]	0.28	0.52	0.75	0.55	0.69	0.07	0.24	0.22
Sigma[last]	1.01	1.08	1.01	1.01	0.89	1.00	1.15	1.03
R[last]	0.56	0.80	0.79	1.16	0.69	0.65	0.50	0.35
Parameter	DAR CHIOUKH							
Mu	0.0031							
Omega	0.86							
Delta	1.25							
Gamma	0.26							
A	0.18							
B	3.19 E-08							
Sigma[1]	0.50							
Sigma[last]	1.02							
R[last]	0.71							