

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Impact des changements climatiques et anthropiques sur les ressources en eau dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda .

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0001-21

APA Citation (توثيق APA):

Khedimallah, Abderrahmane. (2021). Impact des changements climatiques et anthropiques sur les ressources en eau dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda [Thèse de doctorat, ENSH].

The digital repository of the Higher National School for Hydraulics "Digital Repository of ENSH" is a platform for valuing the scientific production of the school's teachers and researchers.

Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...) and broadcasting it online.

Digital Repository of ENSH is built on the open DSpace software platform and is managed by the Library of the National Higher School for Hydraulics. <http://dspace.ensh.dz/jspui/>

المستودع الرقمي للمدرسة الوطنية العليا للري هو منصة خاصة بتقييم الإنتاج العلمي لأساتذة و باحثي المدرسة.

يهدف المستودع الرقمي للمدرسة إلى حصر الإنتاج العلمي سواء كان منشورا أو غير منشور (أطروحات، مطبوعات، مبداعات، مقالات، البوريات، كتب....) و بنه على الخط.

المستودع الرقمي للمدرسة مبني على المنصة المفتوحة DSpace و يتم إدارته من طرف مديرية المكتبة للمدرسة العليا للري.

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



ENSH-(n° d'ordre)

**THESE DE DOCTORAT
DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Présentée par

Monsieur **KHEDIMALLAH ABDERRAHMANE**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE

Sujet de la thèse :

**Impact des changements climatiques et anthropiques sur les
ressources en eau dans les bassins du Cheliff et de la
Medjerda**

Thèse présentée et soutenue à Blida le 29/03/2021 devant le jury composé de :

M. RASSOUL Abdelaziz	Professeur, ENSH Blida	Président
M. MEDDI Mohamed	Professeur, ENSH Blida	Directeur de thèse
M. MAHE Gil	Dir. De Recherche IRD France	Co-Directeur de thèse
M. AMMARI Abdelhadi	MCA, ENSH Blida	Examineur
M. BOUANANI Abderrazak	Professeur, U.Tlemcen	Examineur
M. BOUDERBALA Abdelkader	MCA, U. Khemis Miliana	Examineur

Remerciement

Je remercie le bon Dieu tout puissant, de m'avoir mis sur ce chemin et de m'avoir accordé le courage et la détermination pour finir et parfaire ce travail

J'adresse mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, **Professeur Meddi Mohamed**, pour sa disponibilité, compréhension et sa guidance tout au long de mon parcours. Ainsi que pour son soutien intellectuel est indéniable.

J'adresse toute ma gratitude à mon co-directeur de thèse, **Directeur de recherche Mahé Gil** pour m'avoir reçu et prodigué ses connaissances et surtout pour ses conseils avisés qui, ont enrichi mon raisonnement.

Je remercie vivement **Professeur Rassoul Abdelaziz** de l'honneur qu'il me fait d'avoir accepté d'être président du jury.

Je tiens à remercier **Professeur Bouanani Abderrazak**, de bien vouloir étudier et évaluer avec attention ce travail.

Je remercie également **Docteur Ammari Abdelhadi** pour sa présence et lecture attentive de ma thèse.

Je tiens également à présenter mes remerciements à **Docteur Bouderbala Abdelkader**, d'avoir accepté d'assister et évaluer ce travail.

Je remercie le corps enseignant de l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Blida pour leurs efforts et compétences qui ont permis d'assurer une formation adéquate à l'ensemble des étudiants.

C'était un honneur d'être enseigné par vous.

Je remercie également *l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et l'Agence Nationale des Barrages et Transferts (ANBT)* pour leur assistance en me fournissant les données nécessaires à la réalisation de ce travail. Ainsi que **l'Université Hydro Science de Montpellier** pour son accueil pendant mon stage de formation.

Je tiens à adresser toute ma gratitude à ma famille, pour leurs conseils, amours, et confiances. Merci pour avoir cru en moi.

À ma mère et mon père...
Ce travail est aussi le vôtre.

ملخص

يهتم هذا العمل بدراسة أبعاد الزمان والمكان لسجلات من المعلومات الهيدرولوجية (معدلات هطول الأمطار، معدلات تدفق الأودية) على مستوى حوضين كبيرين في الجزائر (حوض الشلف الواقع في الغرب والمجردة في الشرق) والسعي إلى الربط بين تقلبات المناخ والتقلبات الهيدرولوجية التي تتجسد من خلال المؤشرات المناخية المختلفة (N-A،WeMOi،SOI،NAO). يعتمد هذا البحث على منهج الدراسة الإحصائية للسلسلة الزمنية والتي ترتبط بأبعادها بالزمان والمكان.

يكمن الهدف الرئيسي من هذا العمل في تحديد وتقدير العلاقات بين التقلبات المناخية المائية وتقلبات المناخ على نطاق كل حوض تمت دراسته مع أحواضه الفرعية الرئيسية. من خلال استخدام الأساليب التحليلية للأطياف المناسبة لدراسة العمليات الغير ثابتة (تحليل الموجات المستمر، تحليل تماسك الموجات)، يتم تحديد العديد من أنماط التباين من التحليل حسب المحطة (هطول الأمطار والتدفق): الدورة السنوية، بين السنوات ومتعددة السنوات. حيث نحدد الترددات 1 سنة، 2 سنة، 4-2 سنوات، 8-4 سنوات و16-8 سنة، مميزة على مدى فترات مختلفة على مستوى كل حوض، مما يسمح بتحليل التباين المكاني للإشارات التي أبرزتها طريقة الموجات. حيث تم تحديد ثلاث انقطاعات رئيسية في 1970، 1980 و 1990 لتساقط الأمطار وتم تحديد ثلاث حالات انقطاع للتدفق في 1970 و 1986 و 2000. كما أنه يوجد تناسق قوي للغاية بين تقلب التدفقات وهطول الأمطار في حوضي الشلف والمجردة، حيث في الشلف يتراوح من 72% إلى 85%، وفي المجردة يتراوح من 70% إلى 76%.

تشير النتائج إلى أن المؤشرات المناخية السائدة على أنماط تقلب هطول الأمطار على مستوى أحواض الدراسة هي NAO، WeMOi بمساهمة 66%-73%، والمؤشرات المناخية السائدة على أوضاع تغير التدفق هي NAO وSOI لحوض الشلف و NAO وWeMOi لحوض المجردة. مع مساهمة متغيرة بين 65%-73% حسب الأحواض الفرعية.

تشير أيضًا مكونات هطول الأمطار والتدفقات على مستويات مختلفة (سنوية، عقدية وعشرية) المرتبطة بالأنماط المناخية السائدة في هذه المقاييس الزمنية إلى نمط عام لشلف والمجردة. كما تتميز هذه النطاقات الزمنية إما بأنماط مشتركة للتغير أو بالأنماط السائدة (المحلية) لطريقة معينة لتقلب المناخ.

كلمات مفتاحية: حوض الشلف، حوض المجردة، التباين الهيدرولوجي، التقلبات المناخية، التحليل المستمر للموجات، التماسك الموجي، المؤشرات المناخية.

Abstract

This work consists in characterizing the temporal and spatial variability of hydroclimatic parameters (rainfall, flow rates) at the level of two large basins in Algeria (the Cheliff basin located in the west and the Medjerda in the east). It also seeks to find out the link between this climatic and hydrological variability with the climatic fluctuations materialized by the various climatic indices (NAO, SOI, WeMOi and N-A). The approach adopted is based on the statistical treatment of time series linked to the dimensions of "time and space".

The main objective of this thesis is to determine and quantify the relationships between hydroclimatic variability and climate fluctuations at the scale of each studied basin and its main sub-basins, by using spectral analytical methods adapted to the study of non-stationary processes (continuous wavelet analysis, wavelet coherence analysis). Several modes of variability are identified on the basis of the analysis by station (precipitation and flow): annual, interannual and decennial cycle. Frequencies of 1 year, 2 years, 2-4 years, 4-8 years and 8-16 years have been identified over different periods at the level of each basin, thus allowing a decomposition of the spatial variability of the signals highlighted by the wavelet method. Moreover, three main discontinuities are identified in 1970, 1980 and 1990 for rainfall, and three others in 1970, 1986 and 2000 for discharge. A very strong coherence between the variability of flows and rainfall in the Cheliff and Medjerda basins has been noted. In the Cheliff basin it varies from 72% to 85%, and in the Medjerda one from 70% to 76%.

The results indicate that the dominant climate indices on rainfall variability patterns at the study basin level are NAO, WeMOi with a contribution of 66% -73%. The dominant climate indices on the modes of flow variability are NAO and SOI for the Cheliff basin and NAO and WeMOi for the Medjerda basin, with a contribution varying from 65% to 73%, depending on the sub-basins.

Furthermore, the components of precipitation and flow at different scales (annual, interannual and decadal), associated with the predominant climatic patterns at these time scales, also indicate a general pattern for Cheliff and Medjerda. These time scales are characterized either by common modes of variability, or by the predominant (localised) modes of a particular climatic mode of variability.

Keywords: Cheliff basin; Medjerda basin; hydrological variability; climatic fluctuations; continuous wavelet analysis; wavelet coherence; climatic indices.

Résumé

Le travail consiste à caractériser la variabilité temporelle et spatiale des paramètres hydroclimatiques (pluies, débits) au niveau de deux grands bassins en Algérie (le bassin du Cheliff situé à l'Ouest et de la Medjerda à l'Est). Il a été également question de chercher les liens entre cette variabilité climatique et hydrologique avec les fluctuations climatiques matérialisées par les différents indices climatiques, NAO, SOI, WeMOi et N-A. L'approche adoptée est basée sur le traitement statistique des séries temporelles liées aux dimensions « temps et espace ».

Le principal objectif de ce travail réside dans la détermination ainsi que la quantification des relations entre la variabilité hydroclimatique et les fluctuations du climat à l'échelle de chaque bassin étudié et de ses principaux sous-bassins, via l'utilisation de méthodes d'analyses spectrales adaptées à l'étude des processus non stationnaires (analyse en ondelettes continues, analyse de la cohérence par ondelettes). Plusieurs modes de variabilités sont identifiés à partir de l'analyse par station (pluies et débits), du cycle annuel, interannuel et décennal. On a identifié des fréquences de 1 an, 2 ans, 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans, sur des périodes différentes au niveau de chaque bassin, permettant ainsi une décomposition de la variabilité spatiale des signaux mis en évidence par la méthode des ondelettes. Trois principales discontinuités sont identifiées en 1970, 1980 et en 1990 pour la pluie et trois discontinuités en 1970, 1986 et en 2000 sont identifiées pour le débit.

Une très forte cohérence entre la variabilité des débits et des précipitations dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda, dans le Cheliff allant de 72% jusqu'à 85%, et dans la Medjerda de 70% jusqu'à 76%.

Les résultats indiquent que les indices climatiques dominants sur les modes de variabilité des précipitations, au niveau des bassins d'études, sont NAO, WeMOi avec une contribution de 66%-73%, et les indices climatiques dominants sur les modes de variabilité des débits sont les NAO et SOI pour le bassin du Cheliff et les NAO et WeMOi pour le bassin de la Medjerda, avec une contribution varie de 65%-73% selon les sous bassins.

Les composantes des précipitations et des débits aux différents échelles (annuelle, interannuelles et décennale) associées aux modes climatiques prédominants à ces échelles de temps indiquent également un schéma général pour le Cheliff et de la Medjerda. Ces échelles de temps se caractérisent soit par des modes communs de variabilité, soit par les modes prédominants (localisés) d'un mode de la variabilité climatique en particulier.

Mots clés : bassin du Cheliff; bassin de la Medjerda; variabilité hydrologique; fluctuations climatiques; analyse par ondelettes continues; cohérence par ondelette; indices climatiques.

Table des matières

ملخص	i
Table des matières	iv
Liste des figures	x
Liste des tableaux	xiii
Liste des abréviations	xvi
Introduction générale	1
Chapitre I : Etat d'Art	
I.1 Changement climatique dans le monde	9
I.2 Changement du régime pluviométrique	14
I.3 Changement du régime hydrométrique	16
I.4 Modélisation pluie-débit	18
I.4.1 Typologie des modèles hydrologiques	18
I.4.2 Pourquoi des modèles hydrologiques ?	19
I.4.3 Différentes approches de modélisation	20
I.4.4 Critères de sélection	21
I.4.5 Applications des modèles hydrologiques	22
I.4.6 Qualités requises des modèles hydrologiques	23
I.4.7 Intérêt d'un modèle pluie-débit	23
I.5 Les relations entre régime pluviométriques et hydrométriques avec les indices climatiques	25
I.6 Méthode des ondelettes	29
I.7 Conclusion	31
Chapitre II : Données et Méthodes	
II .1 : Présentation des zones d'études	34
Introduction	34
II.1.2 Contexte des zones d'étude (Cheliff et de la Medjerda)	34
II.1.2.1 Aperçu géomorphologique	34
II.1.2.1.1 Présentation des bassins	34
a) Bassin du Cheliff	34
b) Bassin de la Medjerda	35
II.1.2.1.2. Caractéristiques morphométriques des bassins versants	36
a) Paramètres géométriques	37
b) Paramètre de forme	38
c) Rectangle équivalent	38
II.1.2.1.3 Etude de relief	40
a) Bassin du Cheliff	40
b) Bassin de la Medjerda	40
II.1.2.1.4 Paramètres de relief	42
a) Altitude	42

a.1) Altitude bassin du Cheliff	42
a.2) Altitude bassin de la Medjerda	42
b) Indices de pente Ig	43
c) Dénivelée spécifique Ds	44
II.1.2.2. Etude du réseau hydrographique	46
II.1.2.2.1 réseau hydrographique	46
a) réseau hydrographique du bassin du Cheliff	46
b) réseau hydrographique du bassin de la Medjerda	47
II.1.2.2.2. Paramètre hydrographique	47
a) Densité de drainage	47
b) Profil en long	49
b.1) Les profils du lit de l'oued et les pentes du bassin de Cheliff	49
b.2) Les profils du lit de l'oued et les pentes du bassin de la Medjerda	51
II.1.2.3 Occupation du sol	53
II.1.2.4 Géologie	55
a) Cadre géologique bassin du Cheliff	55
b) Cadre géologique bassin de la Medjerda	57
II.1.2.4.1 Lithologie	61
a) Lithologie Cheliff	61
b) Lithologie Medjerda	61
II.1.2.5 Hydrogéologie	62
a) Principaux aquifères bassin du Cheliff	62
b) Principaux aquifères de la Medjerda	64
II.1.2.6 La Climatologie des régions	65
II.1.2.6.1 Précipitation	65
II.1.2.6.2 Température	66
a) Bassin du Cheliff	66
b) Bassin de la Medjerda	67
II.1.2.6.3 Le vent	68
II.1.2.6.4 Evapotranspiration	69
a) Bassin du Cheliff	69
b) Bassin de la Medjerda	70
II.1.3 Conclusion	71
II.2 : Données, Méthodes et comblement des lacunes	72
II.2.1 Données et Méthodes	74
II.2.1.1 Données	74
II.2.1.1.1 Données pluviométriques	74
a) Origine des données pluviométriques	74
b) Localisation des stations pluviométriques	75
II.2.1.1.2 Données Hydrométriques	76
a) Origine des données hydrométriques	76
b) Localisation des stations hydrométriques dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda	77
II.2.1.1.3 Données Barrage	77

II.2.1.1.4 Données Climatique Température	78
a) Origine des données	78
b) Localisation des stations de Température dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda	78
II.2.1.1.5 Données Indices Climatiques	78
a) NAO	80
b) SOI	81
c) WeMOi	81
d) N-A	82
II.2.1.2 Méthodologie (Schéma synthétique de la démarche utilisée)	83
II.2.1.2.1 Méthodologie	84
II.2.1.2.2 Comblement des données lacunaires	85
a) Vecteur Régional (MVR)	85
a1) Historique de la méthode Vecteur Régional (MVR)	85
a2) Définition de la méthode Vecteur Régional (MVR)	85
b) Régionalisation climatique	88
b1) Définition des unités climatiques ou « régions »	88
b2) Régionalisation avec la méthode du vecteur régional	88
b2.1) Avantages et limites	88
b2.2) Elaboration des vecteurs régionaux	89
II.2.1.2.3 Pluviométrie	89
a) Comblement des lacunes (Méthode des vecteurs régional)	89
a.1) Brunet Moret	90
b) Test des ruptures d'une série chronologique	91
b.1) Description et définition des différents tests utilisés	91
1. Test Pettitt	91
2. La méthode bayésienne Lee et Heghinian	92
3. Segmentation d'Hubert	93
4. U Buishand et ellipse de bois	94
c) Etude de la tendance et saisonnalité d'une série chronologique.....	94
c.1 Mann-Kendall	94
c.2) Test de Kendall saisonnier.....	95
d) Méthode de Theisen (Pluies moyenne)	96
e) L'indice standardisé (SI)	98
II.2.1.2.4 Evapotranspiration	98
II.2.1.2.5 Hydrométrie	98
a) Modélisation Pluie-Débit	98
a.1) Justification et choix du modèle	98
a.2) Structure du modèle GR2M	100
a.3) Protocole d'identification et d'analyse des paramètres	101
- Identification des paramètres	101
- Critères d'optimisation et de qualité de l'ajustement du modèle	101
a.4) Détermination des périodes de calage et de validation	102
II.2.1.2.6 Méthode des Ondelettes	102

a) La transformée continue en ondelettes (CWT)	102
b) La cohérence des ondelettes	103
II.2.2 Comblement des lacunes pour les précipitations	104
II.2.2.1 Etude des précipitations	104
Introduction	104
II.2.2.1.2 Qualité et critique des données	104
II.2.2.1.3 Validation et critique des données SIEREM	105
a) Pour le bassin du Cheliff	105
b) Pour le bassin de la Medjerda	105
II.2.2.1.4. Comblement des lacunes	108
a) Traitement des données avant comblement	108
b) Régionalisation climatique pour combler les lacunes	110
b.1) Résultats : indices annuels pluviométriques	110
b.2) Résultats de la régionalisation	110
c) Reconstitution de données	112
c.1) Comblement des lacunes par la méthode des vecteurs régionaux	112
II.2.3 Comblement des lacunes pour les données hydrométriques	115
II.2.3.1 Etudes des Débits	115
II.2.3.1.1 Qualité et critique des données	116
II.2.3.1.2 Modélisation pour le comblement de lacunes	117
II.2.3.1.2.1 Modélisation hydrologique Model GR2M	117
a) Bassin du Cheliff	117
a1) Débit Ouerk	117
a2) Débit Cheliff (Ch-b)	118
a3) Débit Cheliff (Ch-e)	119
a4) Débit Cheliff (Ch-f)	120
a5) Débit Cheliff Maritime (Ch-g)	121
a6) Débit Mina	122
b) Bassin de la Medjerda	124
b1) Débit Medjerda	124
b2) Débit Mellegue	125
b3) Débit Zerga	126
II.2.4 Conclusion	127

Chapitre III : Résultats et Discussions

III .1 : Traitement des données	129
III.1.1 Tests de détection de ruptures sur les séries chronologiques	129
III.1.1.1 Interprétation et analyse des résultats	129
III.1.2 Pluie Moyennes sur les bassins du Cheliff et de la Medjerda	131
III.1.2.1 Pluie Moyennes sur les sous bassins du bassin du Cheliff et de la Medjerda par rapport aux stations hydrométriques	131
III.1.3 Indice standardisé pour la pluviométrie	132
III.1.3.1. Test de Mann-Kendall et Pettitt (Rupture et tendance) et test de kendall saisonnier Indice standardisé	132

III.1.4 Hydrométrie	134
III.1.4.1 Evolution des débits annuels	134
III.1.4.1.1 Variations des débits annuels moyens spécifiques (q l/s/km ²)	134
III.1.4.1.2 L'irrégularité inter annuelle des modules	136
i- L'hydraulicité (K_i)	136
ii- Coefficient d'immodération	136
iii- Coefficient de variation	136
III.1.4.2 Evolution des débits mensuel	137
III.1.4.3 Approche statistique : tests de détection des ruptures des débits	137
III.1.4.3.1 Pas de temps annuel	137
III.1.4.4 Indice standardisé pour le Débit	139
III.1.4.4.1 Approche statistique : tests de détection des ruptures et tendances Indice standardisé (Débit)	139
III.1.5 Coefficient d'écoulement	141
III.1.5.1. Evolutions des écoulements: Impact climatique ou anthropique?	144
III.1.6 Conclusion	145
III. 2 : Détermination des modes de variabilités pluviométriques et des débits par la méthode des ondelettes continues	147
III.2.1. Détermination des modes de variabilités pluviométriques par la méthode des ondelettes continues	147
III.2.1.1 Étude de la variabilité des pluies de 1968-2013	147
a) Bassin du Cheliff	148
b) Bassin de la Medjerda	149
III.2.1.2 Étude de la variabilité des débits de 1968-2013	151
a) Bassin du Chélif	151
b) Bassin de la Medjerda	152
III.2.1.3 Détermination de l'origine des modes de variabilité des débits de la zone d'étude : Comparaison avec les pluies	154
III.2.2 Conclusion	159
III.3: Apport de la cohérence par ondelettes continues pour déterminer les liens entre indices climatiques, pluies et débits	161
III.3.1 Utilisation de la cohérence par ondelette pour déterminer les liens entre indices climatiques, pluie et débit	162
III.3.1.1 Identification de la variabilité des indices climatiques par ondelette	162
III.3.1.1.1 Identification des modes de variabilité des fluctuations du climat	162
a) NAO	162
b) SOI	163
c) WeMOi	163
d) N-A	164
III.3.1.1.2 Synthèse des échelles de temps caractéristiques des fluctuations climatiques à l'échelle globale	165
III.3.1.2 Apports de la cohérence par ondelettes continues pour la caractérisation des liens potentiels entre indices climatiques, pluies et débits	166
III.3.1.2.1 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI, WMOI et N-A) et précipitation	166

III.3.1.2.1.1 Relation entre indices climatique et pluies	167
a) NAO	167
b) SOI	167
c) WeMOi	168
d) N-A	169
III.3.1.2.2 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI, WeMOi et N-A) et Débit	176
a) NAO	177
b) SOI	177
c) WeMOi	177
d) N-A	177
III.3.2 Conclusion	184
III.4: Synthèse de l'influence climatique sur les pluies et les débits à l'échelle interannuelle et décennale	186
III.4.1 Influence climatique alternative sur les précipitations à l'échelle interannuelle dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	186
a) Cheliff	186
b) Medjerda	187
III.4.2 Influence climatique alternative sur les débits à l'échelle interannuelle, décennale et annuelle dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	189
a) Cheliff	189
b) Medjerda	190
III.4.3 Conclusion	193
Conclusion générale	195
Références bibliographiques	201
Annexe II.1	227
Annexe II.2	227
Annexe II.3	228
Annexe II.4	228
Annexe II.5	229
Annexe II.6	230
Annexe III.1	231
Annexe III.2	232
Annexe III.3	233
Annexe III.4	234
Annexe III.5	235
Annexe III.6	236

Liste des figures

Figure I.1:	Forçage radiatif moyen mondial (RF) en 2005 (meilleures estimations et plages d'incertitude de 5 à 95%) par rapport à 1750 pour le COO et d'autres agents et mécanismes importants, ainsi que l'étendue géographique typique (échelle spatiale) du forçage et le niveau évalué de compréhension scientifique (LOSU)..	11
Figure I.2:	Comparaison des changements observés à l'échelle continentale et mondiale de la température de surface avec les résultats simulés par des modèles climatiques utilisant des forçages naturels ou à la fois naturels et anthropiques	12
Figure I.3:	Carte des résultats moyens multimodèles CMIP5 pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 en 2081–2100	13
Figure I.4:	Représentation schématique du fonctionnement d'un modèle hydrologique	19
Figure I.5:	Les différentes approches de modélisation	21
Figure II.1:	Situation géographique des bassins en étude (Cheliff et de la Medjerda)	36
Figure II.2:	Carte des régions des zones d'étude	37
Figure II.3:	Carte des sous bassins des régions d'étude	37
Figure II.4:	Carte de localisation des grands ensembles du Nord de l'Algérie	41
Figure II.5:	Altimétrie des bassins versants à partir du Modèle Numérique de terrain élaboré par le logiciel ArcGis pour un pas de 30 mètres	43
Figure II.6:	Classes du relief des sous-bassins des régions d'étude.....	45
Figure II.7:	Profil en long bassin du Cheliff	51
Figure II.8:	Profils de Medjerda et ses affluents majeurs	52
Figure II.9:	Extrait de la carte occupation du sol des Wilaya du Nord des bassins du Cheliff et de la Medjerda	54
Figure II.10:	Schéma structural de la chaîne alpine de la méditerranée occidentale	56
Figure II.11:	Carte géologique de la zone d'étude	58
Figure II.12:	Extrait de la carte Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of Africa	60
Figure II.13:	Carte pluviométrique moyenne annuelle pour l'Algérie du Nord	66
Figure II.14:	Répartition mensuelle des températures dans les stations de Températures dans le bassin du Cheliff entre (1968-2013)	67
Figure II.15:	Répartition mensuelle des températures dans la station de Tebessa (1968-2013) .	67
Figure II.16:	Atlas vent saisonniers de la vitesse moyenne annuelle à 10 m du sol. (Eté, Printemps, Hiver et automne)	69
Figure II.17:	Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968 et 2013 bassin du Cheliff	70
Figure II.18:	Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968 et 2013 bassin de la Medjerda	70
Figure II.19:	Localisation des stations pluviométriques dans les bassins du Chélif et de la Medjerda	76
Figure II.20:	Localisation des stations hydrologiques dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda	77
Figure II.21:	Localisation des stations de température	78
Figure II.22:	Les principaux indices climatiques utilisés (NAO, SOI, WeMOi et N-A)	79
Figure II.23:	Effets de l'anomalie positive et négative de l'NAO sur les systèmes météorologiques	80
Figure II.24:	Phases négative et positive de WeMOi	82
Figure II.25:	Valeurs moyennes annuelles de (NAO, SOI, WeMOi et N-A) pour la période 1968-2013 (bleu), régression polynomiale du 2ème degré (noir)	82

Figure II.26:	Schéma synthétique de la démarche utilisée	83
Figure II.27:	Interface de la méthode Vecteur Régional (MVR) hydraccess	86
Figure II.28:	Interface de logiciel hydraccess	86
Figure II.29:	Extrait d'un diagramme de Voronoï	97
Figure II.30:	Schéma de fonctionnement du modèle hydrologique GR2M version globale	100
Figure II.31:	Localisation des stations de pluie dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda de la grille SIEREM	105
Figure II.32:	Comparaison entre les stations de base de la grille SIEREM et les stations de l'ANRH dans les bassins versant Cheliff et de la Medjerda	107
Figure II.33:	Comparaison entre les valeurs moyennes interpolées de la grille SIEREM et la moyenne calculée des stations de l'ANRH dans le bassin versant du Cheliff	107
Figure II.34:	Comparaison entre les valeurs moyennes interpolées de la grille SIEREM et la moyenne calculée des stations de l'ANRH dans le bassin versant de la Medjerda	107
Figure II.35:	Localisation des régions climatiques dans les bassins versants du Cheliff et de la Medjerda	110
Figure II.36:	Indices annuels des précipitations de différentes régions du Bassin du Cheliff.....	114
Figure II.37:	Indices annuels des précipitations de différentes régions du bassin de la Medjerda.....	115
Figure II.38:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ouerk)	118
Figure II.39:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M- station (Ouerk).....	118
Figure II.40:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-b)	119
Figure II.41:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M- station (Ch-b).....	119
Figure II.42:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-e)	120
Figure II.43:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M - station (Ch-e).....	120
Figure II.44:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-f)	121
Figure II.45:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M - station (Ch-f).....	121
Figure II.46:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-g)	122
Figure II.47:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M - station (Ch-g).....	122
Figure II.48:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Mina)	123
Figure II.49:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M station (Mina).....	123
Figure II.50:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Medjerda)	124
Figure II.51:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M - station (Medjerda)	124
Figure II.52:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Mellegue)	125
Figure II.53:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M-station (Mellegue)	125
Figure II.54:	Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Zerga)	126
Figure II.55:	Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M-station (Zerga).....	126

Figure III.1:	Les stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes et les polygones de Thiessen correspondant pour les bassins du Cheliff et de la Medjerda	131
Figure III.2:	Calcul des pluies moyennes pour chaque sous bassins	131
Figure III.3:	Indice standardisé moyen de la pluviométrie annuel dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	132
Figure III.4:	Répartition des débits spécifiques par rapport à la surface des sous bassins versant du bassin du cheliff et de la Medjerda	135
Figure III.5:	Distribution des débits mensuels moyens dans les bassins d'études	137
Figure III.6:	Indice standardisé moyen du débit annuel dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	139
Figure III.7:	Variation Coefficients d'écoulements annuels standardisés (CE) sur le bassin du Cheliff et de la Medjerda	142
Figure III.8:	Graphique représentant les courbes de volumes cumulés annuels et le nombre des barrages dans le bassin du Cheliff	144
Figure III.9:	Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	150
Figure III.10:	Spectres de l'analyse en ondelettes continues des débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	153
Figure III.11:	Spectres locaux de l'analyse de la cohérence des débits/précipitations par ondelettes sur les bassins du Cheliff et de la Medjerda	157
Figure III.12:	Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des principaux indices climatiques NAO, SOI, WeMOi, N-A les contours en pointillés figurent les fluctuations statistiquement significatives, a un niveau de confiance de 90%. La ligne noire figure le cône d'influence.	165
Figure III.13:	Spectres de cohérence en ondelettes entre NAO et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	172
Figure III.14:	Spectres de cohérence en ondelettes entre SOI et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	173
Figure III.15:	Spectres de cohérence en ondelettes entre WeMOi et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	174
Figure III.16:	Spectres de cohérence en ondelettes entre N-A et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	175
Figure III.17:	Spectres de cohérence en ondelettes entre NAO et données mensuelles des débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	180
Figure III.18:	Spectres de cohérence en ondelettes entre SOI et données mensuelles débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	181
Figure III.19:	Spectres de cohérence en ondelettes entre WeMOi et les données mensuelles débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	182
Figure III.20:	Spectres de cohérence en ondelettes entre N-A et les données mensuelles débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda	183
Figure III.21:	Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les précipitations moyenne dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda	188
Figure III.22:	Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les débits des bassins du Cheliff et de la Medjerda	192

Liste des tableaux

Tableau II.1:	Caractéristiques de formes des sous-bassins (Superficie, périmètre, indice de compacité et rectangle équivalent)	39
Tableau II.2:	Classification des reliefs selon l'ORSTOM	44
Tableau II.3:	Indices des pentes et classes du relief des sous-bassins	45
Tableau II.4:	Densité de drainage des sous-bassins du Chélif et de la Medjerda	48
Tableau II.5:	Pente des oueds Cheliff et Medjerda et ses principaux affluents	50
Tableau II.6:	Variation de la pente des oueds Medjerda et Mellegue	52
Tableau II.7:	Occupation du sol dans les bassins Cheliff et de la Medjerda	53
Tableau II.8:	Températures moyennes mensuelles (°C) entre 1968 - 2013 dans le bassin du Cheliff	66
Tableau II.9:	Températures moyennes mensuelles (°C) entre 1968 - 2013 dans le bassin de la Medjerda	67
Tableau II.10:	Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968-2013 dans le bassin du Cheliff	69
Tableau II.11:	Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968-2013 bassin de la Medjerda	70
Tableau II.12:	Inventaire des stations pluviométriques dans le bassin versant du Cheliff et de la Medjerda	75
Tableau II.13:	Inventaire des stations hydrométriques dans le bassin versant du Cheliff.....	76
Tableau II.14:	Barrages disponible dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	77
Tableau II.15:	Données de température dans différent bassins d'étude	78
Tableau II.16:	Principaux indices climatiques	79
Tableau II.17:	Tableau comparative entre les trois methodes Theisen, Inverse de distance et Krigeage	96
Tableau II.18:	Nombre de mois lacunaires des données pluviométriques bassin de la Medjerda	108
Tableau II.19:	Nombre de mois lacunaires des données pluviométriques bassin du Cheliff ...	109
Tableau II.20:	Régions climatiques dans le bassin versant du Cheliff	111
Tableau II.21:	Régions climatiques dans le bassin versant de la Medjerda	112
Tableau II.22:	Nombre de mois lacunaires des données de débits dans le bassin du Cheliff	116
Tableau II.23:	Nombre de mois lacunaires des données de débits dans le bassin de la Medjerda	116
Tableau II.24:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ouerk)	117
Tableau II.25:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-b)	118
Tableau II.26:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-e)	120
Tableau II.27:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-f)	121
Tableau II.28:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-g)	122
Tableau II.29:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Mina)	123
Tableau II.30:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Medjerda)	124
Tableau II.31:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Mellegue)	125

Tableau II.32:	Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Zerga)	126
Tableau III.1:	Résultats des tests de détection de rupture sur les séries comblées de précipitations annuelles pour chaque région du bassin du Chéllif et de la Medjerda	129
Tableau III.2:	Résultats des tests de détection de rupture sur les pluies annuelles pour chaque station et dans chaque région du bassin du Cheliff et de la Medjerda..	130
Tableau III.3:	Résultats des tests statistiques des pluies moyennes analysées sur le bassin du Cheliff et de la Medjerda. Le tableau indique la valeur P du test de Mann-Kendall et le Sen's slop de la tendance (+ si hausse, - si diminution). La dernière colonne contient la date probable de rupture du test de Pettitt	134
Tableau III.4:	Débit spécifiques et lames d'eau écoulées - bassin du Cheliff et de la Medjerda	135
Tableau III.5:	Valeurs caractéristiques des modules au niveau des bassins versants du Cheliff et de la Medjerda	136
Tableau III.6:	Résultats des tests de détection de rupture sur les débits annuels pour chaque station dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	138
Tableau III.7:	Résultats des tests statistiques sur les ruissèlements analysés sur le bassin du Cheliff et de la Medjerda. On fournit, la valeur p du test de Mann-Kendall et le Sen's slop de la tendance (+ si hausse, - si diminution). La dernière colonne contient la date probable de rupture du test de Pettitt	141
Tableau III.8:	Variation des coefficients d'écoulements moyens en % dans les décennies d'étude dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda	143
Tableau III.9:	Rupture des Coefficients d'écoulements annuels dans le bassin du Cheliff et la Medjerda	143
Tableau III.10:	Détection des ruptures pour les volumes cumulés annuels des barrages dans le bassin du Cheliff	145
Tableau III.11:	La variation temporelle des modes de variabilité des précipitations, extraite de l'analyse en ondelettes continue, au sous-bassin de Cheliff et Medjerda.....	151
Tableau III.12:	Récapitulatif de la variation temporelle de la variabilité du ruissellement, extraite de l'analyse en ondelettes continue, au sous-bassin de Cheliff et Medjerda	154
Tableau III.13:	Comparaison entre les précipitations et les débits, au sous-bassin du Cheliff et de la Medjerda	156
Tableau III.14:	Quantification des relations entre débits et précipitation à l'échelle du bassin versant du Cheliff et de la Medjerda	158
Tableau III.15:	Synthèse globale des fluctuations identifiées par analyses en ondelettes continues dans les principaux indices climatiques	166
Tableau III.16:	Récapitulatif des corrélations moyens des indices climatiques avec les pluies moyen par chaque sous bassins	169
Tableau III.17:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre NAO/pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	170
Tableau III.18:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre SOI/pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	170
Tableau III.19:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre WeMOi/ pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés.....	171
Tableau III.20:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre N-A/ pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	171
Tableau III.21:	Comparaison des corrélations moyens entre NAO / écoulements (débit) synchrones et retardés 1 mois, 2 mois et 3 mois	176

Tableau III.22:	Récapitulatif des corrélations moyennes des indices climatiques avec les débits moyen par chaque sous bassins	178
Tableau III.23:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre NAO/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	178
Tableau III.24:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre SOI/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	179
Tableau III.25:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre WeMOi/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	179
Tableau III.26:	Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre N-A/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés	179

Liste des abréviations

A	Surface du bassin versant
ABH-CZ	Agence de Bassin Hydrographique Cheliff-Zahrez
ANBT	Agence Nationale des Barrages et Transferts
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydriques
AO	Oscillation Arctique
AOP	Oscillation décennale du Pacifique
BNEDER	Bureau National d'Études pour le Développement Rural
CWT	La transformée continue en ondelettes
EAU	Emirat Arabe Unis
ENSO	Niño Southern Oscillation
ETP	Evapotranspiration potentielle
GR2M	Génie Rural à 2 paramètres au pas de temps Mensuel
GR4J	Génie Rural à 4 paramètres au pas de temps Journalier
IPCC	Panel Intergouvernemental sur le Changement Climatique
IRD	Institut de Recherche pour le Développement "France"
IRSTEA	Institut national de recherches en sciences et technologie pour l'environnement et l'agriculture
Kc	Indice de compacité
MO	Mediterranean Oscillation
MVR	méthode du Vecteur Régional
N-A	Indice Nord-Algerie
NAA	Nord-Africain asiatique
NAM	Northern annular mode
NAO	Oscillation Nord Atlantique
O.R.G.M	Office National de la Recherches Géologiques et Minières
P	périmètre
PDO	Oscillation Pacifique Décennale
PNA	Pacifique Nord-Américain
PNE	Plan National de l'Eau
S.I.G	Système Informatique Géographique
SH	Souk Ahras
SI	Indice standardisé
SIEREM	Système d'Information Environnementale sur les Ressources en Eau et leur Modélisation
SOI	Oscillation Australe
SST	Température de surface de la me
WCO	Cohérence des ondelettes
WeMOi	Indice d'oscillation de la Méditerranée occidentale

Introduction générale

Le changement climatique est le résultat des changements à long terme du climat qui se sont produits sur des décennies, des siècles ou plus (IPCC 2014). L'augmentation rapide des gaz à effet de serre dans l'atmosphère terrestre en est la principale cause, elle est due principalement à la combustion de fossiles (charbon, pétrole, gas naturel, ...etc) (Nakicenovic et al. 2000; Le Gros 2020). Les procédés industriels sont aussi des causes anthropiques à l'origine des émissions de substances chimiques artificielles appelées hydrocarbures halogénés (CFC, HFC, PFC) et autres gaz persistants tels que l'hexafluorure de soufre (SF₆) (IPCC 2014; Boé 2019). L'ozone présent dans la basse atmosphère est indirectement produit par les gaz d'échappement des automobiles et par d'autres sources.

Ces émissions de gaz provoquent le réchauffement de la Terre, entraînent l'élévation du niveau des mers (Seguin 2010). Elles sont la cause des changements climatiques (tempête, modification des courants océaniques et des précipitations...) (Danielsen et al. 2005; Tanaka 2009; Boukrin 2011; IPCC 2014; Wu et al. 2020). Ces impacts affecteront certainement la santé humaine, les forêts, l'agriculture, les réserves d'eau douce (Lomas et Bates 2004; Hadria et al. 2005; Mahé 2006).

Les phases de phénomènes océaniques et atmosphériques couplés dont El Niño (ENSO) et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) sont généralement associées avec la variabilité globale du climat à court terme (Cassou et Guilyardi 2007; Dieppois 2013; Li 2017). Alors que El Niño Southern Oscillation (ENSO) affecte la météo et la variabilité du climat dans le monde entier, l'oscillation nord-atlantique (NAO) représente le mode de climat dominant dans la région de l'Atlantique Nord (Six et al. 2001; Hurrell et al. 2003; Cassou 2004; Ruprich-Robert 2014). Ces oscillations ont été utilisées dans plusieurs recherches pour développer des modèles précis en mesure de prévoir la variabilité climatique (Pan et al. 2004; Miller et al. 2006; Zamrane et al. 2016).

L'hémisphère Nord est affecté par une sécheresse marquée (Moisselin et al. 2002; Lotsch et al. 2005; Taibi et al. 2013; Zeroual et al. 2019) résultant de la perturbation du système océan-atmosphère. Les pays Méditerranéen sont particulièrement vulnérables à la variabilité climatique, parcequ'ils sont exposés à une désertification accélérée, à l'aridité du sol et à la raréfaction des ressources en eau dans un contexte de croissance démographique et une demande en eau croissante (Pachauri and Reisinger 2007; IPCC 2014). Ces pays disposent de capacités techniques et financières provenant des ressources naturelles pour la mise en œuvre des options d'adaptation à grande échelle (Bleu 2008).

Certains modes de circulation à grande échelle (NAO, SOI,...) peuvent avoir des liens très forts avec le climat régional et peuvent être un outil d'analyse intéressant du climat régional (Hurrell 1995; Di mauro 2008; Brigode et al.2013; Taibi 2014; Zamrane et al. 2016).

Depuis le début de la période marquée par la sécheresse, plus précisément à partir des années 1970, plusieurs auteurs ont étudié la variabilité hydrologique en Afrique impactée par ce phénomène. C'est ainsi que de nombreuses recherches ont porté sur les zones sahéliennes (Winstanley 1973; Bunting et al. 1976; Lamb 1978, 1982; Nicholson 1979,1983; Olivry 1983, 1987; Hulme 1992; Mahé and Paturel 2009), en Afrique de l'Ouest et Afrique centrale (Sircoulon 1976; Lambergeon 1977; Motha et al. 1980; Nicholson 1980; Mahé et Olivry 1995), et d'autres en Afrique du Nord (Meddi et al. 2010; Taibi et al. 2013; Khomsi et al. 2013; Merabti et al. 2018 ; Habibi et al. 2018; Kotti et al. 2018; Bouabdelli et al. 2020).

L'affectation du régime pluviométrique est l'une des causes du changement climatique, dans le bassin Méditerranéen. Celui-ci s'est caractérisé par une baisse significative durant les dernières décennies avec des sécheresses qui ont considérablement augmenté (New et al. 2001; Knippertz et al. 2003; Rodigro and Trigo 2007; Benassi 2008; Singla et al. 2010; Driouech et al. 2010; Meddi et al. 2010; Taibi et al. 2013; Khomsi et al. 2013; Zamrane et al. 2016; Elmeddahi et al. 2016a; Jemai et al. 2017; Zeroual et al. 2017; Bouabdeli et al. 2020).

En hiver, lorsque des perturbations synoptiques extratropicales traversent la région nord africaine, les côtes méditerranéennes reçoivent plus de précipitations Knippertz et al. (2003). Cependant, Knippertz et al. (2003) ont montré que les pluies d'hiver frontal qui affectent régulièrement les parties nord et ouest du Maroc et la côte algérienne, ne parviennent généralement pas aux côtes sud des montagnes de l'Atlas.

L'identification du bassin méditerranéen comme région des plus vulnérables aux « crises de l'eau » est tributaire du fait que ses ressources en eau sont limitées, accentués par d'importants changements climatiques et des pressions anthropiques croissantes (Pachauri and Reisinger 2007; Solomon 2007; IPCC 2014).

Devant les signaux d'alarme des scientifiques, l'extraction de l'eau et les effets du changement climatique ont poussé les gouvernements à construire de grands ouvrages ou à exploiter les aquifères souterrains, comme c'est le cas des grands aquifères fossiles d'eau dans le désert du Sahara, en l'occurrence l'aquifère artésien de l'Erg oriental, qui s'étend de l'Algérie à la Tunisie, et le grès de Nubie sous-jacent à la Libye, l'Égypte et le Soudan. Les

barrages ont des impacts notoires sur l'environnement en modifiant les habitats, en altérant les processus hydrologiques et géomorphologiques. Le changement climatique s'accompagne aussi d'un potentiel de conflit critique sur les ressources en eau.

Les bassins versants peuvent être considérés comme des indicateurs représentant à la fois les variations du climat et les activités humaines, dans un contexte de changement global. Ils intègrent les hétérogénéités de nombreux paramètres, notamment hydrologiques, sédimentaires et climatiques, en plus ils sont touchés par les activités anthropiques (Coladon 2010; Milano 2010).

Les transferts d'eau des grands bassins versant ont été utilisés comme « archives » des changements climatiques et environnementaux à une échelle globale. Par exemple, en utilisant des enregistrements historiques de débits, Labat et al. (2004) et Labat (2006, 2008, 2010) concluent à une augmentation du ruissellement global en relation avec le réchauffement climatique, et montrent également l'existence de relations entre des oscillations du cycle hydrologique continental et des « forçages » climatiques, comme le phénomène ENSO « El Niño Southern Oscillation » ou la NAO « North Atlantic Oscillation ». Dans l'hémisphère nord.

La variabilité des conditions hydrologiques des deux côtés de l'océan Atlantique et leur relation avec les fluctuations internes du système climatique ont été étudiées par Laignel et al. (2010) et où ont été soulignées les liens potentiels entre la variabilité hydrologique et les indices climatiques tels que les NAO et SOI.

Taibi et al. (2013) ont étudié les relations entre les précipitations et quatre types de circulation atmosphérique influençant en général la variabilité climatique des différentes régions du bassin méditerranéen où les liens potentiels entre la variabilité hydrologique et les indices climatiques tels que les (ENSO, NAO, MO et WeMOi) dans le Nord Algérien ont été mis en relief.

L'analyse des séries chronologiques est une question fondamentale en climatologie ainsi que dans de nombreux domaines de recherche, (Van Storch and Zwiers 1999; Ghil et al. 2002). Diverses approches méthodologiques peuvent être utilisées pour détecter des changements potentiels dans les enregistrements hydrologiques et climatique historiques à titre d'exemple les analyses statistiques de tendances.

L'évolution des séries des paramètres climatiques et indices climatiques ainsi que la relation qui peut éventuellement exister entre eux ont été étudiées en utilisant de nombreuses méthodes statistiques.

L'analyse spectrale, qui est largement utilisée, a pour but essentiel l'identification des principales bandes fréquentielles, ainsi que les périodicités potentielles présentes dans un signal (Lafreniere and Sharp 2003; Pekarova et al. 2003; Andreo et al. 2006; Zhang et al. 2019; Fung et al. 2019; Partal et Sezen 2019; Das et al. 2020; Sezen and Partal 2020; Zhang et al. 2020). La méthode classique pour étudier ces données par décomposition en fréquence est l'analyse de Fourier (Priestley 1992; Brockwell et Davis 1987; Koopmans 1995) représentant une méthode imprécise et inefficace de localisation « temps-fréquence », parce qu'elle impose un 'intervalle de réponse' (Morlet 1983; Morlet et al. 1983; Meyer et al. 1987; Morizet 2006; Mateescu and Haidu 2007). C'est une méthode d'analyse utilisée pour extraire des informations de fréquence locale d'un signal (Lau et Weng 1995).

La transformée en ondelettes permet une localisation dans le temps de la variabilité d'un signal donné, de plus, elle permet d'outre passer une seconde limitation de la transformée de Fourier qui consiste en la détection, des cycles. Or, la variabilité des paramètres naturels (variables soit climatiques ou hydrologiques), ne s'exprime pas toujours au travers de cycles ou périodicités, en tous les cas pas nécessaire à l'échelle de temps considérée (Morizet 2006). Pour décrire correctement ces fluctuations, il est donc nécessaire d'identifier des « pics d'énergie » ou des « bandes d'énergie » recouvrant certaines échelles de temps, ce qu'autorise la transformée en ondelettes sur les échelles de temps considérées où les processus climatiques sont souvent non stationnaires (Torrence and Compo 1998; Erwan 2006; Labat et al. 2010). La transformation par ondelettes est un processus de décomposition d'une série de fréquences dans le temps et de l'énergie sur les composants temps, elle est maintenant un outil d'analyse établi pour les processus non stationnaires (Torrence and Compo 1998; Daubechies 1990; Labat et al. 2000; Labat 2010).

Les analyses en ondelettes continues, permettent de détecter les structures (périodicités, fluctuations) et leur évolution au cours du temps (discontinuités) des signaux instationnaires (Torrence and Compo 1998; Daubechies 1990; Labat et al. 2000; Labat 2010; Laferrière et Sharp 2003; Massei et al. 2009, 2011). La transformation en d'ondelettes a été appliquée avec succès à l'analyse des caractéristiques climatiques, telle que la caractérisation de la réponse hydrologique (Massei et al. 2009, Rossi et al. 2009, Smith et al. 2009), la structure temporelle

de l'oscillation australe (Wang et Wang 1996), la variabilité de la température interannuelle et les changements dans la température mondiale (Park and Mann 2000). Dans la littérature, on trouve ainsi des exemples de l'application de la transformée en ondelettes pour l'analyse des précipitations (Nolin and HallMcKim 2006; Massei et al. 2007; Fritier et al. 2012), de la hauteur d'eau des lacs (Kucuk et al. 2009), des précipitations/débits (Zume and Tarhule 2006; Zamrane et al. 2016; Turki et al. 2016; Jemai et al. 2017).

Dans cette thèse, il sera question d'étudier la variabilité temporelle de la réponse hydrologique (changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques) par l'analyse de séries chronologiques (précipitations, débits) en relation avec les fluctuations climatiques (représentées par des indices climatiques tels que SOI, la NAO, la N-A et WeMOi).

D'autres facteurs ayant une incidence sur la réponse hydrologique seront abordés, notamment les modifications du milieu physique, changements de l'occupation des sols, les aménagements qui ont leurs importances sur les bassins versants.

Ce travail a été réalisé au niveau de deux régions en Algérie à savoir : le bassin du Cheliff, situé au Nord Ouest de l'Algérie et le bassin de la Medjerda positionné au Nord Est. Ces régions présentent des contextes climatiques et géomorphologiques différents.

L'étude s'articule autour des questionnements suivants :

- (i) les données analysées sont-elles représentatives du point de vue régional / temporel?
- (ii) Peut-on observer des changements significatifs dans le comportement hydrologique et climatique des bassins versants ces cinquante dernières années ?
- (iii) Quels sont les points communs et les différences entre les bassins ? Est-ce que les points communs entre les bassins versants peuvent être expliqués par les indices climatiques et lesquels?

Ce travail de thèse a pour but de mieux comprendre la variabilité hydrologique des grands bassins versants de l'Algérie (Cheliff, Medjerda) et de caractériser les liens existants entre cette variabilité et les fluctuations climatiques. Le choix de ces bassins versants est dû au contexte climatique, localisation géographique, la superficie (Parmi les plus grands bassins d'Algérie) et l'embouchure des deux oueds qui est la méditerranée.

Il sera proposé d'étudier la variabilité temporelle de la réponse hydrologique (changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques) par l'analyse de séries chronologiques (précipitations in situ, débits) en relation avec les fluctuations climatiques

représentées par des indices climatiques (SOI, NAO, N-A et WeMOi). Les autres facteurs pouvant influencer la réponse hydrologique notamment la lithologie, la géologie, occupation des sols, influence de la nappe affectant le débit seront abordés dans la présentation des deux bassins.

Les objectifs spécifiques de ce travail de thèse sont :

- Déterminer et quantifier les principaux modes de la variabilité de la réponse hydrologique et climatique du Cheliff, et de la Medjerda.
- Etudier et quantifier les relations entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques.
- Dédire les facteurs de contrôle climatique et physiographique (barrages, occupation des sols) à l'origine des changements hydrologiques.

La thèse est structurée en trois (03) chapitres :

Le premier chapitre présente une étude bibliographique, les hypothèses de travail et fait l'état des connaissances sur la problématique et bibliographie de la variabilité climatique.

Le deuxième chapitre est relatif aux données et méthodes, et est scindé en deux (02) sous chapitre :

- Le premier, il portera sur la présentation des deux zones d'études,
- Le Deuxieme concerne la méthodologie employée, la base de données utilisée, ainsi que le comblement des lacunes des données pluviométrique et hydrométrique.

Le troisième chapitre concerne les résultats et discussions et est scindé en quatre (04) sous chapitre :

- Le Premier comportera les résultats des traitements des données.
- Le Deuxieme présentera la variabilité hydro climatique, les principaux modes de variabilité des pluies et des débits au niveau des bassins du Cheliff et de la Medjerda.
- Le Troisieme sera consacrée à la contribution des facteurs climatiques avec la détermination des échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques et l'étude des liens avec les paramètres hydrologiques.
- Le Quatrieme sera une synthèse de l'influence des indices climatiques sur les pluies et les débits à différentes échelles de temps.

Chapitre I : Etat d'Art

Chapitre I : Etat d'Art

I.1 Changement climatique dans le monde

Au cours du 20^{ème} siècle, la pression exercée par les forçages externes sur le climat s'est manifestée, en premier lieu, par des perturbations des forçages radiatifs (Pachauri and Reisinger 2007; IPCC 2014; Change 2019). Les observations semblent indiquer que le système climatique répond à ces perturbations par des modifications des grands équilibres fondamentaux que sont les cycles énergétique et hydrologique (IPCC 2014).

La comparaison des contributions relatives des différents forçages naturels et anthropiques met en évidence l'importance de l'augmentation des concentrations atmosphériques en Gaz à Effet de Serre (GES) (Nakicenovic et al. 2000; Forster et al. 2007; Peters and Hertwich 2008; Le Gros 2020). Les bouleversements technologiques qui ont accompagné l'essentiel des activités humaines dans les domaines de l'industrie, des transports, de l'agriculture, de l'élevage et de l'habitat ont eu pour incidence des modifications majeures de la composition chimique atmosphérique (Figure I.1) (IPCC 2014; Shapiro et Trade 2016). La combustion d'énergie fossile ainsi que la modification de l'utilisation des sols, et notamment la déforestation, entraînent une augmentation continue de la concentration atmosphérique des GES d'origine anthropique (Shapiro et Trade 2016; Wu et al. 2020). Par conséquent, la part de rayonnement infrarouge absorbée par l'atmosphère, puis réémise vers la surface, augmente (Pachauri and Reisinger 2007; IPCC 2014). Le flux de chaleur ainsi induit correspond à un forçage radiatif additionnel vers la surface d'environ $+2.63 \text{ W/m}^2$ entre 1750 et 2005 (Forster et al. 2007). L'estimation du forçage radiatif induit par cette augmentation est près de 20 fois supérieure à celui induit par les variations de l'ensoleillement depuis 1750 (Forster et al. 2007; Pachauri and Reisinger 2007). La poursuite des émissions anthropiques de GES pour le siècle en cours est inévitable (IPCC 2014). Dans ce contexte, les climatologues s'efforcent d'établir des projections du climat futur qui évaluent la réponse du système climatique à des scénarios possibles d'évolution des émissions anthropiques (IPCC 2014). Les scientifiques et les experts internationaux dans le climat et les sciences de l'environnement font des études à travers le monde pour déceler les impacts de changements climatiques sur les différents secteurs et aspects de la vie sur la planète terre (IPCC 2014 ; Porter et al. 2017 ; Wardekker and Lorenz 2019 ; Gobler 2020).

La superposition de processus internes et de réponses aux forçages externes d'origine anthropique ou naturelle sont les principales causes de l'évolution du climat (Figure I.1) (Alain 2000; IPCC 2014). L'amplification du réchauffement suite à la relation entre le réchauffement de l'atmosphère et l'augmentation de son contenu en vapeur d'eau qui devient un puissant GES (Pachauri and Reisinger 2007; Smith et al. 2009). Dans ce contexte, il faudrait s'attendre à ce qu'un réchauffement des températures moyennes de la surface du globe va entraîner une importante fonte de glaciers polaires et des Alpes ainsi qu'une élévation du niveau de la mer pouvant atteindre jusqu'à 95cm d'ici la fin du 21^{ème} siècle (Figure I.3) (Paskoff 1998; Alain 2000; Brunel 2010; Nicholls and Cazenave 2010; IPCC 2014; Cazenave et Le Cozannet 2014; Guérémy 2020; Croteau 2020). Cette élévation, résultant de la fonte des glaciers et l'expansion thermique de l'eau, mettrait en danger les basses terres côtières (Stephenson et al. 2000; Alain 2000; IPCC 2014). La chaleur pénètre de la surface aux profondeurs de l'océan et affecte la circulation océanique (Figure I.2) (IPCC 2014).

Un grand nombre d'études à l'échelle mondiale ont montré que les variations dans les conditions climatiques ainsi que l'évolution des extrêmes climatiques ont été influencé significativement par le phénomène des changements climatiques d'origine anthropiques (Wanner 1999; Cassou 2004; Pachauri and Reisinger 2007; Meinshausen et al. 2009; Senatore et al. 2011; Booth et al. 2012; IPCC 2014; Hawkins et al. 2017; King et al. 2017; Janssens-Maenhout et al. 2017; Kalmus 2017; Mann et al. 2017; Nkemelang et al. 2018; Undorf et al. 2018, Bongaarts 2019; Marvel et al. 2019; Miller & Moore 2020; Schwartzman and Keeling 2020). Les phénomènes extrêmes climatiques comme les vagues de chaleur, sécheresse, l'intensification des événements de fortes précipitations, cyclones, tornades, ouragans et les feux de forêts, ont connu une récurrence de plus en plus fréquente ainsi des intensités plus fortes à partir des années 1950 (Min et al. 2011; IPCC 2014; Hsiang et al. 2017 ; Donat et al. 2019; Song et al. 2019).

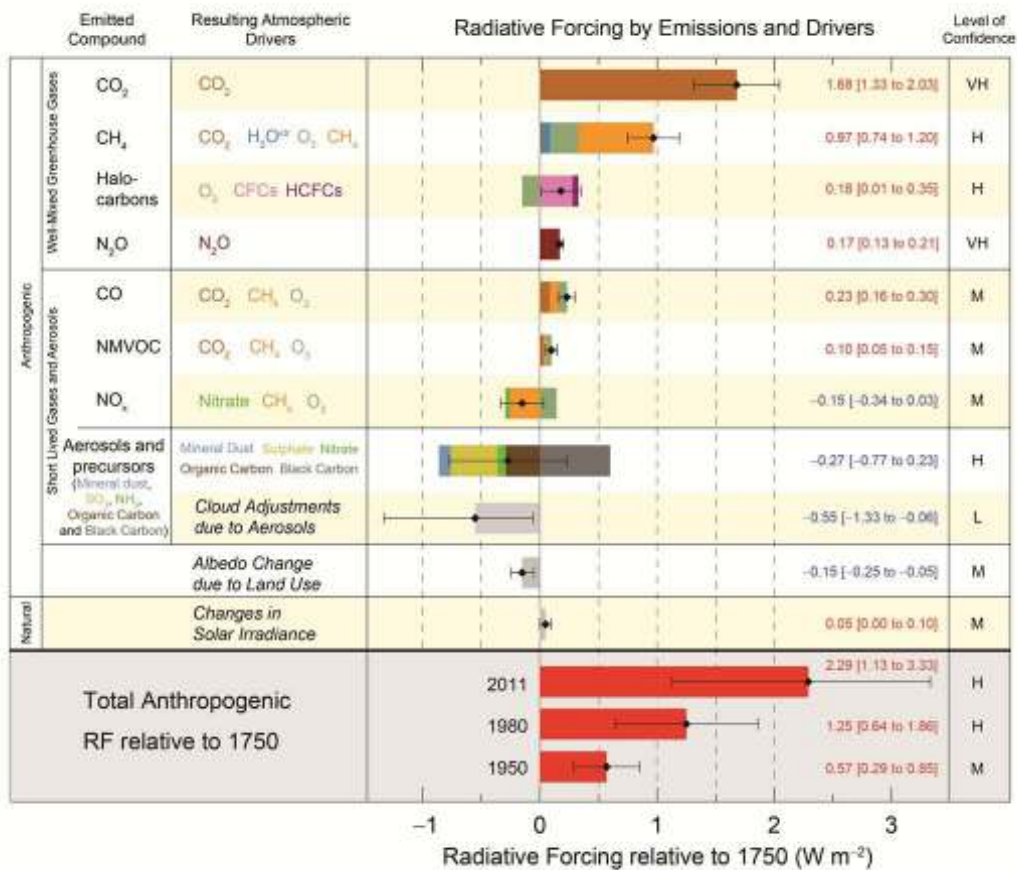


Figure I.1 : Forçage radiatif moyen mondial (RF) en 2005 (meilleures estimations et plages d'incertitude de 5 à 95%) par rapport à 1750 pour le CO₂ et d'autres agents et mécanismes importants, ainsi que l'étendue géographique typique (échelle spatiale) du forçage et le niveau évalué de compréhension scientifique (LOSU). Les aérosols des éruptions volcaniques explosives contribuent à un refroidissement épisodique supplémentaire pendant quelques années après une éruption. La gamme des traînées linéaires n'inclut pas les autres effets possibles de l'aviation sur la nébulosité (IPCC 2014)

Pour tous les scénarios RCP par rapport à la période 1850 à 1900, le changement de température de surface du globe, pour la fin du 21^{ème} siècle, est susceptible de dépasser 1,5°C ; ce réchauffement se poursuivra au-delà de 2100 dans les différents schémas RCP et continuera à se manifester d'une année à l'autre, variabilité qui ne sera pas uniforme au niveau régional (Figure I.3) (IPCC 2014; King and Harrington 2018; Ogunbode et al. 2020). Le réchauffement du 21^{ème} siècle va influencer de façon, non uniforme sur le cycle mondial de l'eau, c'est ainsi que les contrastes entre les saisons et les régions habituellement sèches et humides vont augmenter bien qu'il puisse y avoir des exceptions régionales. Il est plus probable qu'improbable que l'influence humaine ait contribué à une tendance mondiale à l'augmentation de la superficie touchée par la sécheresse depuis les années 1970 et à la fréquence des épisodes de fortes précipitations (IPCC 2014).

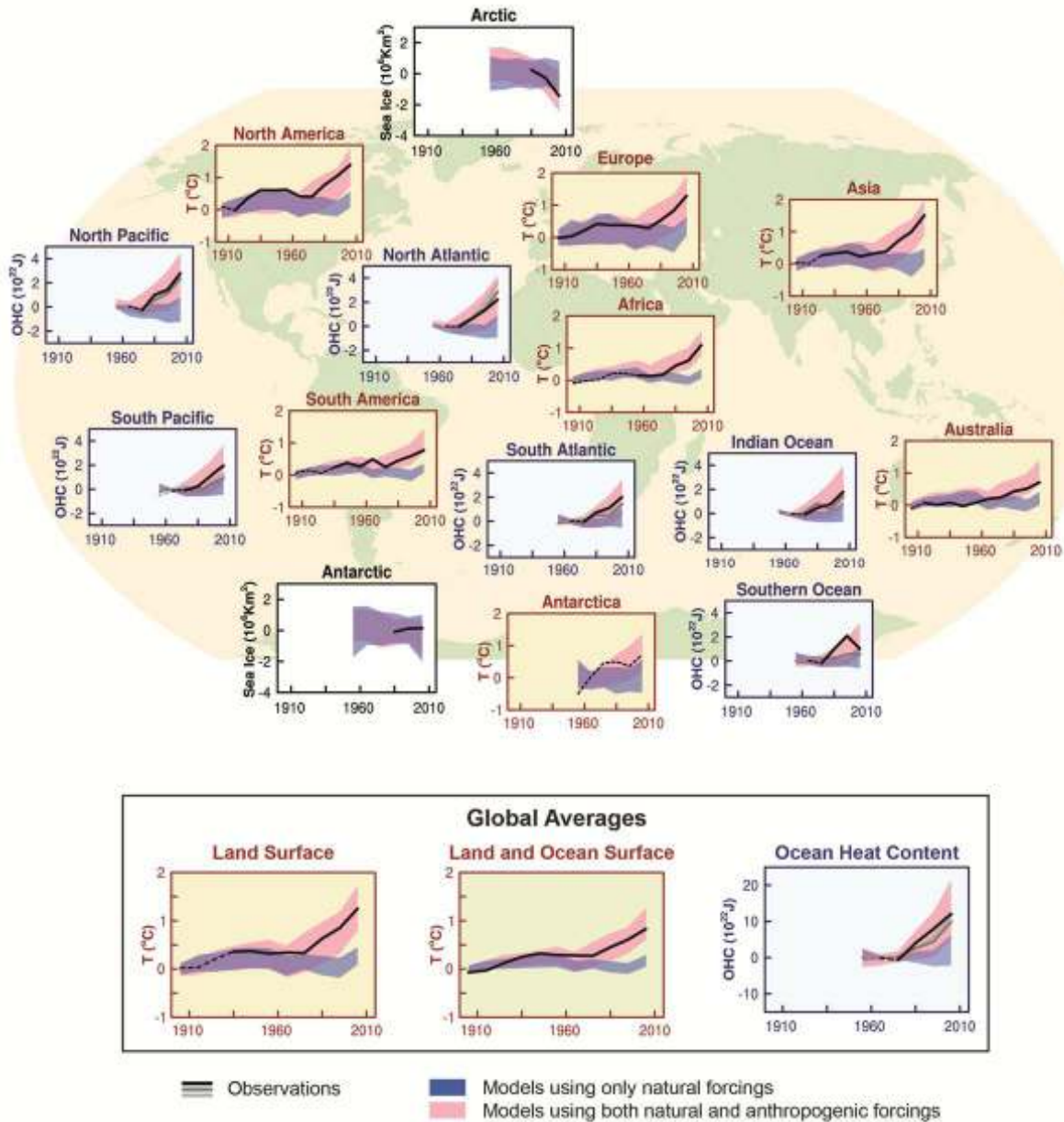


Figure I.2 : Comparaison des changements observés à l'échelle continentale et mondiale de la température de surface avec les résultats simulés par des modèles climatiques utilisant des forçages naturels ou à la fois naturels et anthropiques. Les moyennes décennales des observations sont présentées pour la période 1906-2005 (ligne noire), tracées par rapport au centre de la décennie et par rapport à la moyenne correspondante pour la période 1901-1950. Les lignes sont pointillées lorsque la couverture spatiale est inférieure à 50%. Les bandes ombrées bleues montrent la plage de 5 à 95% pour 19 simulations à partir de cinq modèles climatiques en utilisant uniquement les forçages naturels dus à l'activité solaire et aux volcans. Les bandes ombrées rouges montrent la plage de 5 à 95% pour 58 simulations à partir de 14 modèles climatiques utilisant à la fois des forçages naturels et anthropiques (IPCC 2014)

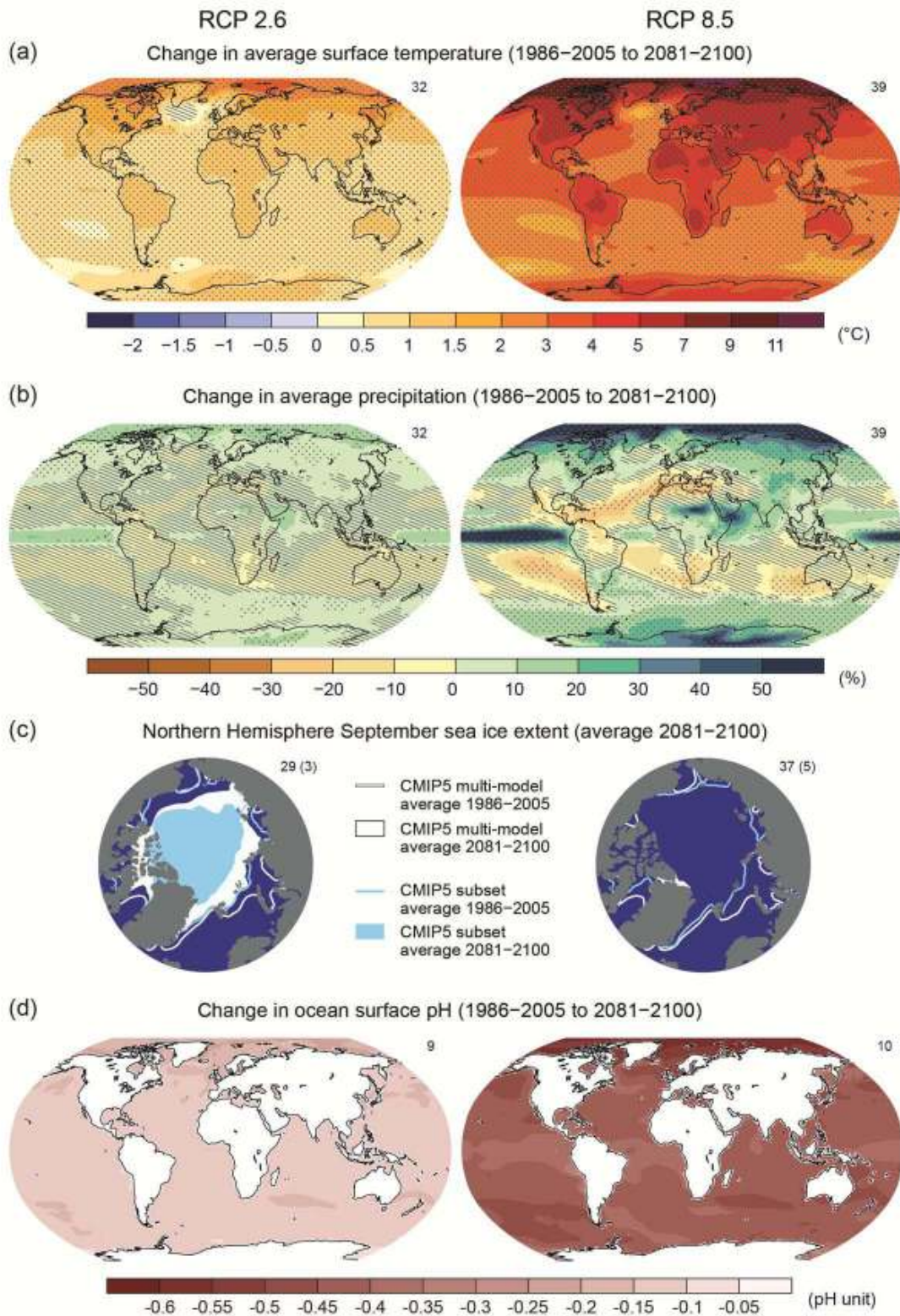


Figure I.3 : Cartes des résultats moyens multimodèles CMIP5 pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 en 2081–2100 de (a) changement annuel moyen de la température de surface, (b) changement moyen en pourcentage des précipitations moyennes annuelles, (c) Hémisphère nord Étendue de la glace de mer en septembre et (d) changement du pH de la surface de l’océan. Les changements dans les panneaux (a), (b) et (d) sont indiqués par rapport à 1986–2005 (IPCC 2014)

La fréquence et l'intensité de la sécheresse ont probablement augmenté en Méditerranée et en Afrique de l'Ouest et elles ont probablement diminué dans le centre de l'Amérique du Nord et dans le nord-ouest de l'Australie (p. ex. : Sharma and Jackson 2008; Orłowsky and Seneviratne 2013; Sillmann et al. 2013; Taibi et al. 2013; Waha et al. 2017; Merabti et al. 2018; Achour et al. 2020; Hallouz et al. 2020).

Waha et al. (2017) projettent qu'avec un réchauffement planétaire de 2°C, la région Méditerranéenne, notamment l'Algérie, le Maroc, la Tunisie et l'Égypte vont certainement recevoir des quantités moindres de pluie.

I.2 Changement du régime pluviométrique

La fréquence et l'intensité des sécheresses s'accroissent dans plusieurs régions à savoir le bassin Méditerranéen, Afrique, ouest et nord-est de l'Asie et l'Amérique de sud (Willmott et al. 1994; Piervitali et al. 1998; Hreiche et al. 2007; Bullet 2008; Council 2009; IPCC 2014; Orłowsky et Seneviratne 2012; IPCC 2017; Nouaceur et al. 2014). Cette augmentation est nettement observée dès les années 1970, où la sécheresse prend de l'ampleur en touchant différentes parties du monde (Mahé 2006; Pachauri and Reisinger 2007; Klein Tank et al. 2009 ; Taibi 2014; IPCC 2014; Amiar et al.2020 ; Zida et al. 2020).

En Méditerranée depuis le milieu du 20^{ème} siècle, Xoplaki et al. (2004) ont montré que les précipitations de la saison humide ont augmenté avec un maximum enregistré dans les années 1960 puis elles ont diminué, résultats obtenus suite aux analyses sur les tendances des précipitations pour la période 1950 à 1999.

Jacobeit et al. (2001) et Giorgi (2002) ont analysé sur la période 1901-1998, la variabilité saisonnière des précipitations et son évolution sur l'ensemble de la Méditerranée. Les résultats montrent une tendance négative des précipitations en hiver. D'après Norrant and Douguedroit (2006), une seule tendance significative des précipitations concerne la diminution des pluies en Grèce de 1915-16 à 1987-88. Feidas et al. (2007) ont montré que les précipitations hivernales annuelles de la Grèce durant la période 1955-2001 ont connu une baisse significative à partir de 1984.

De-Louis et al. (2000) ont mis en évidence une augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations associée à une baisse des précipitations annuelles de l'Est de l'Espagne. Sinoga et al. (2011), sur la période 1960-2006, ont étudié la variabilité spatio-temporelle des pluies annuelles du sud de l'Espagne et ont indiqué que les stations montrant une tendance à la baisse se trouvant à l'intérieur et sur le littoral Est du pays.

Norrant (2007) a révélé qu'entre 1950 et 2000, les totaux régionaux de pluie dans le bassin méditerranéen ont baissé de façon non significative. Altava-Ortiz et al. (2011) ont montré que les deux décennies 1984/1995 et 1994/2005 ont été les plus sèches avec une tendance à la baisse observée pendant l'hiver et au printemps respectivement au Centre et à l'Ouest de la méditerranée (variabilité mensuelle des précipitations au centre et l'Ouest de la méditerranée). Senatore et al. (2011) dans le bassin du Crati (sud de l'Italie, 1332 km²) montrent l'impact des changements climatiques d'ici à la fin du XXI^{ème} siècle (2070-2099) avec une baisse des précipitations de 9 à 21%. Caloiero et al. (2011) ont trouvé une tendance négative de la variabilité annuelle et saisonnière au sud de l'Italie particulièrement en hiver. L'analyse statistique des séries pluviométriques sur la période 1918-1999 montre une tendance à la baisse depuis les trente dernières années pour 97% des séries utilisées. Philandras et al. (2015) sur la période 1951-2010 ont mis en évidence à partir de l'étude des tendances des pluies annuelles du bassin méditerranéen, une baisse significative des précipitations de 28% à l'Ouest et 23% au centre, alors que dans la région Est, la baisse est d'environ 13% Longobardi et Villani (2010).

Chenoweth et al. (2011) sur 18 pays à l'Est de la Méditerranée et au Moyen Orient ont évalué des impacts du changement climatique sur la ressource en eau et ont eu comme résultat une baisse des précipitations de l'ordre de 10% d'ici le milieu de siècle / fin de siècle ainsi qu'une forte baisse de la ressource en eau par habitant au Moyen Orient (particulièrement la Turquie, la Syrie, l'Irak et la Jordanie). Milano et al. (2013) ont analysé 73 groupes de bassins sur le pourtour méditerranéen pour évaluer les tendances sur la ressource en eau ; Ils ont trouvé une augmentation future du stress hydrique. Pour l'Afrique du Nord et Moyen Orient, Terink et al. (2013) ont trouvé dans 22 pays (dont Algérie) une baisse des précipitations de 15-20% à l'horizon 2050. Tramblay and Somot (2018) ont trouvé un déficit pluviométrique pour la région méditerranéenne qui s'est produit depuis les années 1970.

Le climat méditerranéen est donc caractérisé par de fortes variabilités spatiales et saisonnières (Da Silva 2018).

Des variations pluviométriques importantes ont caractérisé le nord du continent africain, parmi lequel le régime pluviométrique Algérien qui a connu durant le dernier siècle deux phases déficitaires en l'occurrence celle des années 1940 et l'autre s'étalant des années 1970 à nos jours. Les études menées sur la pluviométrie du Nord-ouest Algérien ont montré une diminution significative depuis les années 1970 (Meddi et Hubert 2003 ; Meddi et Talia 2009; Meddi et Meddi 2007; Bekkoussa et al. 2008; Medjerab 2005; Meddi et al. 2009; Meddi et al.

2010; Medejerab et Henia 2011; Taibi et al. 2013; Hamlaoui-Moulai et al. 2013; Taibi et al. 2013; Meddi et Toumi 2015; Elmeddahi et al. 2016a ; Zeroual et al. 2017; Babaousmail et al.2019; Taibi et al. 2019; Boucefiane et Meddi 2019; Achour et al. 2020).

Taibi et al. (2013) sur la période 1936-2009, en étudiant 102 séries, ont montré une baisse significative des précipitations à partir de la moitié des années 70 particulièrement dans la région Ouest (déficit pluviométrique entre 16 et 43%). Labiod et al. (2007) dans le Nord-ouest Algérien montrent une fragilisation des populations due à la récurrence des stress hydriques.

Au Maroc, les études réalisées par Benassi (2001), sur la période trentenaire 1971-2000 ont indiqué une diminution de la pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 15%.

Agoumi (1995), Benassi (2001), Knippertz et al. (2003), Trambly et al. (2012), Moussa et al. (2009), Zamrane et al. (2016) et Trambly et Hertig (2018), ont conclu que l'évolution interannuelle du climat du Maroc suit l'évolution générale du climat Méditerranéen à savoir celui d'une baisse substantielle des précipitations depuis les années 1970 avec une hausse des températures. En Tunisie, Brunetti et al. (2002), Kungumbi et al. (2005), Ellouze et al. (2009), Kendon et al. (2010), Feki et al. (2012) et Bargaoui et al. (2014) ont montré que les pluies annuelles ont baissé entre la décennie 1970 et 1980.

I.3 Changement du régime hydrométrique

Les changements des températures et des précipitations affectent significativement le cycle de l'eau de surface (humidité du sol, ruissellement, débits, niveaux des lacs...) (Groisman et al. 2004; Schmitt 2008; Driouech et al. 2010; Mahé et al. 2013). Le premier impact très probable de CC anthropique est l'augmentation du risque des crues générées par les fortes précipitations (Pall et al. 2011; Kundzewicz et Robson 2004; Bates et al. 2008; Vaghefi et al. 2019).

De nombreux auteurs ont étudié les tendances temporelles de la variabilité de l'écoulement fluvial (Lins et Slack 1999; McCabe et Wolock 2002; Trenberth 2004; Labat et al. 2004; Labat 2006; Mahé et al. 2013), expliqués par un contexte de climat mondial et par les changements environnementaux. Cela peut aider à expliquer les observations hydrométéorologique / hydrologique des événements extrêmes (Hurrell 1995; Chaouche et al. 2010; Jhajharia et al. 2012). Des études du climat méditerranéen montrent que les crues et les inondations seront plus fréquentes durant l'hiver sous l'effet du CC anthropique (Fonseca & Santos 2019). Les inondations sont tributaires aussi des conditions du bassin versant (densité de drainage, pente du terrain, le type de sol, l'état de l'humidité du sol), le niveau d'eau dans

les cours d'eau, le type et le taux de couvert végétale, le taux et le type d'urbanisation, l'existence de digues, barrages et/ou réservoirs (Bates et al. 2008; Mahé et al. 2013). Benito et al. (2020) indiquent que les petits bassins versants de la région méditerranéenne sont très sensibles au changement des fréquences et amplitudes des inondations sous l'effet de CC.

Le deuxième impact très probable de CC anthropique à la diminution des précipitations à travers le cycle hydrologique, accompagné par une forte évapotranspiration, qui entraîne une hausse de l'humidité du sol, et par conséquent, diminution de l'écoulement des cours d'eau et l'épuisement des eaux souterraines (Alain 2000; Tallaksen et van Lanen 2004; Zeroual et al. 2013; Meddi et Boucefiane 2013, 2014). Avec l'augmentation de la température et la diminution des précipitations qu'induisent les CC, il est révélé que les impacts de la sécheresse météorologique s'amplifient plus dans la sécheresse hydrologique (Wang et al. 2011). Une tendance négative significative dans le régime de faible débit sur de grandes parties du monde (Amérique du Sud, Sud d'Afrique, Australie et la Méditerranée) au 21^e siècle (Wanders et al. 2015). Zhou et al. (2009) confirment que l'effet combiné des CC avec le changement de la structure d'utilisation des terres affectent les caractéristiques du cycle hydrologique et entraînent une hausse très probable dans la sécheresse hydrologique.

Sur un inventaire de 250 ans (1766-2015) des événements de sécheresse météorologique, sur le continent européen, indiquent des sécheresses aggravées et une diminution de l'étendue spatiale de la sécheresse hydrologique durant les trois dernières décennies (Moravec et al. 2019). Senatore et al. (2011), dans le bassin du Cratiau sud de l'Italie, ont montré une baisse des débits de 25 à 40 %, résultants de l'impact des changements climatiques d'ici à la fin du XXI^e siècle (2070-2099). Milano (2010) montrent l'impact des CC sur l'aridification des bassins du Rhône, Ebre, Pô, Moulouya respectivement en France, Espagne, Italie et au Maroc. Des tendances à la baisse dans les écoulements ont été remarquées en Iran par Haghghi et al. (2020). En Afrique, Nguimalet (2017) et Hirpa et al. (2019) montrent une tendance à la baisse des débits max et min journalier au Congo et en Ethiopie. En Afrique du Nord, il est relevé une tendance négative des apports chronologiques au cours des deux dernières décennies dans la majorité des bassins hydrographiques du Maghreb, En Algérie Labiod et al. (2007) ; Meddi et Hubert (2013) ; Bakreti et al. (2013) et Elmeddahi et al. (2016) ont trouvé une tendance de sécheresse significative des écoulements de base dans les années 1970 à l'échelle annuelle et saisonnière variant de 50% à 71% dans le Nord du pays. Bakreti et al. (2013) ont montré une tendance à la baisse du débit de base due aux activités humaines dans le bassin de la Tafna dans l'Ouest Algérien.

Au Maroc Singla et al. (2010); Bouabid et Elalaoui (2010); Driouech et al. (2010) et Zamrane et al. (2016) ont identifié une diminution globale des débits et écoulements annuels à partir de 1970. En Tunisie Kotti et al. (2016) ont montré une baisse du régime hydrométrique dans les années 1970.

I.4 Modélisation pluie-debit

Quand les données hydrometriques sont peu nombreuses, cas fréquent pour les petits et moyens bassins versants la détermination de l'écoulement d'un cours d'eau est réalisée à partir de données physiques : pluie, température, vent et des caractéristiques du bassin. Cet écoulement est non seulement requis pour la prévision d'un effet d'un changement intervenu sur un bassin, mais en général pour l'aménagement des ressources en eau (Raudkivi 1979). La détermination des débits par transformation des pluies peut être définie à l'aide d'une modélisation mathématique.

Un modèle hydrologique devrait constituer un outil efficace pour résoudre des problèmes pratiques sur les ressources en eau ; il s'agit d'une représentation volontairement simplifiée commode d'emploi, d'un phénomène ou d'un ensemble de phénomènes (Jacquet 1971).

Il existe déjà, dans la littérature hydrologique, de nombreux modèles pour déterminer la réponse d'un bassin versant à la précipitation. Beaucoup d'adjectifs sont disponibles, probabiliste, conceptuel, empirique, linéaire, non linéaire, global, distribué, continu, événementiel, ...etc (Jacquet 1971; Roche 1971; Clark 1973; Van de griend 1979; Raudkivi 1979; Linsley 1982; Brakensiek et al. 1982; Michel 1983).

I.4.1 Typologie des modèles hydrologiques

Un modèle hydrologique est généralement défini par (**Figure I.4**) :

- **Variables d'entrée** (variables indépendantes) : ce sont essentiellement les chroniques de pluie, d'ETP ou de température ;
- **Variables de sortie** (variables dépendantes) : généralement ce sont les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi l'ETR, des niveaux piézométriques, ...etc ;
- **Variables d'état** : ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage ...) ce sont des variables internes au système, qui évoluent en fonction du temps et rendent compte de l'état du système à un moment donné ;

- **Paramètres** : servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle au bassin versant étudié ;
- **Performances** : Quantifier l'erreur sur la base d'une mesure de l'écart entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées. Le critère le plus souvent employé en hydrologie est l'écart quadratique :

$$E_{rr} = \sum_{i=1}^N (Q_i - Q_i^m)^2 \dots \dots \dots (I.1)$$

N : Nombre d'observations ;

Q_i : Débit simulé pour le pas de temps i ;

Q_i^m : Débit mesuré pour le pas de temps i .

- **Calage** : C'est l'opération qui consiste à trouver les valeurs des paramètres minimisant l'erreur de modélisation.
- **Validation** : Evaluation des performances du modèle à l'aide d'un jeu de données non utilisé lors du calage.

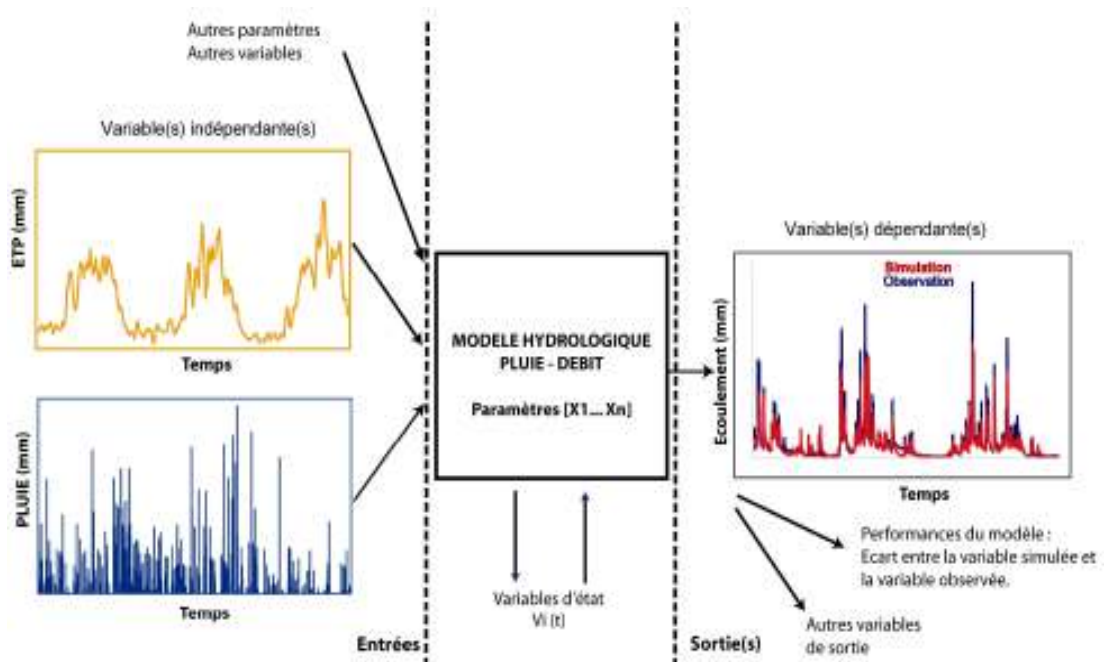


Figure I.4 : Représentation schématique du fonctionnement d'un modèle hydrologique (Mathevet 2005)

I.4.2 Pourquoi des modèles hydrologiques ?

A quel besoin répondent les modèles hydrologiques ?

La littérature scientifique présente une très grande diversité de modèles. On peut distinguer trois types d'utilisation en hydrologie :

- **La modélisation comme outil de recherche** : La modélisation est l'interprétation de données mesurées confrontée à différents scénarios de fonctionnement hydrologique des bassins versants.
- **La modélisation comme outil de prévision** : Les évolutions futures du débit d'un cours d'eau sont connues par anticipation. C'est l'utilisation opérationnelle la plus utilisée en modèles hydrologiques.
- **La modélisation comme outil d'extrapolation** : Elle permet de reconstituer des séries de débits acceptables.

I.4.3 Différentes approches de modélisation

Définition

Le terme de modèle recouvre une large variété d'outils, Les approches habituellement utilisées en modélisation hydrologique apparaissent en sombre dans la figure I.5.

- **Modèle déterministe** : Modèle qui associe à chaque jeu de variables de forçage, de variables d'état et de paramètres, une valeur unique des variables de sortie (Cormary et Guilbot 1971; Roche 1971; Michel 1983; Marceau et al. 1986; Berthet 2010; Beaupré 2014).
- **Modèle stochastique** : L'une au moins des variables de forçage ou des variables d'état ou des paramètres est une variable aléatoire. Par voies de conséquence, la ou les variables de sortie sont des variables aléatoires. La reconstitution de la distribution des variables de sortie nécessite des répétitions simulées en prenant de façon aléatoire la valeur de la variable d'entrée. On parle de simulation de Monte Carlo (Marceau et al. 1986; Koutsoyiannis et al. 2008; Betterle 2018; Boulariah et al. 2019; Merrouche 2020).
- **Modèle à base physique** : Modèle constitué d'équations de la physique, sans aucun paramètre (Garambois et al. 2016; Otmane et al. 2019; Bizhanimanzar 2019).

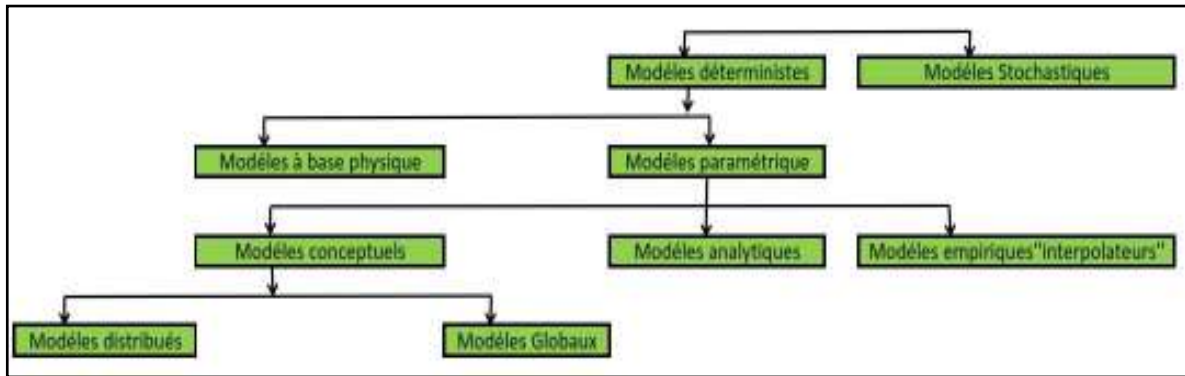


Figure I.5 : Les différentes approches de modélisation (Djellouli 2017)

- **Modèle paramétrique** : La valeur des paramètres est estimée par calage dans le modèle (Osuch et al. 2015).
- **Modèle conceptuel** : Le fonctionnement du bassin versant est représenté par des analogies. L'analogie la plus souvent utilisée pour représenter le fonctionnement des sols et des nappes est celle du réservoir dont le débit de vidange dépend du taux de remplissage Boulariah et al. 2019; Hamaoui 2019; Flook 2020; Taibi et al. 2020).
- **Modèle analytique** : L'analyse des séries de données mesurées permet d'établir les relations entre les variables de sortie et les variables de forçage. Dans l'exemple des modèles linéaires les paramètres du modèle et les coefficients de corrélation entre les variables sont liés. L'analyse des données peut conduire au choix de relations non linéaires entre les variables (Soria Ugalde 2003; Bennis 2007; Le Gall 2007; Jaunat 2012).
- **Modèles empiriques** : Le type de fonctions (polynômiales, sigmoïdes) reliant les variables est fixé au départ ainsi que le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme), le calage consiste donc, à la détermination de la combinaison de fonctions s'adaptant le mieux aux données mesurées (Perrin 2002; Mohymont et Demarée 2006; Bhattarai et Dutta 2008; Tahiri et al. 2017).
L'exemple le plus répandu de ce type de modèles en hydrologie est les réseaux de neurones (Jain et Jha 2005; Artigue 2012).

I.4.4 Critères de sélection

Les critères de choix d'un modèle hydrologique se basent sur : le type d'approche à utiliser, la qualité des résultats donnés, sa facilité d'utilisation, (les performances des interfaces graphiques utilisées), le coût du logiciel, la gestion et la structure des entrées/sorties, ainsi que de la facilité d'intégration et d'interconnexion avec d'autres outils de traitements et d'exploitation des résultats.

I.4.5 Applications des modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques sont un des outils dont disposent les hydrologues pour essayer de comprendre, de simuler et de prévoir le fonctionnement d'un bassin versant. En fonction du pas de temps choisi, les modèles globaux permettent de répondre à différentes questions s'intéressant à la gestion des risques hydrologiques et des ressources en eau.

En se limitant aux applications quantitatives des modèles hydrologiques, leurs domaines d'applications sont vastes et concernent aussi bien la recherche que l'ingénierie. Ils sont appliqués pour :

- **La reconstitution:** L'objectif est le comblement des lacunes contenues dans une série chronologique de débit ou l'extension de séries de débit ;
- **La prévision :** Le but du modèle est essentiellement l'anticipation des évolutions futures du débit d'une rivière, ce qui permet dans un contexte opérationnel, une meilleure gestion des ressources en eau en période d'étiage et l'anticipation des risques d'inondations en période de crue;
- **La prédétermination :** Le modèle est utilisé pour la simulation de séries chronologiques de débits, dans un but d'analyse fréquentielle des débits extrêmes pour un étiage ou une crue (dimensionnement d'ouvrages d'art, déversoirs de crue, ponts, ...etc.) ou la délimitation de zones inondables (plan de prévention de risques d'inondation, ...etc.). Pour étudier les événements particulièrement rares, les modèles hydrologiques peuvent être couplés à des générateurs (stochastiques) de pluie, capables de générer de longues chroniques de pluie ;
- **L'analyse de la non-stationnarité d'un bassin versant :** Dans un contexte de variabilité climatique et/ou de modifications anthropiques des caractéristiques d'un bassin versant, les impacts sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant peuvent éventuellement être recherchés en effectuant des tests sur la stationnarité des vecteurs de paramètres et/ou des sorties du modèle, comparativement aux observations;
- **L'utilisation de variables d'état du bassin versant pour la modélisation annexe :** Le modèle est utilisé pour générer des chroniques d'état du bassin versant (taux de remplissage d'un des réservoirs, stock de neige, ...etc.) qui sont ensuite utilisées par d'autres modèles (flux de nutriments ou de matières en suspension), prévisions d'apport par fonte nivale, ou pour améliorer les performances d'autres modèles.

I.4.6 Qualités requises des modèles hydrologiques

Les qualités attendues des modèles hydrologiques sont principalement les suivantes:

- Avoir des données nécessaires au bon fonctionnement et des fondements scientifiques sains ;
- Le modèle ne doit pas être trop complexe pour l'atteinte d'un objectif de performance donné ;
- Le modèle doit être correctement validé, robuste, général et transposable ;
- Le modèle doit être facilement compréhensible.

I.4.7 Intérêt d'un modèle pluie-débit

Les modèles pluies-débits ont plusieurs intérêts pour les hydrologues:

- Les débits sont parfois inexistantes ou connus sur une durée trop courte ;
- Les pluies sont plus faciles à observer et à modéliser ;
- Le délai de prévision est augmenté si l'on dispose des données relatives aux pluies ;
- Avec les débits seuls, on ne peut pas faire la différence entre variations climatiques et évolution du bassin.

Parmi les modèles existants, on peut citer les noms des modèles suivants CREC, SMAP, BOUGHTON, le modèle non linéaire de M.L.KAVVAS, ABCD, GR2M, et la moyenne mobile autorégressive (ARIMA) ...etc. Chacun à son interprétation des cheminements de l'eau et de leur représentation plus ou moins compliquée.

On peut imaginer une approche beaucoup plus empirique en recherchant un modèle conceptuel très simple, global, libéré des préjugés issus de déductions physiques injustifiées du fait de la méconnaissance inévitable du système.

Cependant dans l'approche de modélisation que nous avons choisie dans le cadre de cette étude, nous nous efforcerons de respecter certaines contraintes qui donneront un caractère particulier à nos modèles :

- L'utilisation de trop nombreux paramètres provoque souvent des difficultés dans le calage. Il est donc nécessaire d'être le plus parcimonieux possible ;
- L'application au plus grand nombre possible de bassins conduit à l'élaboration d'un modèle général et robuste ;
- Le fonctionnement doit être clair et facile à comprendre, ce qui peut être atteint avec un modèle très simple ;
- La possibilité d'appliquer le modèle à des bassins non jaugés nécessite des estimations a priori des paramètres d'un modèle. On n'y parviendra guère s'ils sont plus de quatre.

Il est intéressant, à la fois scientifiquement et économiquement qu'un modèle soit valable dans des conditions très diverses : Climat, superficie de bassin versant, géologie, etc.....

- Enfin le modèle doit être robuste, c'est-à-dire que, en cas d'informations très limitées, le modèle doit conserver une qualité minimale et donner des résultats vraisemblables.

C'est dans cette perspective, que les chercheurs du CEMAGREF (Cormary 1970) ont développé un modèle très simple au pas de temps mensuel, sous l'appellation GR2M. Son caractère prometteur, révélé par son bon comportement dans des régions très variées, et le très faible nombre de ses paramètres (seulement deux) réunissait d'excellentes conditions pour servir de modèle de départ à notre recherche.

Le modèle GR2M est un modèle dit global qui ne prend pas en compte les irrégularités dans la répartition spatiale des pluies, il convient de l'adapter pour fonctionner avec des données mensuelles.

Ce modèle a montré son efficacité sur les moyens bassins de l'Algérie septentrionale. (Kabouya 1990).

Dans la littérature, plusieurs études élaborent le sujet de l'analyse de différents modèles hydrologiques (Mohammadi et al. 2005; Singh et al. 2005; Valipour et al. 2013; Bai et al. 2015; McCuen 2016; Bin Shaari et al. 2017; Machekposhti et al. 2018). Boulariah et al. (2019) ont fait une étude comparative entre les modèles conceptuels et le modèle de Box-Jenkins, à savoir, GR2M, ABCD, et la moyenne mobile autorégressive (ARIMA) qui a une conception numérique. Les modèles ont été appliqués à trois bassins versants situés dans le nord-ouest de l'Algérie. Les résultats montrent que le modèle GR2M a mieux performé que l'ABCD au stade de la validation, D'autre part, l'incapacité du modèle ABCD et ARIMA à capturer et décrire les processus des eaux souterraines, importante pour l'étude de cas. De plus, la période de validation comprend une grande période de sécheresse, commencée à la fin des années 80, ce qui rend difficile l'adaptation du modèle aux différents régimes hydrologiques.

En général, les modèles conceptuels considèrent les lois physiques mais sous une forme extrêmement simplifiée. Il existe une grande variété de modèles qui appartiennent à cette classe; des exemples qui sont familiers à plusieurs chercheurs sont le VHB, le GR et le modèle Thomas ABCD (Xu 2002). Les modèles conceptuels, en particulier GR2M, ont été largement utilisés pour prédire et simuler différents processus hydrologiques : prévision de la sécheresse (Belarbi et al. 2017), évaluation des changements hydrologiques (Lyon et al. 2017)

et quantification de l'impact des activités humaines et du changement climatique sur l'écoulement des cours d'eau (Ahn and Merwade 2014).

Les chercheurs sous-cités soutiennent que ce type de modèle présente de bonnes capacités à reproduire les flux à partir des données pluviométriques sous la variabilité climatique.

Traoré et al. (2014) appliquent les modèles GR2M et GR4J pour évaluer les ressources en eau du bassin du fleuve Koulountou, un affluent du fleuve Gambie où ils ont constaté que le GR2M montre les meilleures performances et plus facile pour l'étalonnage et l'application, et ils concluent qu'il peut être utilisé pour restaurer les écarts dans les séries de flux. Bai et al. (2015) ont comparé les performances de 12 modèles mensuels de bilan hydrique dans différents bassins climatiques de Chine. Ils ont trouvé que le modèle GR était plus approprié pour la prévision mensuelle des cours d'eau. Ils concluent que le modèle à deux paramètres GR2M est suffisant pour donner de bonnes performances pour la simulation de ruissellement mensuel.

Sharifi (2015) a utilisé l'eau mensuelle à deux paramètres GR2M modèle d'équilibre pour simuler le ruissellement mensuel saisonnier et annuel dans les rivières Kalu et Mahaweli de Srilanka. Il a constaté que le modèle à structure simple et à deux paramètres s'est avéré être un modèle très efficace pour simuler le ruissellement à différentes échelles de temps. Il a également été conclu que ce modèle de bilan hydrique mensuel à deux paramètres peut être facilement et efficacement applicable pour la planification des ressources en eau et la gestion grâce à sa simplicité et à sa grande productivité en performance.

Il a aussi été utilisé dans les bassins Algérien par (Charifi et al. 2006; Bouanani et al. 2012; Djellouli et al. 2013; Zeroual et al. 2013; Gherissi 2012; Djellouli et al. 2015; Elmeddahi et al. 2016; Boursali 2016; Belarbi et al. 2017; Boucebha 2018; Boulariah et al. 2019) et a donné de bons résultats et performances pour la simulation du ruissellement mensuel.

I.5 Les relations entre régime pluviométriques et hydrométriques avec les indices climatiques

Il est de plus en plus évident que les oscillations climatiques à grande échelle ont une influence directe sur les ressources en eau d'une région. Les changements locaux des variables météorologiques sont principalement influencés par la grande circulation atmosphérique comme El Niño-Oscillation australe (ENSO), Oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMO), Oscillation Nord Atlantique (NAO) et Oscillation multidécennale atlantique (AMO) comme le souligne Massei et al. (2017); Pomposi et al. (2016); Martín

Vide et al. (2008); Brunetti et al. (2002). Ces phénomènes peuvent apporter un réel support pour comprendre la variabilité physique du système couplé océan-atmosphère (Mateescu and Haidu 2006). Un certain nombre d'études où des associations entre les modèles climatiques et les processus hydrologiques à l'échelle du bassin ont été mis en évidence par Khaliq et al. (2006).

La plupart des recherches concernant le bassin méditerranéen et en particulier le climat Nord-Africain sont liées à l'analyse de la variabilité des précipitations et des températures (Wanner 1999; Meddi et al. 2014; Zeroual et al. 2019). L'étude du phénomène NAO a débuté il y a de nombreuses années (Hurrell et Van Loon 1997; Van Loon et Rogers 1978; Lamb et Pepler 1987; Hurrell et al. 2001; Trigo et al. 2002; Weisheimer et al. 2017), elle connaît un regain d'intérêt important (Hurrell 1995, Hurrell et Van Loon 1997) conjointement à celui suscité par le très médiatique phénomène El Nino.

L'oscillation nord-atlantique (NAO) est l'un des principaux modèles de variabilité du temps et du climat dans l'hémisphère nord (Marsac 1999; Somot 2005; Qasmi 2018). Selon Hurrell et van Loon (1997) le phénomène NAO devrait être considéré parmi les principales sources de la variabilité interannuelle du temps et du climat. NAO fait référence à une redistribution de la masse atmosphérique entre l'Arctique et l'Atlantique subtropical, et oscille d'une phase à une autre avec de grands changements dans la température de l'air de surface, les vents, les tempêtes et les précipitations au-dessus de l'Atlantique ainsi que sur les continents adjacents (Hurrell et Deser 2009). Un certain nombre d'études ont montré que NAO influence fortement le bassin méditerranéen (Adjez 2000; Jacobeit et al. 2001; Dunkeloh et Jacobeit 2003; Somot 2005; Driouech 2010; Vergni et al. 2016; Turki et al. 2016; Zamrane et al. 2016; Philippe 2018). Selon Marshall et al. (2001), des conditions plus sèches que la normale se produisent pendant les hivers à indice NAO élevé dans une grande partie de l'Europe centrale et méridionale, dans les pays du nord de la Méditerranée et dans l'ouest de l'Afrique du Nord. Le NAO est responsable d'anomalies climatiques importantes dans l'Atlantique Nord, principalement en hiver, il affecte grandement la température (Zamrane et al. 2016), les précipitations au niveau régional (Ferrari et al. 2013; Marchane et al. 2016), il est aussi responsable d'impacts écologiques majeurs sur les différentes ressources du bassin méditerranéen. En utilisant l'analyse en composantes principales, Luterbacher et al. (2006) ont trouvé que NAO est bien corrélé avec les pluies méditerranéennes comparativement à d'autres modèles climatiques à grande échelle. L'analyse de corrélation réalisée par Saadaoui

et Sakka (2007) a mis en évidence des corrélations positives statistiquement significatives entre les précipitations Nord-Africaines et NAO, alors que les précipitations Ouest-Européennes sont négativement corrélées avec NAO. La recherche de Xoplaki et al. (2004), couvrant le bassin méditerranéen, a conduit à la conclusion que les changements inter-décennaux du premier mode de corrélation canonique des précipitations de saison des pluies sont liés aux variations du NAO et ils sont responsables des variations à l'échelle de temps comparables de la Méditerranée. D'autre part, Ropelewski and Halpert (1987) ont trouvé des preuves de la variabilité des précipitations liée à l'oscillation australe d'El Nino (ENSO) en Afrique du Nord et en Europe du Sud. Cependant, ils ont remarqué que les relations implicites d'ENSO dans ces régions sont difficiles à comprendre ou à attribuer à l'un des changements connus de la circulation atmosphérique liés à l'ENSO. Ils ont également fait remarquer que cette relation est instable dans le temps. Le phénomène ENSO caractérise l'interaction entre les processus à grande échelle dans l'atmosphère et l'océan Pacifique équatorial; sa quantification est basée sur deux indices principaux, le premier est l'indice d'oscillation australe (SOI) et le second la température de surface de la mer (SST).

Mariotti et al. (2002a) ont distingué deux périodes différentes : la période 1925-1940 avec absence de corrélation significative entre les précipitations saisonnières euro-méditerranéennes et ENSO et la seconde moitié du XXe siècle caractérisée par l'absence de corrélation. Mariotti et al. (2002b) ont également constaté qu'au printemps et à l'automne, les anomalies des températures globales de surface de la mer (SST) de type ENSO sont significativement corrélées aux anomalies des précipitations de la Méditerranée occidentale. D'autre part, Bronnimann et al. (2007) ont établi que l'ENSO a une influence considérable sur la température et les précipitations en Europe et en Afrique du Nord. Selon Zanchettin et al. (2008), les impacts d'El Nino / La Niña sur les pluies hivernales européennes sont modulés par les phases décennales de l'oscillation décennale du Pacifique (AOP). En fait, ENSO est lié au courant-jet Nord-Africain asiatique (NAA) qui est un jet de la haute troposphère qui s'étend de l'Atlantique subtropical à travers l'Afrique du Nord, la Méditerranée orientale, le Moyen-Orient, l'Asie centrale et le Japon jusqu'au Pacifique Nord (Shaman and Tziperman 2007). Contrairement aux données sur la température et les précipitations, le lien entre les débits et la variabilité des indices climatiques dans la région méditerranéenne n'est pas encore suffisamment étudié. Les résultats trouvés par Eltahir (1996) suggèrent que l'influence de l'ENSO sur les débits en Afrique est modeste. Kalayci et Kahya (2006) ont utilisé une analyse en composantes principales et ont constaté que les débits sont sensibles aux variations de

NAO, alors que la cinquième composante principale des débits s'est avérée être significativement corrélée avec ENSO. Ces oscillations ont été utilisées dans plusieurs recherches pour développer des modèles précis à mesure de prévoir la variabilité climatique (Janicot et Fontaine 1993; Pan et al. 2004; Miller et al. 2006; Lienou 2007; Alvarez-Solas 2010; Boucharel 2010; Biancamaria 2020). Ces indices, largement décrits dans la littérature (Trenberth et Hoar 1996; Trenberth 1997; Trenberth 2002; Hurrell et al. 2003; Trenberth 2020), mettent en jeu l'interaction entre l'atmosphère et l'hydrosphère continentale et océanique.

Plusieurs études ont relié les variations hydrologiques (débits des rivières, précipitations) aux fluctuations du climat (Alain, 2000; Collins 2009; Coulibaly 2006; Coulibaly et Burn 2004; Kahya et Dracup 1993; Kucuk et al. 2009; Labat 2006, 2008; Massei et al. 2007, 2009, 2011; Labat 2010; Zamrane et al. 2016; Xu et al. 2020) dans le but de comprendre les changements abrupts, des fluctuations et des tendances observées. Les bassins versants, intègrent les hétérogénéités de nombreux paramètres, notamment hydrologiques, sédimentaires et climatiques, de plus, ils sont affectés par les activités anthropiques. Ils peuvent donc, être considérés comme des indicateurs représentant à la fois les variations du climat et les activités humaines, dans un contexte de changement global. Labat et al. (2004) et Labat (2006, 2008, 2010) montrent également l'existence de relations entre des oscillations du cycle hydrologique continental et des « forçages » climatiques, comme le phénomène ENSO « El Niño Southern Oscillation » ou la NAO « North Atlantic Oscillation ». Alain (2000) a noté la fluctuation anticipée des niveaux d'eau des grands Lacs, calculée grâce à l'utilisation de simulateurs hydrologiques et des aperçus climatiques offerts par le Modèle de Circulation Générale de la 2^{ième} génération du Centre Climatologique et de l'Environnement Canadien.

La variabilité des conditions hydrologiques des deux côtés de l'océan Atlantique (Nord-West en France, Nord de l'Afrique, Etats-Unis) et leur relation avec les fluctuations internes du système climatique ont été étudiées par Laignel et al. (2010) qui ont soulignés les liens potentiels entre la variabilité hydrologique les indices climatiques tels que les NAO, SOI et PDO. À l'échelle de l'Amérique du Nord, des fluctuations sont également détectées dans la variabilité interannuelle des débits et des précipitations du Canada (Anctil et Coulibaly 2004; Coulibaly et Burn 2004; Coulibaly 2006), en relation avec l'ENSO, la NAO, la NAM et la PNA.

La complexité des processus hydrologiques, pluviométriques et le manque de données pour la modélisation nécessitent l'utilisation d'outils spécifiques pour étudier les phénomènes naturels non linéaires (Meyer et al. 1987).

Les outils statistiques tels que l'analyse de corrélation, les fonctions orthogonales empiriques ou l'analyse en composantes principales sont largement utilisés pour l'étude des téléconnexions. Une vraie panoplie d'essais pour dépister d'éventuelles non-homogénéités ont été développés : SNTH Alexandersson, Range Buishand, Pettitt, Mann-Kendall et d'autres (Mateescu and Haidu 2007) qui généralement surprennent des sauts ou des ruptures dans la moyenne, des identifications des tendances ou des sauts en variance. Dans l'analyse de Fourier, le signal est décomposé en fonctions sinusoïdales de différentes fréquences (Morizet 2006). Cette méthode permet l'obtention du spectre fréquentiel du signal, mais pas de sa localisation dans le temps. La taille de la fenêtre durant l'analyse de fourrier d'un signal ne nous donne pas la totalité des informations (Morizet 2006) : Il faut faire un choix entre la localisation des hautes fréquences ou la localisation des basses fréquences. Il a donc, fallu trouver un outil induisant une méthode de reconstruction qui soit indépendante de l'échelle d'analyse. Pour dépasser cette difficulté, une nouvelle approche, appelée « transformation en ondelettes », a été introduite (Meyer et al. 1987; Morizet 2006).

I.6 Methode des ondelettes

Au cours de la dernière décennie, l'analyse par ondelettes a prouvé sa puissance pour l'étude des relations non stationnaires et non linéaires.

La méthode des ondelettes a une approche différente, qui permet d'étudier directement les périodicités et peut surprendre des aspects latents, cachés dans une série de temps. En raison de leur non-stationnarité. Meyer et al. (1987), Benner (1999) et Morizet, (2006) ont déjà montré que la plupart des oscillations climatiques sont non stationnaires et ne persistent pas pendant toute la durée de la série temporelle. Parmi le grand nombre de techniques actuellement disponible (Ghil et al. 2002), l'analyse en ondelettes est beaucoup préférable à l'analyse classique de Fourier, en raison de la non-stationnarité naturelle des séries hydrologiques (Labat et al. 2000). Actuellement, les travaux basés sur l'analyse des séries chronologiques conduisent à des résultats importants, Anderson et Woodhouse (2005) considèrent la transformée ondelettes comme « élégante et appropriée » pour l'analyse des séries chronologiques climatiques.

Dans ce contexte, l'analyse des ondelettes a été utilisée dans plusieurs régions continentale pour étudier la téléconnexion des précipitations aux anomalies climatiques (Coulibaly et Burn

2004; Zamrane et al. 2016; Turki et al. 2016; Zhang et al. 2020) et les liens entre l'occurrence des débits annuels maximums et les régimes climatiques (Labat 2010; Li et al. 2020; Zhou et al. 2020). Coulibaly et Burn (2004) ont identifié des liens statistiques entre les écoulements annuels des cours d'eau canadiens et les modes dominants de variabilité climatique à l'aide de spectres de puissance d'ondelettes moyennés à l'échelle, et ont recommandé des analyses de la cohérence ondelettes pour explorer ces relations. Labat (2006) a permis une première identification des oscillations caractéristiques du ruissellement de surface terrestre au cours du siècle dernier par l'Analyse spectrale du ruissellement de l'Afrique, du ruissellement de l'Asie, du ruissellement de l'Europe, du ruissellement de l'Amérique du Nord, du ruissellement de l'Amérique du Sud et du ruissellement continental mondial. Pour étudier la téléconnexion de l'énergie éolienne aux anomalies climatiques Naizghi and Ouarda (2017) ont démontré par l'analyse de la cohérence des ondelettes que la vitesse du vent aux Emirats Arabes Unis (EAU) est principalement associée à l'oscillation nord-atlantique, l'oscillation atlantique, l'oscillation australe El Niño et les indices de dipôle de l'océan Indien.

En hydrologie, plusieurs applications d'ondelettes, pour étudier les séries chronologiques des pluies et des débits, ont déjà été présentées pour l'Amérique (Compagnucci et al. 2000 ; Coulibaly et Burn 2004), pour l'Europe (Lafreniere and Sharp 2003; Coulibaly et Burn 2004; Pekarova et al. 2003; Andreo et al. 2006) et pour le Maghreb (Zamrane et al. 2016; Turki et al. 2016; Jemai et al. 2017).

La méthode des ondelettes a été étudiée récemment par plusieurs chercheurs en hydrologie (Ouachani et al. 2013; Zamrane et al. 2016; Moutahir et al. 2017; Vitagliano et al. 2017; Jemai et al. 2017; Zakhrouf et al. 2018; Abda et Chettih 2018; Colombo et al. 2018; Partal et Sezen 2019; Zhang et al. 2019; Fung et al. 2019; Das et al. 2020; Sezen and Partal 2020; Zhang et al. 2020; Tikhamarine et al. 2020; Zerouali et al. 2020; Julien et al. 2020; Rico et al. 2020).

La transformée en ondelettes a été utilisée pour analyser les séries chronologiques qui contiennent une énergie non stationnaire à différentes fréquences (Daubechies 1990). Elle utilise des fonctions généralisées locales de base (ondelettes) qui peuvent être étirées et traduites avec une résolution souple de la fréquence et du temps (Zerouali et al. 2020; Julien et al. 2020; Rico et al. 2020). Les fenêtres sont flexibles, adaptées pour l'ensemble du domaine temps-fréquence, connues sous le nom de domaine d'ondelettes (Lau et Weng 1995). L'analyse en ondelettes vise à identifier les principaux modes de variabilité et la caractérisation non stationnaire de chaque série chronologique, elle décompose le signal en

ondelettes filles à partir d'une référence fonction d'onde (ondelette mère) (Morizet 2006). Chaque ondelette a une longueur finie (échelle) et localisée dans le temps. Les valeurs maximums d'amplitude relevées par l'analyse en ondelette situées dans l'espace-temps fréquences sont des harmoniques dont les phénomènes ont lieu au long de la série (saisonnalité) où des perturbations (signaux transitoires) des phénomènes individuels, qui apparaissent n'importe quand autour de la série (Mateescu and Haidu 2006; Zamrane et al. 2016). L'ondelette mère comprend deux paramètres de temps-fréquence (ou échelle de temps) Après l'analyse d'une série avec la méthode ondelette on obtient une vraie carte (en temps-fréquence) des « îles » de signification statistique qui dépeint mieux le comportement temporel et fréquentiel d'une telle série (Maraun et Kurths 2004; Maraun et al. 2007; Zamrane et al. 2016).

Dans cette thèse la méthode des ondelettes sera utilisée pour étudier les relations entre la variabilité hydroclimatique et les fluctuations du climat à l'échelle de chaque bassin étudié avec ses principaux sous-bassins. Le choix de cette approche a été fait sur la base des résultats positifs trouvés par de nombreux chercheurs qui ont étudié les relations entre les variabilités pluviométrique et hydrométrique avec les indices climatiques ceux trouvés au niveau continental et mondial par Larbat (2006), au Maroc par Zamrane et al. (2016), en Tunisie (Jemai et al. 2017; Kotti et al. 2016), en Algérie (Turki et al. 2016 ; Djerbouai et Souag-Gamane 2016 ; Elouissi et Habi 2016), En Europe (Lafreniere and Sharp 2003; Pekarova et al. 2003; Andreo et al. 2006), Canada (Coulibaly et Burn 2004) et en Amérique (Compagnucci et al. 2000), aux EAU par (Naizghi and Ouarda 2017), en Inde (Joshi et al. 2016) et en Chine (Li et al. 2020; Zhou et al. 2020).

I.7 Conclusion

À travers ce chapitre, nous avons présenté une synthèse bibliographique sur le changement climatique dans le Monde, changement du régime pluviométrique, changement du régime hydrométrique, modélisation pluie-debit, les relations entre régime pluviométriques et hydrométriques avec les indices climatiques, et l'utilisation d'outils spécifiques pour étudier les phénomènes naturels non linéaires.

Nombreux efforts sont faits pour décrire l'évolution des paramètres hydro-climatiques et indices climatiques ainsi que la relation qui peut éventuellement exister entre eux ont été étudiées en utilisant de nombreuses méthodes statistiques.

Le choix des Methodes utilisés a été fait sur la base des résultats positifs trouvés par de nombreux chercheurs qui ont étudié les relations entre les variabilités pluviométrique et hydrométrique avec les indices climatiques ceux trouvés au niveau continental et mondial.

Chapitre II :
Données et Méthodes

II.1 : Présentation Des Zones D'études

Chapitre II : Données et Méthodes

II.1 : Présentation des zones d'études

Introduction

La description des bassins versants du Cheliff et de la Medjerda avec leurs différents sous bassins vont permettre de donner des indications géographiques et morphométriques, bases nécessaires à la compréhension des mécanismes du cycle de l'eau et du système de l'écoulement superficiel. Les reliefs d'un bassin versant reliées à la lithologie et l'état de sa surface renseignent sur le type de régime hydrologique du bassin.

C'est ainsi que le réseau hydrographique la géologie et les principaux aquifères ont été abordés dans ce chapitre pour identifier et caractériser les ressources hydriques de ces régions. Le Cheliff est le seul oued qui draine une partie des hauts plateaux en Algérie, il est l'un des cours les plus longs avec le plus grand débit caractères dus à la structure profonde des régions qu'il traverse (Elmeddahi 2016).

La Medjerda est l'un des principaux oueds du Maghreb, tant par la longueur de son cours, la superficie de son bassin versant que par le volume d'eau qu'elle charrie. Il prend sa source près de Souk-Ahras, dans le Constantinois algérien, puis coule vers l'est avant de se jeter dans la mer Méditerranée (golfe de Tunis). La source de cet oued est située en Algérie avec un lit en majorité sur le territoire de la Tunisie.

II.1.2 Contexte des zones d'étude (Cheliff et de la Medjerda)

L'objectif est de faire ressortir séparément les spécificités sur le plan géomorphologique, hydrologique, occupation du sol, géologique, hydrogéologique et climatologique de chaque bassin.

II.1.2.1 Aperçu géomorphologique

II.1.2.1.1 Présentation des bassins

a) Bassin du Cheliff

Le bassin versant du Cheliff est situé au centre Ouest de l'Algérie du Nord, porte le numéroté 01 selon la nomenclature adoptée par l'ANRH, de longitude entre 0°12'' et 3°87'' Est et en latitude entre 33°91'' et 36°58'' Nord (Figure II.1). Il est limité au nord par les bassins versant côtiers algérois et la mer Méditerranée, au sud par le bassin du Sahara (les hautes plaines), à l'est par le bassin Algérois Hodna Soummam et à l'ouest par le bassin Oranie Chott Chergui (ABH-CZ 2004).

Le bassin du Chélif comprend deux chaînes de montagnes principales ; l'atlas tellien dans le nord et l'atlas saharien au sud. Au nord du bassin, le relief atteint une altitude de 1885 mètres représentée par les monts de l'Ouarsenis, atteignant 1550 mètres, au sud avec les monts du Dahra et à l'est par les massifs épis métamorphiques à schistosités du Daoui et du temoulga.

Ce bassin est drainé par l'oued Cheliff et ses affluents sur une superficie de 43 750 Km².

L'oued Cheliff coule sur une longueur de 700 km, formé au départ par Nahr Ouassel et Nahr Touil, il prend sa source dans l'Atlas Saharien au Djebel Amour près d'Aflou, les hauts plateaux puis la vallée du Cheliff pour se jeter dans la mer méditerranée au niveau de la station hydrométrique de Sidi bel Attar, portant le numéro 013601 selon l'ANRH, située à proximité de Mostaganem (ABH-CZ 2004).

Ce bassin versant connaît d'importantes irrégularités interannuelles dans son régime hydrologique. Le climat du bassin est de type méditerranéen (semi-aride) avec une pluie annuelle qui varie entre 300-500 mm allant du Sud vers le Nord, avec des hivers relativement froids et pluvieux et des étés chauds et secs. Il est à noter que le bassin est caractérisé par l'existence de dix-sept barrages en exploitation.

b) Bassin de la Medjerda

Le bassin versant de la Medjerda s'étend entre l'Algérie et la Tunisie est occupé une superficie de 23 700 km² dont 7 600 km² en territoire algérien. Il est situé dans la région Nord-Est de l'Algérie, de longitude entre 7°18'' et 8°39'' Est et en latitude entre 35°18'' et 36°47'' Nord (Figure II.1). Il est limité au nord par le bassin des Côtiers Constantinois, au sud par le bassin du Melghir, à l'est par la Tunisie et à l'Ouest par les bassins d'oued Seybouse et des hauts plateaux Constantinois. Le bassin est caractérisé par un relief, Atlas Tellien Au Nord, avec une altitude qui varie entre 700 m et 1400 m, et au Sud, par l'Atlas Saharien. Ce bassin est traversé par les principaux oueds : oued Medjerda au Nord et oued Mellegue au Sud.

Cette zone se caractérise par un climat continental à influence méditerranéenne et désertique avec une pluviométrie variant entre 300 et 1150 mm/an. L'oued de la Medjerda s'écoule sur 482 kilomètres dont 350 km en Tunisie (Rodier et al. 1981). Il est à noter que le bassin côté algérien est caractérisé par l'existence d'un seul barrage en exploitation sur le cours d'eau de la Medjerda.

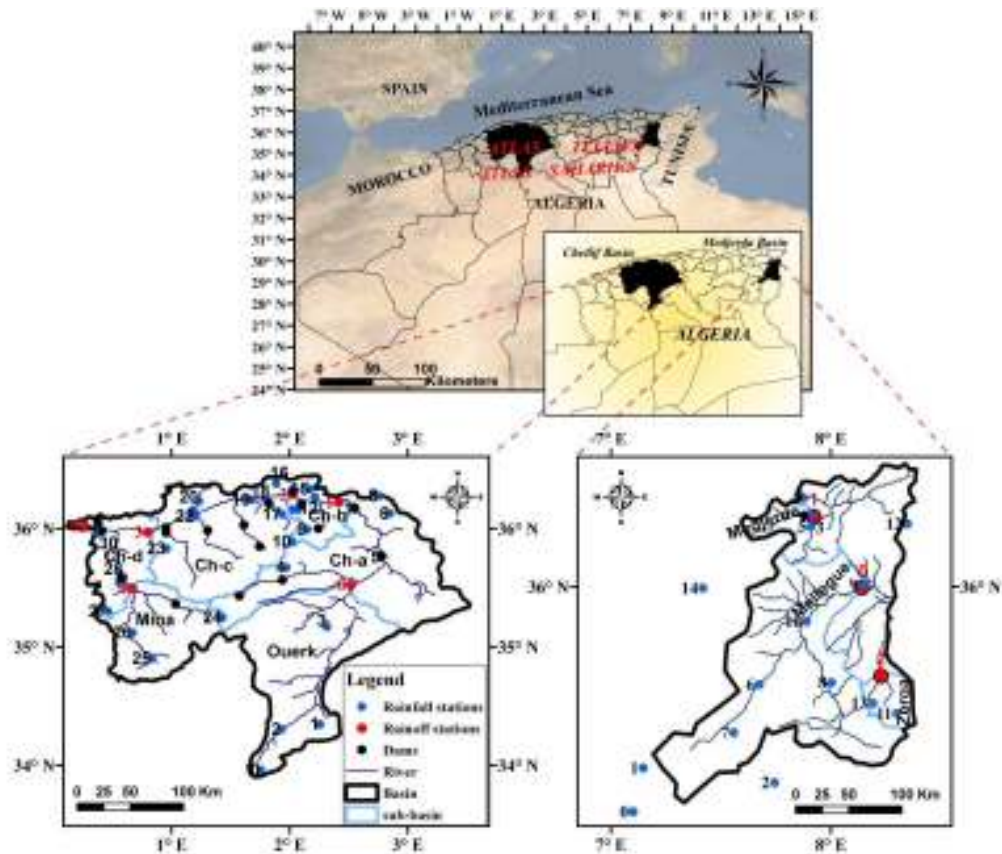


Figure II.1 : Situation géographique des bassins en étude (Cheliff et de la Medjerda)

II.1.2.1.2 Caractéristiques morphométriques des bassins versants

La connaissance des caractéristiques topographiques et morphologiques d'un bassin versant en l'occurrence la forme, le relief, la disposition du réseau hydrographique, la nature du sol et le couvert végétal sont indispensables pour analyser le comportement hydrologique.

Selon les délimitations orohydrographiques, la zone d'étude du Cheliff se compose de trois bassins celle de la Medjerda de deux bassins (Figure II.2).

La zone d'étude du Cheliff :

- ✓ Bassin Cheliff Amont Boughzoul qui a une superficie de 19 990 km² ;
- ✓ Bas Cheliff et la Mina 13 150 km² ;
- ✓ Moyen et Haut Cheliff avec une superficie de 10 930 km².

Ces trois grands bassins englobent plusieurs sous bassins (Figure II.3) (ABH-CZ 2004)

- Moyen et Haut Cheliff : 11 sous bassins ;
- Bas Cheliff et la Mina : 13 sous bassins ;
- Amont Boughzoul : 12 sous bassins.

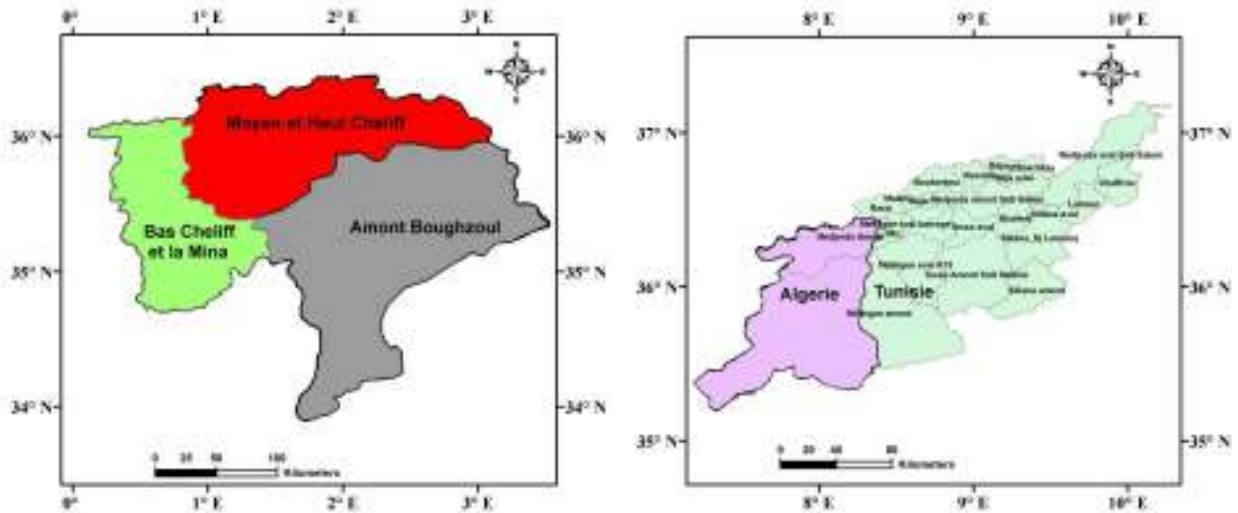


Figure II.2 : Carte des régions des zones d'étude

La zone d'étude de la Medjerda : (Figure II.2), (ANRH 2005)

- ✓ Bassin Medjerda Amont qui a une superficie de 1 506 km² ;
- ✓ Bassin Mellegue Amont avec une superficie de 6 369 km².

Le bassin de la Medjerda englobe cinq sous bassins versants, (Figure II.3):

- 01 sous bassin pour Medjerda;
- 04 sous bassins pour Mellegue.

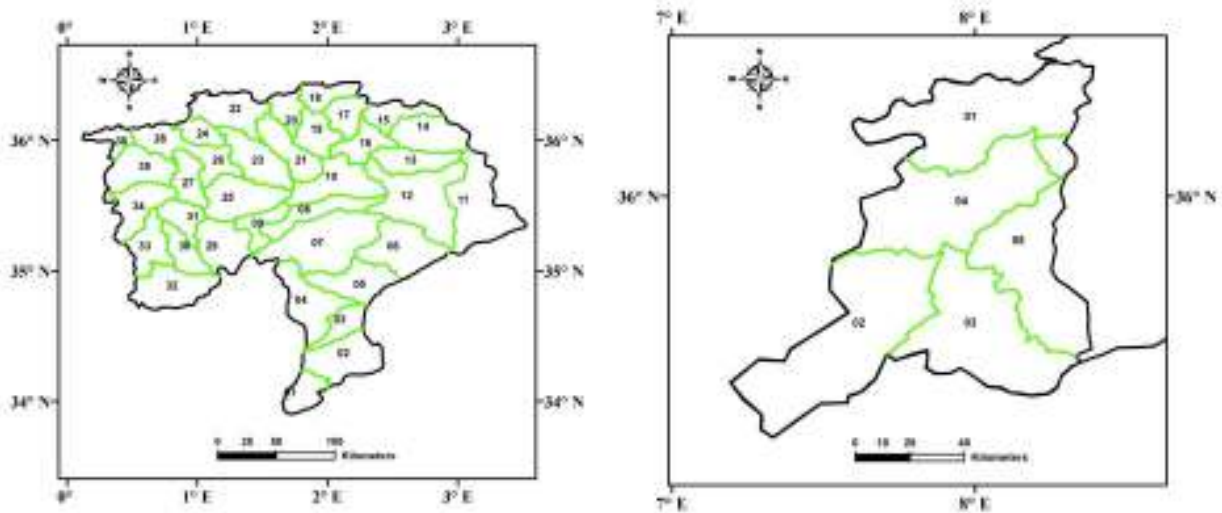


Figure II.3 : Carte des sous bassins des régions d'étude (ANRH 2005)

a) Paramètres géométriques

La technique de la digitalisation avec le S.I.G (Système Informatique Géographique) a permis de déterminer la superficie et le périmètre des différents bassins.

b) Paramètre de forme

La forme des bassins versants est traduite par l'indice de compacité qui a une influence directe sur l'écoulement :

Un bassin versant allongé ne réagira pas de la même façon qu'un bassin versant de forme ramassée (Roche 1963). 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), Soit :

$$K_c = 0.282 \times P / \sqrt{A} \dots\dots\dots(\text{II.1})$$

Avec : K_c : Indice de compacité de Gravélius ; A : Surface du bassin versant [Km^2] et P : Périmètre du bassin [Km].

$K_c = 1$ bassin circulaire ; $1 < K_c < 1.12$ bassin compact ; $K_c > 1.12$ bassin allongé.

Les valeurs de l'indice de compacité obtenues pour les sous bassins traduisent une forme allongée des sous bassins avec des valeurs de K_c qui varient entre 1.3 et 1.9 pour le Cheliff tandis que pour la Medjerda ces valeurs varient entre 1.4 et 1.9 (Tableau II.1).

c) Rectangle équivalent

Le bassin versant rectangulaire résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve les mêmes paramètres de forme et par conséquent la même répartition hypsométrique. Ce rectangle est défini pour comparer facilement les bassins entre eux, d'autant plus que les valeurs de K_c sur tous les sous bassins de la région d'étude sont supérieures à 1.12. Les dimensions du rectangle équivalent sont calculées par les formules II.2 et II.3:

$$L(\text{Km}) = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right] \dots\dots\dots(\text{II.2})$$

$$l(\text{Km}) = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right] \dots\dots\dots(\text{II.3})$$

L : Longueur du rectangle équivalent (Km) ; l : Largeur du rectangle équivalent (Km).

La comparaison des longueurs et des largeurs des rectangles équivalents montrent que la longueur est trois (03) fois supérieure que la largeur, pour la totalité des sous-bassins ce qui confirme leurs allongement favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement mais qui dépend cependant de la forme du relief. Pour le Cheliff les résultats du rapport varient entre 3.2 et 9.8 tandis que pour la Medjerda ces valeurs du rapport varient entre 3.9 et 9.1 (Tableau II.1).

Tableau II.1 : Caractéristiques de formes des sous-bassins (Superficie, périmètre, indice de compacité et rectangle équivalent)

Bassin	Region	Code sous bassin	sous bassins	Superficie S (km ²)	Périmètre P (km)	Indice de compacité Kc	Rectangle équivalent		
							Longueur (km)	Largeur (km)	Rapport (L/l)
Cheliff à l'amont de Boughzoul		101	Oued Sebgag Berkana	791	140	1.40	55.497	14.253	3.9
		102	Oued Namous Chelal	1831	216	1.42	86.939	21.061	4.1
		103	Oued Touil Amont	721	126	1.32	47.900	15.050	3.2
		104	Oued Sakni	1675	245	1.69	106.911	15.669	6.8
		105	Oued Touil Moyen	1667	218	1.51	90.663	18.387	4.9
		106	Oued Touil aval	1797	205	1.36	79.843	22.507	3.5
		107	Oued Sousselem	3005	284	1.46	116.250	25.850	4.5
		108	Oued Mechti Zerga	1074	226	1.94	102.524	10.476	9.8
		109	Oued Ouassel amont	639	158	1.77	70.020	9.130	7.7
		110	Oued Ouassel moyen	1638	239	1.67	103.764	15.786	6.6
		111	Dait El Firania	2366	280	1.62	120.241	19.679	6.1
		112	Diaa Boughouzoul	2818	340	1.81	151.653	18.582	8.2
Cheliff	Moyen et Haut Cheliff	113	Oued Cheliff Djellil	1013	171	1.52	71.565	14.150	5.1
		114	Oued Cheliff Ghrib	1379	176	1.33	67.372	20.463	3.3
		115	Oued Cheliff Harbil	780	165	1.67	71.805	10.865	6.6
		116	Oued Deurdeur	851	179	1.73	78.842	10.793	7.3
		117	Oued Cheliff Harrezal	757	142	1.46	58.236	12.994	4.5
		118	Oued Ebda	661	139	1.53	58.181	11.369	5.1
		119	Oued Rouina Zeddine	891	165	1.56	69.694	12.791	5.4
		120	Oued Cheliff Tikazel	588	151	1.76	66.877	8.788	7.6
		121	Oued Fodda	1161	213	1.76	94.024	12.351	7.6
		122	Oued Ras Ouahrane	1438	225	1.67	97.508	14.752	6.6
		123	Oued Sly	1404	225	1.69	98.202	14.298	6.9
Bas Cheliff et la Mina		124	Oued Cheliff Ouarizane	575	120	1.41	47.834	12.016	4.0
		125	Oued Tiguiguest	1618	197	1.38	77.744	20.806	3.7
		126	Oued Rhiou Tleta	787	178	1.79	79.045	9.955	7.9
		127	Oued Djiouia	840	163	1.59	69.622	12.058	5.8
		128	Oued Cheliff Tarhia	772	148	1.50	61.251	12.599	4.9
		129	Oued Mina amont	1327	172	1.33	65.768	20.182	3.3
		130	Oued Taht	772	148	1.50	61.289	12.596	4.9
		131	Oued Mina moyenne	750	149	1.54	62.558	11.992	5.2
		132	Oued Abd amont	1499	194	1.42	77.913	19.237	4.1
		133	Oued Abd aval	1069	198	1.71	86.713	12.327	7.0
		134	Oued Mina hadda	1251	193	1.54	81.069	15.431	5.3
		135	Oued Mina aval	1434	202	1.51	84.099	17.051	4.9
		136	Cheliff maritime	495	122	1.55	51.490	9.610	5.4
Medjerda	Medjerda	1201	Medjerda	1506	233	1.69	101.690	14.810	6.9
		1202	Meskiana	1880	235	1.53	98.393	19.107	5.1
	Mellegue	1203	Chabro	1568	230	1.64	99.192	15.808	6.3
		1204	Mellegue am	1506	193	1.40	76.922	19.578	3.9
		1205	Mellegue av	1415	252	1.89	113.537	12.463	9.1

II.1.2.1.3 Etude de relief (Figure II.4, II.5)

a) Bassin du Cheliff

La zone d'étude se caractérise par l'hétérogénéité de ses grandes unités naturelles.

Dans sa partie Nord, le bassin du Cheliff présente une grande diversité géologique qui contraint d'être limités à quelques caractéristiques morphométriques pouvant permettre d'identifier les bassins à travers leurs diverses unités et de comparer ces paramètres entre eux.

Les reliefs littoraux sont constitués de collines d'altitude moyenne variant entre 300 à 600 m, avec des crêtes atteignant les 800 m. Les massifs forment une longue chaîne dont les altitudes les plus importantes se situent à l'est avec les sommets des deux monts du Zaccar (1580m, 1527m) et celui du Djebel Bou Mad qui culmine à 1417m.

Les plaines et les bassins intérieurs ont des altitudes variables allant de 250 et 300 mètres dans le bassin du Haut Cheliff, avec 150 et 200 mètres d'altitude dans le bassin du moyen Cheliff et des variations de 60 et 150 mètres dans le bassin du bas Cheliff. Ces plaines sont distantes de 20 à 70 km par rapport à la mer.

Les montagnes et plateaux sont des reliefs qui s'étendent de la méditerranée au Nord et des hauts plateaux au Sud. Ces régions montagneuses présentent des chaînes plissées plus ou moins parallèles au littoral avec une assez forte diversité morphologique et des séries d'altitudes qui varient entre 700 et 1200 mètres atteignant 1983 mètres au niveau du sommet culminant de Kef Sidi-Ammar.

Les Hautes Plaines le plateau de Sersou est l'unique région tellienne des Hautes Plaines ; elle est limitée par la cuvette de Tissemsilt au Nord de l'oued Nahr- Ouassel et le plateau du Sersou au Sud du même oued.

b) Bassin de la Medjerda

Le massif est un ensemble de montagnes situées de part et d'autre du cours supérieur de la Medjerda qui prend sa source sur les monts de Souk-Ahras (Ras el Alia 1317 m). Il occupe une position charnière entre l'Atlas Tellien au nord et Saharien dans sa partie sud. Chevauchant sur deux wilayas Souk-Ahras et Guelma. Le massif est caractérisé par trois éléments homogènes à savoir :

- Les monts nord de la Medjerda limité par la RN20 allant de Souk-Ahras (Algérie) à Ghardimaou (Tunisie).
- Au centre l'étroite vallée de la Medjerda.

- Au sud les monts sub-humides de Souk-Ahras subdivisées en deux parties : Est et Ouest.

D'une longueur de 97 km environ d'Est en Ouest et d'une profondeur de 31 km environ du Nord au Sud, le tracé du massif prend forme à partir de la limite d'état à l'est du pays au niveau de la commune frontalière d'Ouled Moumen.

Les reliefs les plus accentués du bassin versant de la Medjerda se situent en Algérie. En Tunisie, ils sont positionnés à la bordure sud et un peu moins à la bordure nord du bassin. En avançant vers la mer ces reliefs ont tendance à s'adoucir.

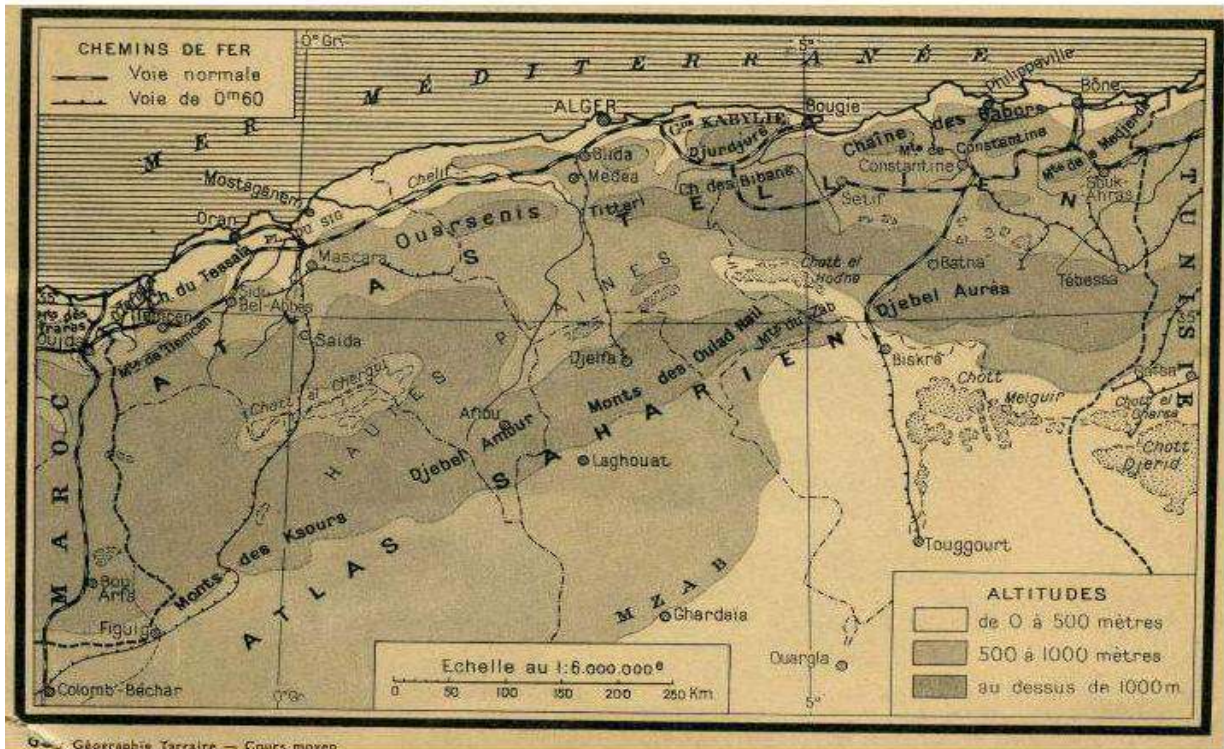


Figure II. 4 : Carte de localisation des grands ensembles du Nord de l'Algérie. Mise sur le site 17/08/2007 (http://alger-roi.fr/Alger/geographie/tarraire_prigent/pages/tarraire_prigent_1.htm)

II.1.2.1.4 Paramètres de relief

Le relief est le facteur essentiel dans la détermination de l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation.

a) Altitude

a.1) Altitude bassin du Cheliff (Figure II.5 et Tableau II.3)

Pour le Cheliff à l'amont de Boughzoul, l'altitude minimale varie entre 600 m (Oued Touil aval, Oued Soussalem, Oued Mechti Zerga, Dait el Firania et Diaa Boughzoul), à 1100m (Oued Sebgag Berkana).

Pour le Moyen et haut Cheliff, l'altitude minimale varie entre 100 m (Oued Sly et Oued Ouahrane) et 600 m (Oued Cheliff Djellil).

Pour le Bas Cheliff et la Mina, l'altitude minimale varie entre 0 m (Cheliff maritime) et 800m (oued Abd Amont).

Pour les sous bassins des hautes plaines du Cheliff à l'amont de Boughzoul, les altitudes maximales sont globalement élevées, elles varient entre 1200 m (Oued Mechti Zerga) et 1700 m (Oued Sebgag Berkana, Oued Namous Chelal et Oued Ouassel moyen).

L'altitude maximale varie dans le bassin du Moyen et haut Cheliff entre 1100 m (Oued Cheliff Tikazel et Oued Ras Ouahrane) et 1800 m (Oued Cheliff Djellil, Oued Deurdeur et Oued Fodda), tandis que dans le bassin du bas Cheliff et la Mina, elle varie entre 700 m (Cheliff maritime) et 1400 m (Oued Abd amont) (Tableau. II.3).

a.2) Altitude bassin de la Medjerda (Figure II.5 et Tableau II.3)

Dans le bassin de Mellegue, qui comporte quatre (04) sous bassins en l'occurrence Meskiana, Chabro, Mellague amont et Mellegue aval, les altitudes minimales varient entre 369 m (Chabro) et 639 m (Meskiana). Au niveau du bassin de la Medjerda l'altitude minimale est de 219 m.

L'altitude maximale varie dans le bassin de Mellegue, qui contient (Meskiana, Chabro, Mellague am et Mellegue av) entre 1300 m (Mellegue am) et 1632 m (Chabro). Dans le bassin Medjerda (1201), l'altitude maximale est de 1395 m (Tableau II.3).

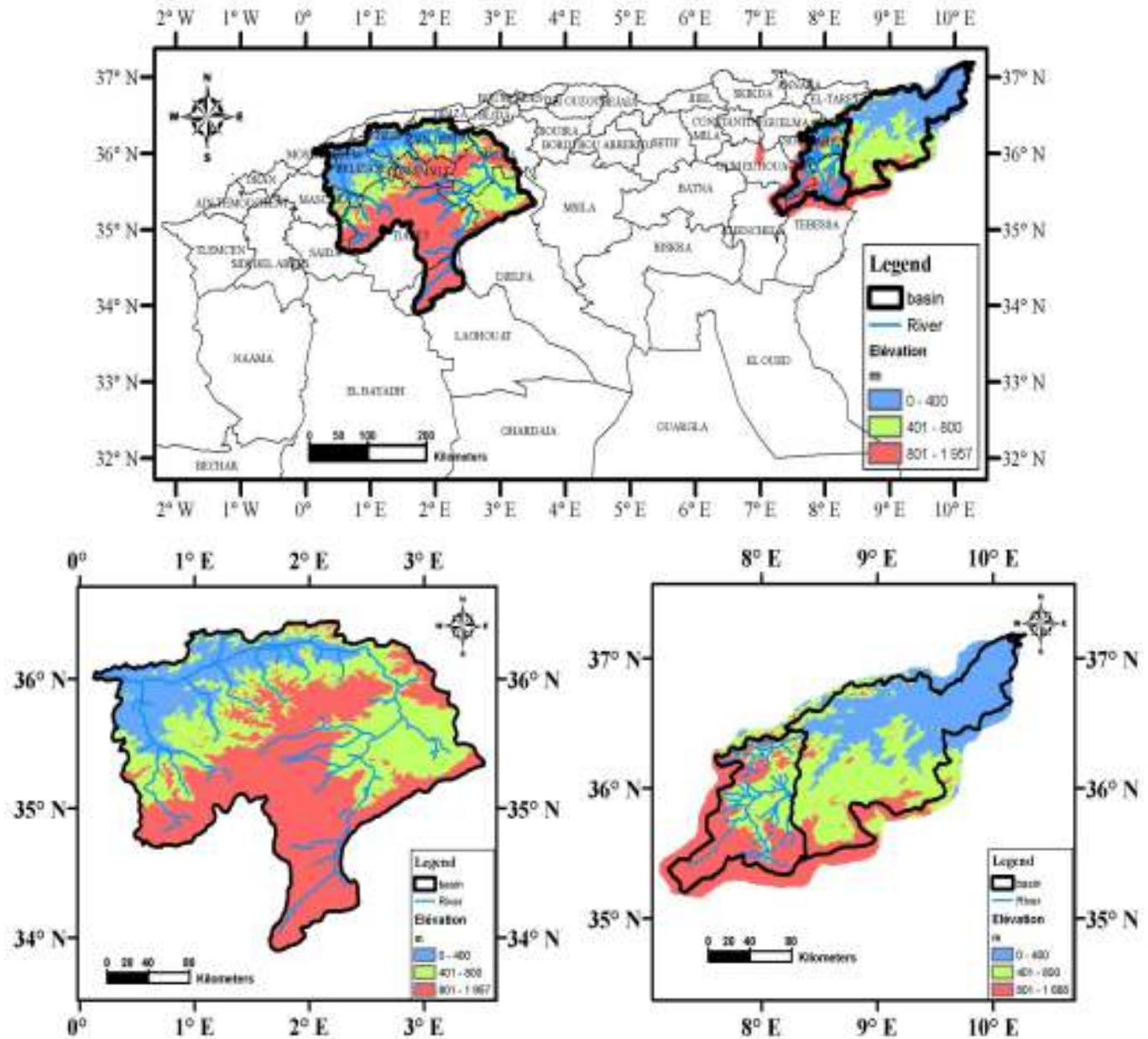


Figure II.5 : Altimétrie des bassins versants à partir du Modèle Numérique de terrain élaboré par le logiciel ArcGis pour un pas de 30 mètres

b) Indices de pente I_g

L'Indice de pente globale (I_g) représente la pente moyenne de 90% de la superficie du bassin, il est obtenu à partir de la courbe hypsométrique à travers la dénivelée (D) entre les altitudes $H_{5\%} - H_{95\%}$.

$$I_g = \frac{D}{L_r} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_r} \dots\dots\dots (II.4)$$

Pour permettre une comparaison des bassins entre eux, on se basant sur la classification proposée par l'ORSTOM avec :

Cet indice, très facile à calculer, est des plus utilisés. Il sert de base à une des classifications de l'ORSTOM pour des bassins versants dont la surface est de l'ordre de 25 km².

c) Dénivelée spécifique D_s

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à √A.

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{(LI)} = D \sqrt{\frac{I}{L}} \dots\dots\dots (II.5)$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie (D = H_{5%} - H_{95%}) et de la forme du bassin (I/L).

Elle donne lieu à une deuxième classification de l'ORSTOM, indépendante des surfaces des bassins (Tableau II.2) :

Tableau II.2 : Classification des reliefs selon l'ORSTOM

Classe de relief	Type de relief	D _s (m)
R1	Relief très faible	D _s <10 m
R2	Relief faible	10<D _s <25 m
R3	Relief assez faible	25<D _s <50 m
R4	Relief modéré	50<D _s <100 m
R5	Relief assez fort	100<D _s <250
R6	Relief fort	250<D _s <500 m
R7	Relief très fort	500<D _s

Les résultats obtenus indiquent que les plus fortes valeurs de la dénivelée spécifique (D_s) concernent : (Tableau II.3)

- Les sous bassins du moyen et haut Chéiff dont la catégorie du relief est forte et très forte ;
- Les sous bassins du bas Chéiff et la Mina caractérisés par des reliefs assez forts et des reliefs forts ;
- Les valeurs les plus faibles de la dénivelée spécifique (D_s), correspondent aux bassins situés à l'Amont de Boughezoul.

Les sous bassins dont la catégorie du relief assez forte est à lier à la massivité des reliefs calcaires que l'on rencontre dans ces secteurs.

Pour le bassin de la Medjerda les valeurs de la dénivelée spécifique (Ds) donnent une catégorie du relief forte (Tableau II.3).

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

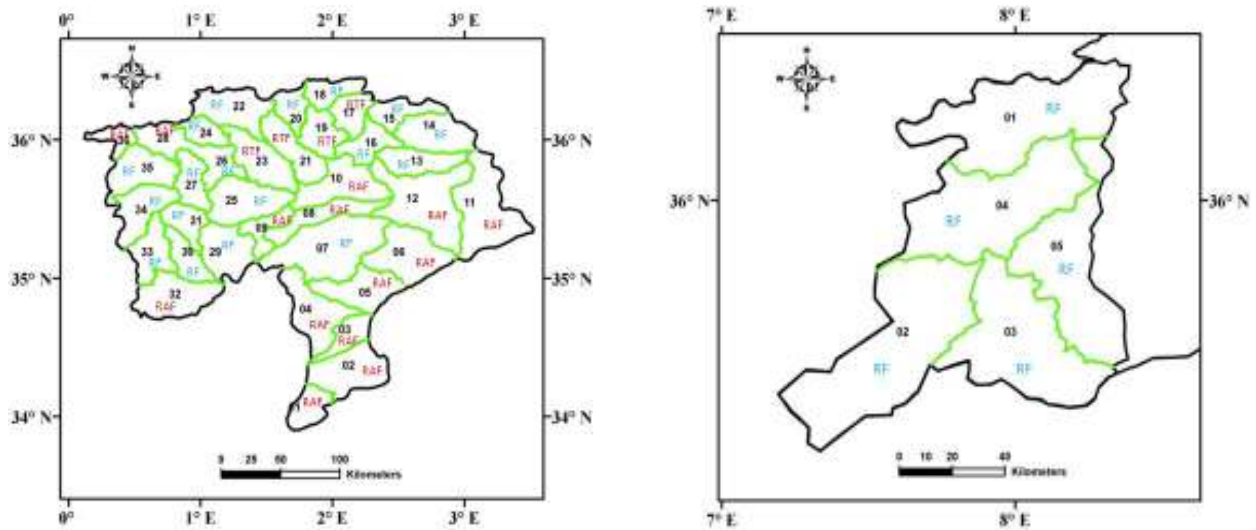


Figure II.6 : Classes du relief des sous-bassins des régions d'étude

Tableau II.3 : Indices des pentes et classes du relief des sous-bassins

Bassin	Region	Code sous bassin	sous bassins	S (km ²)	Altitude maximale (m)	Altitude minimale (m)	Altitude moyenne (m)	L rectangle équivalent	Indice de pente global Ig (m/km)	Ds Dénivelée spécifique (m)	Classe de relief
Cheliff à l'amont de Boughzoul		101	Oued Sebgag Berkana	791	1700	1100	1410	55.497	7.2	203	relief assez fort(RAF)
		102	Oued Namous Chelal	1831	1700	900	1205	86.939	5.8	246	relief assez fort(RAF)
		103	Oued Touil Amont	721	1300	800	1050	47.900	6.3	168	relief assez fort(RAF)
		104	Oued Sakni	1675	1500	800	1130	106.911	3.7	153	relief assez fort(RAF)
		105	Oued Touil Moyen	1667	1400	700	970	90.663	4.4	180	relief assez fort(RAF)
		106	Oued Touil aval	1797	1300	600	870	79.843	6.3	265	relief assez fort(RAF)
		107	Oued Sousselem	3005	1500	600	1000	116.250	6.0	330	relief fort (RF)
		108	Oued Mechti Zerga	1074	1200	600	890	102.524	3.9	128	relief assez fort(RAF)
		109	Oued Ouassel amont	639	1300	800	1000	70.020	4.3	108	relief assez fort(RAF)
		110	Oued Ouassel moyen	1638	1700	700	950	103.764	4.8	195	relief assez fort(RAF)
		111	Dait El Firania	2366	1500	600	840	120.241	4.2	202	relief assez fort(RAF)
		112	Diaa Boughouzoul	2818	1600	600	790	151.653	4.0	210	relief assez fort(RAF)
Cheliff	Moyen et Haut Chellif	113	Oued Cheliff Djellil	1013	1800	600	900	71.565	14	445	relief fort(RF)
		114	Oued Cheliff Ghrib	1379	1600	500	870	67.372	13	496	relief fort(RF)
		115	Oued Cheliff Harbil	780	1300	300	600	71.805	11	311	relief fort(RF)
		116	Oued Deurdeur	851	1813	281	980	78.842	17	493	relief fort(RF)
		117	Oued Cheliff Harrezal	757	1600	300	575	58.236	19	520	relief tres fort(RTF)
		118	Oued Ebda	661	1500	200	610	58.181	19	486	relief fort(RF)
		119	Oued Rouina Zeddine	891	1700	200	640	69.694	19	557	relief tres fort(RTF)
		120	Oued Cheliff Tikazel	588	1100	200	370	66.877	10	254	relief fort(RF)
		121	Oued Fodda	1161	1800	200	785	94.024	15	507	relief tres fort(RTF)
		122	Oued Ras Ouahrane	1438	1100	100	375	97.508	8	311	relief fort(RF)
		123	Oued Sly	1404	1700	100	710	98.202	14	534	relief tres fort(RTF)

Bassin	Region	Code sous bassin	sous bassins	S (km ²)	Altitude maximale (m)	Altitude minimale (m)	Altitude moyen (m)	L rectangle équivalent	Indice de pente global Ig (m/km)	Ds Dénivelée spécifique (m)	Classe de relief
		124	Oued Cheliff Ouarizane	575	1000	75	275	47.834	15	363	relief fort(RF)
		125	Oued Tiguiguest	1618	1300	300	805	77.744	10	414	relief fort(RF)
		126	Oued Rhiou Tleta	787	1300	75	460	79.045	13	364	relief fort(RF)
		127	Oued Djiouia	840	1000	200	550	69.622	9	250	relief fort(RF)
		128	Oued Cheliff Tarhia	772	800	50	310	61.251	9	249	relief assez fort(RAF)
	Bas	129	Oued Mina amont	1327	1300	600	1095	65.768	8	277	relief fort(RF)
	Chellif et la Mina	130	Oued Taht	772	1300	600	910	61.289	8	227	relief fort(RF)
		131	Oued Mina moyenne	750	1300	300	650	62.558	13	350	relief fort(RF)
		132	Oued Abd amont	1499	1400	800	1100	77.913	5	199	relief assez fort(RAF)
		133	Oued Abd aval	1069	1300	300	775	86.713	9	302	relief fort(RF)
		134	Oued Mina hadda	1251	1200	100	490	81.069	11	393	relief fort(RF)
		135	Oued Mina aval	1434	900	50	345	84.099	8	293	relief fort(RF)
		136	Cheliff maritime	495	700	0	215	51.490	10	216	relief assez fort(RAF)
	Medjerda	1201	Medjerda	1506	1395	219	640	101.690	10	372	relief fort(RF)
		1202	Meskiana	1880	1588	639	800	98.393	8	330	relief fort(RF)
Medjerda	Mellegue	1203	Chabro	1568	1632	369	700	99.192	11	424	relief fort(RF)
		1204	Mellague am	1506	1169	457	620	76.922	7	258	relief fort(RF)
		1205	Mellague av	1415	1474	417	720	113.537	8	284	relief fort(RF)

II.1.2.2 Etude du réseau hydrographique

II.1.2.2.1 Réseau hydrographique

a) réseau hydrographique du bassin du Cheliff

Le réseau hydrographique du bassin du Cheliff est constitué par un chevelu dense représenté en majorité de cours d'eaux temporaires (Tableau II.4) (Figure II.1, II.5).

L'Oued Cheliff est considéré comme l'un des grands Oueds Nord-Africains, il résulte de la jonction de deux grands cours d'eau : l'oued Touil et Nahr Ouassel; il possède le cours le plus long et le débit le plus élevé.

L'oued Touil d'orientation SW-NE jusqu'à Chahbounia à Médéa conflue avec l'oued Nahr Ouassel qui coule en oblique dans le sens Nord-Est. Celui-ci prend sa source dans l'Atlas saharien, près d'Aflou dans les monts de Djebel Ammour, l'oued Cheliff au point de jonction prend d'abord une direction Sud-Nord et franchit la chaîne de Médea (Boughari) puis, suivant une orientation SE-NW traverse le massif de Gantass, ensuite coule en oblique d'Est en Ouest, jusqu'à son embouchure en méditerranée plus précisément à Mostaganem (in Mehaiguene 2013).

L'Oued Cheliff serpente sur sa majeure partie au fond d'une vallée parallèle à la mer. Durant tout ce parcours, l'Oued Cheliff reçoit sur sa rive droite, les eaux des Oueds Ebda et Ras Ouahrane, cependant sur sa rive gauche, il collecte les eaux des Oueds Deurdeur, Harreza,

Rouina Zeddine, Fodda, Sly, Rhiou, Djediouia ainsi que l'important affluent Oued Mina plus à l'Ouest.

La disposition du réseau hydrographique est le résultat de l'évolution des éléments structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques, particulièrement ceux du Quaternaire. Le chevelu hydrographique s'est formé suite aux accidents importants qui ont affecté les terrains et s'est modifié et orienté avec l'évolution de la tectonique (Rodier et al. 1981).

b) réseau hydrographique du bassin de la Medjerda

Le bassin de la Medjerda présente un chevelu hydrographique peu développé et peu dense. Il comprend quatre grands oueds dans la partie Algérienne « Medjerda, Chabro, Meskiana, Mellegue » (Tableau II.4) (Figure II.1, II.5).

L'oued Medjerda prend sa source en Algérie à la limite du front des massifs kabyles et des massifs telliens qu'elles chevauchent entre Souk ahras et Sedrata. Deux petits ruisseaux, issus du djebel Ras El Alia, fusionnent pour donner naissance à l'oued Medjerda. Tout au long de ses 495 km, ce cours d'eau coule en suivant ou en traversant les régions géologiques majeures des confins nord Algéro-Tunisiens définis en zones structurales. L'oued débouche enfin à la mer par la traversée d'une large plaine côtière érigée sur les structures particulières de la région tunisoise (Jauzein 1971). En territoire Algérien, la Medjerda parcourt une distance de 130 Km d'orientation E-NE jusqu'à la commune frontalière de Haddada avec une largeur de 25 à 30 Km.

L'oued Mellague principal affluent de la Medjerda quant à lui, parcourt une distance de 308 Km d'orientation S-NE. Il se caractérise par un écoulement permanent et s'écoule sur 78 kilomètres dans le territoire Algérien, il succède à l'Oued Ksob qui lui-même succède à l'Oued Chabro. Ce cours traverse les communes d'El Aouinet et d'El Ouenza pour déboucher en Tunisie (Belhamra et al. 2016). Les deux oueds Medjerda et Mellague se rencontrent en territoire tunisien à 260 Km du golfe de Tunis à l'altitude 140m (Kallel et al. 1974).

II.1.2.2.2. Paramètre hydrographique

a) Densité de drainage est définie comme le rapport de la longueur totale des cours d'eau de tout ordre, à la surface du bassin.

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} \dots \dots \dots (II.6)$$

D_d : Densité de drainage en Km/Km², $\sum l_i$: Longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en Km, A: Superficie du bassin en Km².

La densité de drainage, permet de mieux apprécier les variations de l'écoulement à l'échelle du bassin. Elles sont étroitement dépendantes de la lithologie et l'abondance des précipitations. La densité de drainage reste en moyenne faible dans la plupart des sous bassins (Tableau II.4).

La densité de drainage dans la region du Cheliff à l'amont du barrage de Boughzoul et la region Moyen et Haut Cheliff ; est relativement élevée respectivement dans les sous bassins (Oued Sousselem et Oued Ouassel moyen) et (Oued Cheliff Ghrib, Oued Ras Ouahrane et Oued Sly), et elle est faible dans le reste des sous bassins.

Le même constat de densité de drainage élevé est constaté dans la region Bas Cheliff et la Mina et la region Mellegue; Elle est relativement élevée respectivement dans les sous bassins (Oued Mina amont et Oued Mina hadda) et sous bassin (Mellague amont) et elle est faible dans le reste des sous bassins (Tableau II.4).

La densité de drainage est relativement élevée dans la region de la Medjerda; où elle est de 1.72 km/km^2 .

Tableau II.4 : Densité de drainage des sous-bassins du Chélif et de la Medjerda

Bassin	Région	Code sous bassin	sous bassins	S (km ²)	L(km)	Dd (km/km ²)
Cheliff	Cheliff à l'amont de Boughzoul	101	Oued Sebgag Berkana	791	542	0.69
		102	Oued Namous Chelal	1831	1395	0.76
		103	Oued Touil Amont	721	540	0.75
		104	Oued Sakni	1675	363	0.22
		105	Oued Touil Moyen	1667	641	0.38
		106	Oued Touil aval	1797	847	0.47
		107	Oued Sousselem	3005	1573	2.41
		108	Oued Mechti Zerga	1074	812	0.76
		109	Oued Ouassel amont	639	321	0.50
		110	Oued Ouassel moyen	1638	940	2.18
		111	Dait El Firania	2366	802	0.34
		112	Diaa Boughouzoul	2818	1087	1.56
Cheliff	Moyen et Haut Cheliff	113	Oued Cheliff Djellil	1013	605.66	0.60
		114	Oued Cheliff Ghrib	1379	794.77	3.41
		115	Oued Cheliff Harbil	780	398.19	0.55
		116	Oued Deurdeur	851	505.22	0.59
		117	Oued Cheliff Harrezal	757	359.07	0.55
		118	Oued Ebda	661	467.44	0.71
		119	Oued Rouina Zeddine	891	752.91	0.84
		120	Oued Cheliff Tikazel	588	400.64	0.68
		121	Oued Fodda	1161	1075.71	0.93
		122	Oued Ras Ouahrane	1438	1160.02	5.15
		123	Oued Sly	1404	1233.43	4.36

Bassin	Région	Code sous bassin	sous bassins	S (km ²)	L(km)	Dd (km/km ²)
		124	Oued Cheliff Ouarizane	575	417.2	0.73
		125	Oued Tiguiguest	1618	1072.91	0.66
		126	Oued Rhiou Tleta	787	718.68	0.91
		127	Oued Djiouia	840	613.13	0.77
		128	Oued Cheliff Tarhia	772	496.73	0.35
	Bas	129	Oued Mina amont	1327	797.70	3.46
	Cheliff et	130	Oued Taht	772	450.96	0.58
	la Mina	131	Oued Mina moyenne	750	551.16	0.73
		132	Oued Abd amont	1499	604.17	0.45
		133	Oued Abd aval	1069	877.99	0.82
		134	Oued Mina hadda	1251	1010.81	2.60
		135	Oued Mina aval	1434	706.84	0.49
		136	Cheliff maritime	495	192.18	0.45
	Medjerda	1201	Medjerda	1451	621.92	1.72
		1202	Meskiana	1825	482.59	0.65
Medjerda	Mellegue	1203	Chabro	1513	444.89	0.58
		1204	Mellague am	1451	585.52	1.40
		1205	Mellague av	1360	344.63	0.25

b) Profil en long

Les profils en long des oueds du Cheliff et de l'oued Medjerda regroupés successivement sur les figures (II.7 et II.8).

Le tracé du profil en long du Cheliff et de la Medjerda avec leurs affluents a été découpé en sections présentant une certaine homogénéité de pente. Puis les différentes pentes moyennes des sections ont été calculées.

b.1) Les profils du lit de l'oued et les pentes du bassin de Cheliff

Les profils en long concernant le cours principal du Cheliff et ses principaux affluents montrent (Figure II.7) :

- La décroissance des pentes des affluents telliens est irrégulière; les pentes sont exceptionnellement élevées dans leur partie amont et auront donc une influence directe sur l'importance des crues au niveau du cours d'eau inférieur de l'Oued Cheliff.
- Une faible inclinaison des cours d'eau des hautes plaines à la confluence de l'oued Cheliff (Nahr Ouassel : 1.2 m/km et Oued Touil : 1.1 m/km) et les fortes pentes des affluents qui prennent naissance dans les massifs montagneux du Tell (Oued Harbil a la confluence de l'Oued Cheliff : 9.1 m/km, Oued Deurdeur à la confluence du Cheliff : 6.6 m/km, Oued Sly à la confluence du Cheliff : 3.7 m/km, Oued Rouina a la confluence de l'oued Cheliff : 16.3 m/km) (Tableau II.5). D'un autre côté, les pentes accentuées le long de l'Oued Cheliff

peuvent également engendrer, particulièrement à l'échelle des petits bassins, une plus grande vitesse d'écoulement.

Il est à noter aussi que la structure du barrage de Boughzoul pourra contribuer à bloquer la remontée régressive de l'érosion jouant le rôle d'un crêteur de crues, permettant d'éviter le déchargement des hautes plaines par opposition au domaine tellien intensément sectionné.

Tableau II.5 : Pente des oueds Cheliff et Medjerda et ses principaux affluents

Oued	Altitude (m)	Dif. Altitude (m)	Linéaire (km)	Pente (m/km)	Oued	Altitude (m)	Dif. Altitude (m)	Linéaire (km)	Pente (m/km)
Oued Touil 290 km	1300-1200	100	18.65	5.4	Oued Ebda 25 km	600-450	150	3.08	48.7
	1200-1050	150	51	2.9		450-270	180	15.47	11.6
	1050-810	240	96.67	2.5		270-230	40	6.45	6.2
	810-710	100	80.02	1.2		1040-790	250	8.7	28.7
	710-700	10	15.98	0.6		790-610	180	36.2	5.0
Oued Cheliff 460 km	700-670	30	27.95	1.1	Oued Sly 130 km	610-530	80	4.11	19.5
	670-615	55	56.63	1.0		530-490	40	16.01	2.5
	615-430	185	74.33	2.5		490-380	110	20.14	5.5
	460-300	160	32.22	5.0		380-320	60	5.87	10.2
	300-180	120	96.07	1.2		320-220	100	17.27	5.8
Oued Ouassel 165 km	180-110	70	63.45	1.1	Oued Rhiou 173 km	220-140	80	21.7	3.7
	110-0	110	137.3	0.8		950-810	140	1.7	82.4
	1050-970	80	3	26.7		810-400	410	77.3	5.3
	970-890	80	35	2.3		400-225	175	50.31	3.5
	890-810	80	12	6.7		225-110	115	43.70	2.6
Oued Bou kroum 61 km	810-670	140	115	1.2	Oued Hakoum 42 km	1000-820	180	2.73	65.9
	1200-1110	90	0.71	126.8		820-725	95	15.26	6.2
	1110-980	130	12	10.8		725-705	20	1.35	14.8
	980-860	120	8.29	14.5		705-610	95	22.67	4.2
	860-620	240	40	6.0		800-700	100	3	33.3
Oued Harbi 30 km	710-610	100	7.98	12.5	Oued Djedouia 107 km	700-590	110	15	7.3
	610-510	100	10.53	9.5		590-490	100	5	20.0
	510-405	105	11.49	9.1		490-425	65	14	4.6
Oued Deurdeur 73 km	1200-1060	140	1.42	98.6	Oued Mina 238 km	425-370	55	4	13.8
	1060-700	360	20.06	17.9		370-190	180	13	13.8
	700-470	230	30	7.7		190-100	90	14	6.4
	470-380	90	7.89	11.4		100-50	50	39	1.3
	380-290	90	13.63	6.6		1200-1050	150	5.8	25.9
Oued Fouda 117 km	980-495	485	44.77	10.8	Oued Rouina 77 km	1050-890	160	28.13	5.7
	495-260	235	47.28	5.0		890-710	180	7.73	23.3
	260-220	40	24.95	1.6		710-425	285	47.44	6.0
Oued Harraza 29 km	790-405	385	58	6.6	Oued Mina 238 km	425-320	105	8.5	12.4
	405-370	35	7	5.0		320-240	80	18.57	4.3
	370-175	195	12	16.3		240-80	160	73.5	2.2
	510-390	120	5.92	20.3		80-50	30	48.33	0.6
	390-260	130	23.08	5.6					

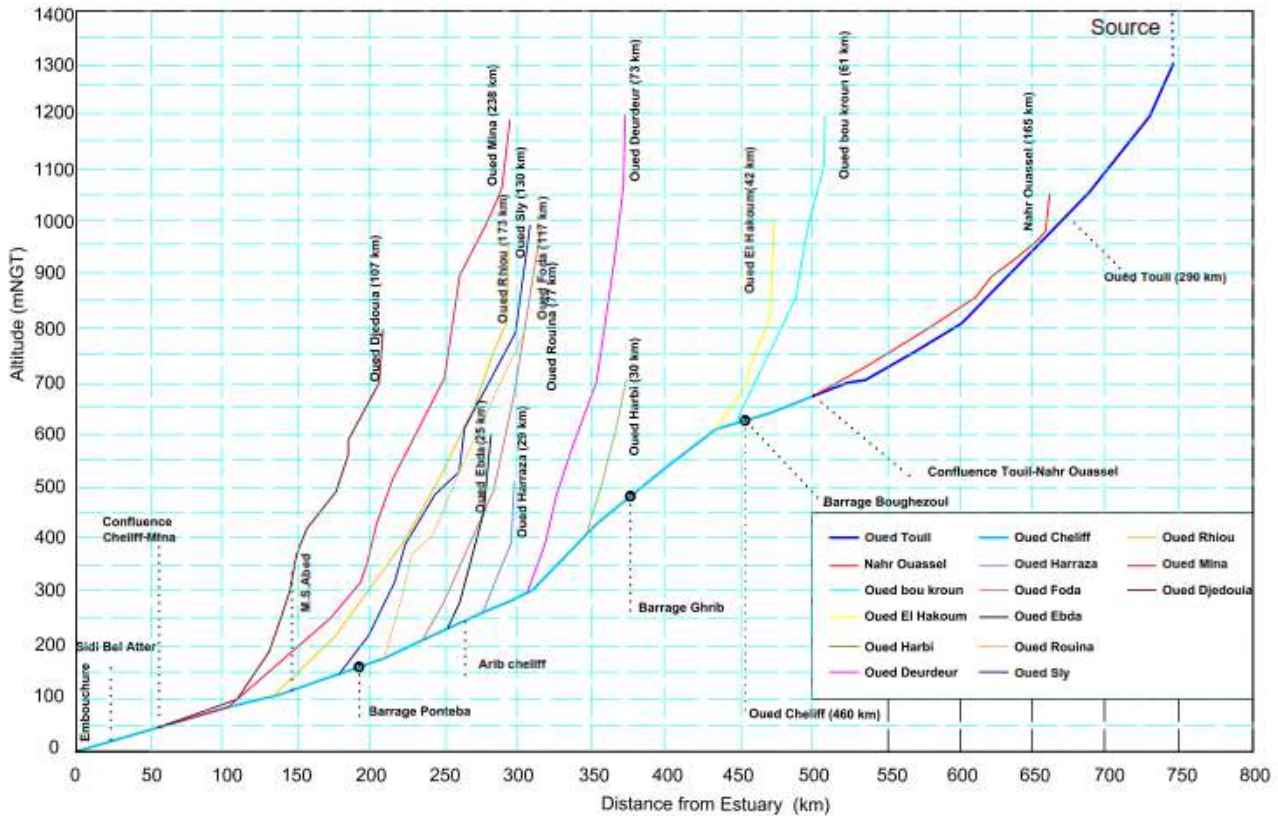


Figure II.7 : Profil en long bassin du Cheliff (ABH-CZ 2004)

b.2) Les profils du lit de l’oued et les pentes du bassin de la Medjerda (Figure II.8)

(Tableau II.6)

Le découpage proposé permet quelque remarque quant à la décroissance des pentes des oueds Medjerda et Mellegue d’amont en aval. C’est ainsi que de l’altitude 1150 m à l’altitude 950 m), la pente du cours d’eau est de 100 m par kilomètre sur une distance de 2 kilomètres. Elle se décroît vers l’aval, prenant une valeur moyenne de 9.1 m par kilomètre sur une distance de 32 km. Cette dernière passe de 5.6 m par kilomètre à 0.33 m par kilomètre sur une distance de 133 km en arrivant à une pente que de 0.18 m par kilomètre sur une distance de 67 km ensuite, elle croit entre les altitudes 130 m à 40 m avec une pente de 0.80 m par kilomètre sur une distance de 108 km et entre les altitudes 40 m et 0 m avec une pente de 0.33 m par kilomètre sur une distance de 133 km.

Il en est de même pour l’oued Mellegue, d’amont en aval entre l’altitude de 1450 m à 1060 m, la pente moyenne passe de 15 m par kilomètre sur une distance de 26 km à 5.3 m par kilomètre jusqu’à sa confluence avec l’oued Medjerda.

Ces deux exemples montrent bien, malgré un découpage grossier des profils en long, l’existence de ruptures de pentes dans le profil des oueds Medjerda et Mellegue.

II.1.2.3 Occupation du sol

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin Elmeddahi (2016). Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement Elmeddahi et al. (2016). Le paysage végétal du bassin de Cheliff et de la Medjerda est représenté dans la figure II.9.

Après la digitalisation des cartes de la figure II.9, la description relative à l'occupation du sol dans les deux bassins est la suivant : (Tableau II.7)

- La carte d'occupation du sol du bassin versant du Cheliff et de Medjerda fait ressortir que les forêts, les maquis, arboré, reboisement, plantation et halophites occupent plus de 25% de la superficie du bassin du Cheliff et de 31% pour le bassin de la Medjerda.
- Les terrain agricoles, arboricoles, oléicoles, viticoles et plantations occupent une partie non négligeable dans les bassins soit 41% pour le Cheliff et 44.5% pour la Medjerda.
- Les parcours, les zones steppiques et alfatières, les défrichements, et les parcelles improductives couvrent une surface équivalente à 26% pour le Cheliff et 23% pour la Medjerda.
- Les plans d'eau occupent 8% de la surface totale du Cheliff et 0.58% dans la Medjerda.

Tableau II.7 : Occupation du sol dans les bassins Cheliff et de la Medjerda

occupation du sol	Agricole, Arboruculture, Oleiculture, Viticulture, palmeraie, plantation	Parcour, Alfa, alfa associe, defrichement, Improductif, Steppiques	Foret, maquis, arboré, Reboiset, plantation, halophites	plan d'eau	sable	vole Sableux
Bassin du Cheliff	40.95%	26.06%	25.39%	8.00%	/	/
Bassin de la Medjerda	44.48%	23.26%	30.89%	0.58%	0.06%	0.73%

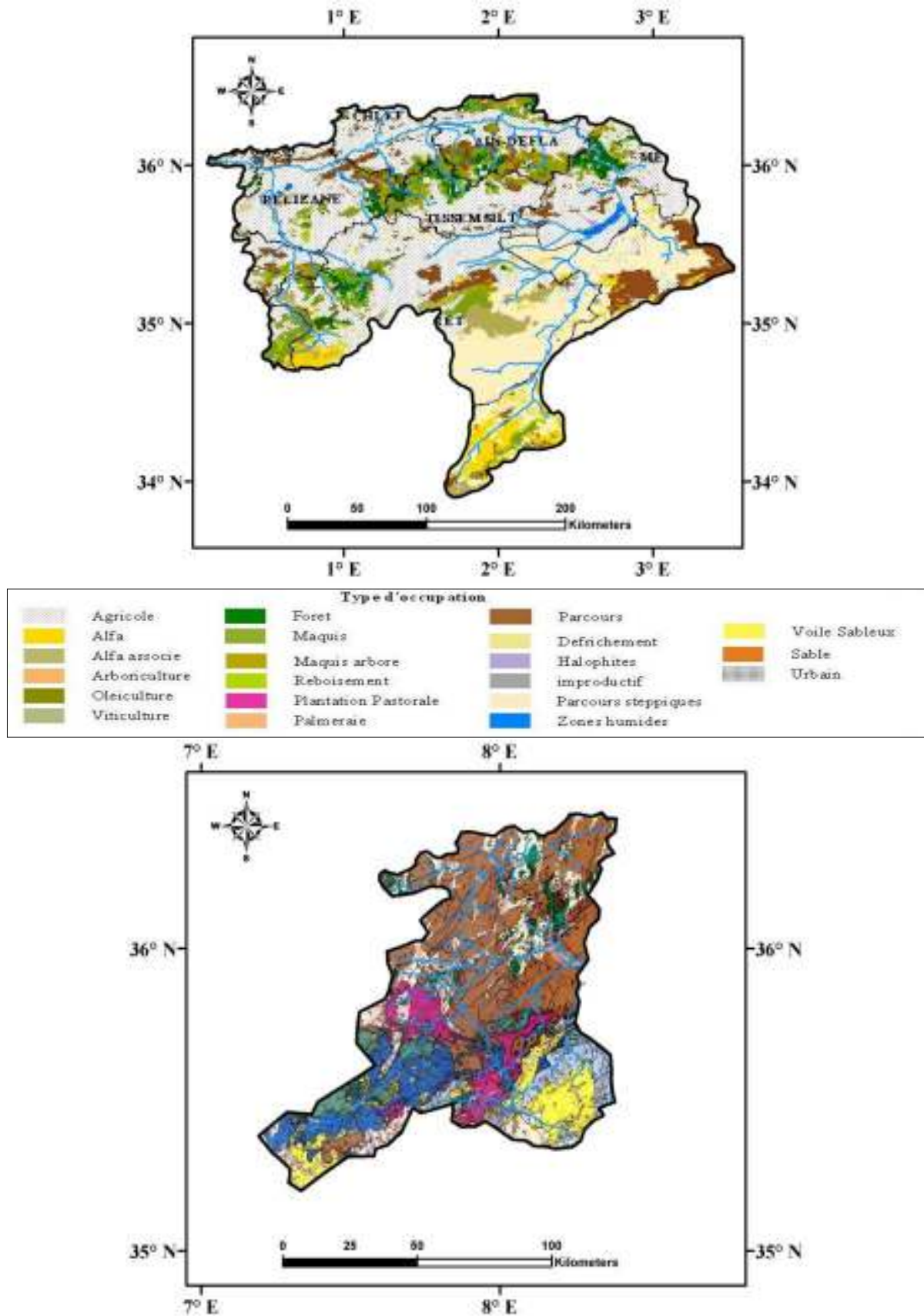


Figure II.9 : Extrait de la carte occupation du sol des Wilaya du Nord des bassins du Cheliff et de la Medjerda (d'après : Données de l'inventaire Forestier National année 2009)

II.1.2.4 Géologie

a) Cadre géologique bassin du Cheliff (Annexe II.1)

L'étude géologique est fondée sur la synthèse des travaux antérieurs effectués par plusieurs auteurs : Pomel 1881; Gentil 1895; Brives 1897; Perrodon 1957; Mattauer 1958; Polvêche 1960; Thomas 1985; Maghraoui 1988; Achour 1997; Remaoun 2007 et bien d'autres.

Après la dernière phase alpine de tectonique tangentielle, le bassin du Cheliff s'est formé dans les bassins sédimentaires sub-littoraux allongés d'Est en Ouest.

La chaîne tellienne septentrionale qui constitue le substratum de ce bassin sépare au nord cette dépression de la mer. Elle est représentée par une suite de reliefs parallèles formés essentiellement de terrains jurassiques et crétacés.

Les structures étant allongées Est-Ouest, la tectonique est complexe. Les principaux éléments de cette chaîne sont :

Des noyaux autochtones : le Doui, Rouina et le Temoulga, qui sont des massifs épi-métamorphiques à Schistosité (Kirech 1977).

Des ensembles allochtones (nappes de charriage) : recouvrant une grande surface. Ils forment la majeure partie des formations qui se sont mises en place lors des différentes phases tectoniques alpines (Éocène moyen et miocène inférieur).

Au Miocène le bassin du Cheliff est un bassin subsidant orienté Est-Ouest limité par des reliefs émergés (Dahra, Ouarsenis). Son histoire sédimentaire commence par des faciès marins néritiques plus ou moins profonds qui évoluent vers des lagunaires et du saumâtre. L'évolution ultime est continentale.

Ainsi, au Miocène supérieur, la transgression Tortonienne amène des calcaires marins et des marnes épaisses. Les gypses et les niveaux à tripolis annoncent une première régression.

La mer revient au Pliocène inférieur avec des calcarénites et des marnes mais également une nette tendance au confinement.

Au pliocène supérieur, la régression définitive laisse place à une évolution continentale. Le bassin s'est rétréci. Il ne subsiste qu'une petite cuvette à remplissage fluvial.

Des instabilités marquent l'histoire de ce remplissage. La tectonique est active et les discordances angulaires et progressives, les surfaces d'érosion sont fréquentes (Remaoun 2007).

La région de l'Oranie appartient à l'unité tectonique maghrébine. Cette unité comporte un ensemble de zones mobiles toujours actives et caractérisées par une tectonique souple.

On trouve successivement du Nord au Sud :

- Une chaîne Alpine (Tell Occidental),
- Une zone tabulaire (hautes plaines Oraises),
- Une chaîne Tertiaire (Atlas Saharien) limitée au Sud par l'accident atlasique qui la sépare du bouclier Saharien.

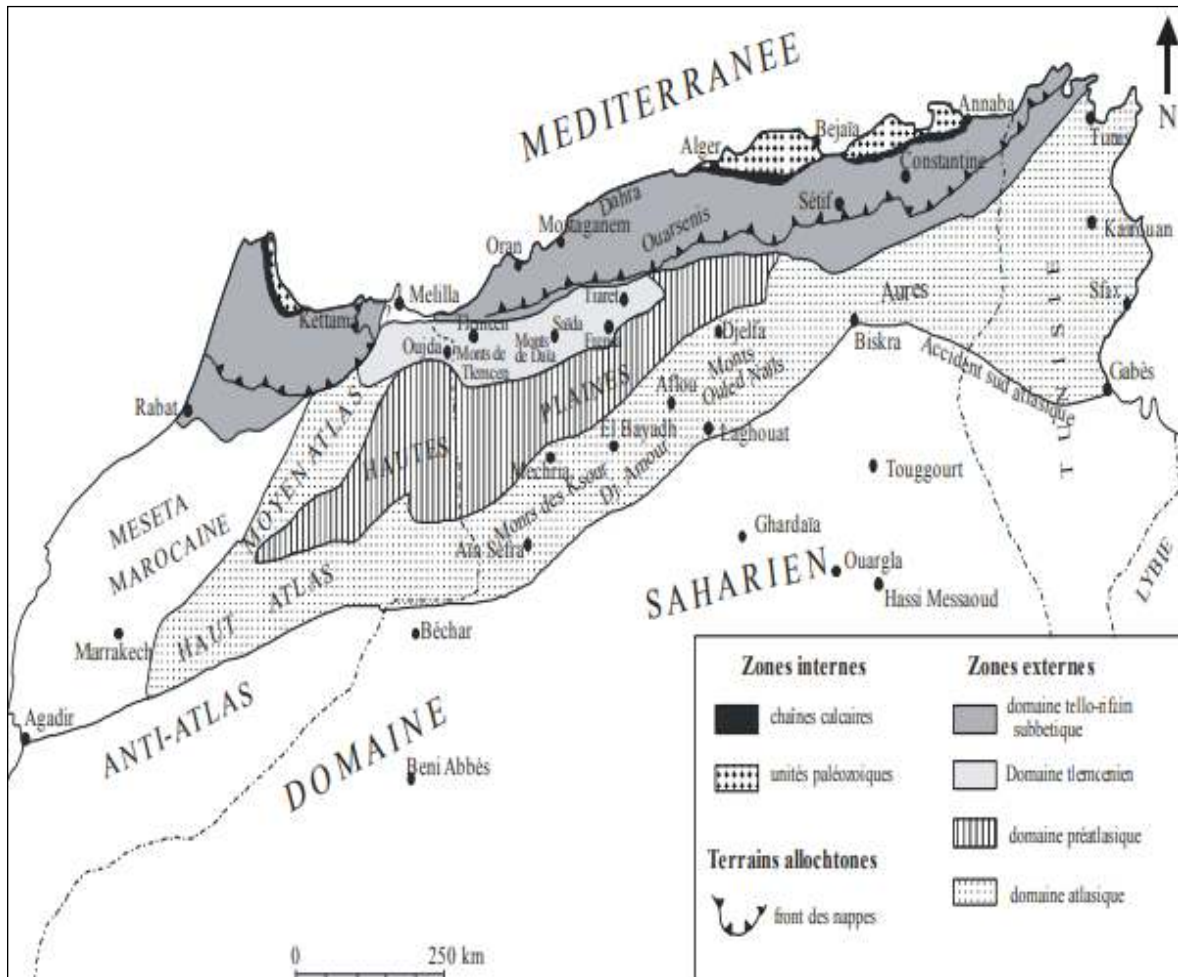


Figure II.10 : Schéma structural de la chaîne alpine de la méditerranée occidentale (Benest 1985)

La structure géologique de la région est liée aux mouvements de l'orogénèse alpine qui ont contribué dès l'éocène, lors des phases de plissement successives, à configurer et individualiser des domaines géologiquement homogènes.

Le territoire de la région hydrographique couvre plusieurs domaines distincts sur deux zones tectoniques (Kirech 1977; Maghraoui 1988).

1. Le Tell occidental, constitué globalement par un empilement de nappes de charriage, dont les plus méridionales surmontent les sédiments des hautes plaines à structures tabulaires. Ces nappes se répartissent en deux catégories, les plaines telliennes à matériel marno calcaire du Crétacé inférieur et les nappes de flysch constituées par des formations argilo gréseuses d'âge Crétacé à Miocène.

2. Les Hautes Plaines Oranaises, sont formées principalement par les affleurements des monts de Tlemcen à l'Ouest et les monts de Saida à l'Est. Ils sont constitués pour l'essentiel de formations secondaires transgressives sur un socle primaire avec des sédiments carbonatés rigides, qui leur confèrent une nature très karstique (calcaire et dolomie).

Au point de vue structural, la zone occidentale de la région est marquée par une succession de horsts et de grabens orientés globalement ENE-WSW, depuis les monts de Tlemcen jusqu'au massif des Traras. Les compartiments sont limités par de grandes failles normales dont le rejet vertical peut dépasser 500 m. Cette tectonique qui a compartimenté les formations calcaires a eu pour effet d'isoler, plus ou moins, les aquifères karstiques les uns des autres (Bouanani 2002; Azzaz 2008).

b) Cadre géologique bassin de la Medjerda (Figure II.11, Figure II.12)

Les travaux de (David 1956 ; Rouvier 1977 ; Castany 1954 ; Gottis et Sainfeld 1955 ; Guellala et al. 2008) dans leurs études géologique des monts de la haute Medjerda, ont mis en évidence que cette région est essentiellement caractérisée par des formations sédimentaires dont l'âge le plus ancien est le Trias jusqu'au Quaternaire, constituée généralement par des calcaires, des grés, des marnes, des cailloutis et des alluvions.

La région d'étude s'étale sur le territoire de la wilaya de Souk-Ahras qui s'insère dans les monts de la Medjerda.

Elle constitue une zone charnière entre deux domaines structuraux distincts à savoir : l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au Sud.

Dans sa partie nord, cette zone présente une certaine complexité s'agissant de l'atlas saharien avec une structure plissée d'orientation dominante Sud-ouest Nord-est (David 1956).

Au Sud cette zone présente généralement une structure simple.

Cette structure dite Aurassienne est composée d'une série de plis synclinaux larges et d'anticlinaux plus étroits datant du Crétacé. Leur couverture est généralement mince, elle présente une épaisseur de quelques milliers de mètres au maximum (David 1956).

Au nord, vers le Tell et compte tenu des poussées tangentielles venues du Nord, les plis adoptent une orientation Ouest, Cette orientation dite Numidienne est très visible, surtout dans la zone Nord-ouest. Cette compression latérale a réduit la taille de l'ensemble des plis en donnant des synclinaux couchés, dans la plupart des cas failles. On remarque donc un passage progressif de la structure Atlasique à la structure Tellienne sans différence fondamentale (Gottis et Sainfeld 1955; David 1956). La nuance réside dans les efforts tangentiels générateurs des décollements de la couverture se produisant à la base du système

Numidien entre le Crétacé et le Tertiaire, qu'a connu la zone Tellienne. Aussi, la présence des fractures transversales responsables des bassins d'effondrement (Taoura), les plis Telliens ont subi une légère torsion vers le Nord du côté de la frontière Tunisienne (O.R.G.M 2002).

La mise en place de cette structure s'est faite comme pour toute la chaîne montagneuse Nord orientale au cours de nombreuses phases orogéniques David (1956).

Selon David (1956), deux périodes orogéniques caractérisent la zone (Figure II.11) : Une période pré-orogénique caractérisée par un calme parfait, l'autre orogénique très courte et mouvementée ou de nombreuses phases orogéniques se succèdent depuis le Crétacé jusqu'au quaternaire.

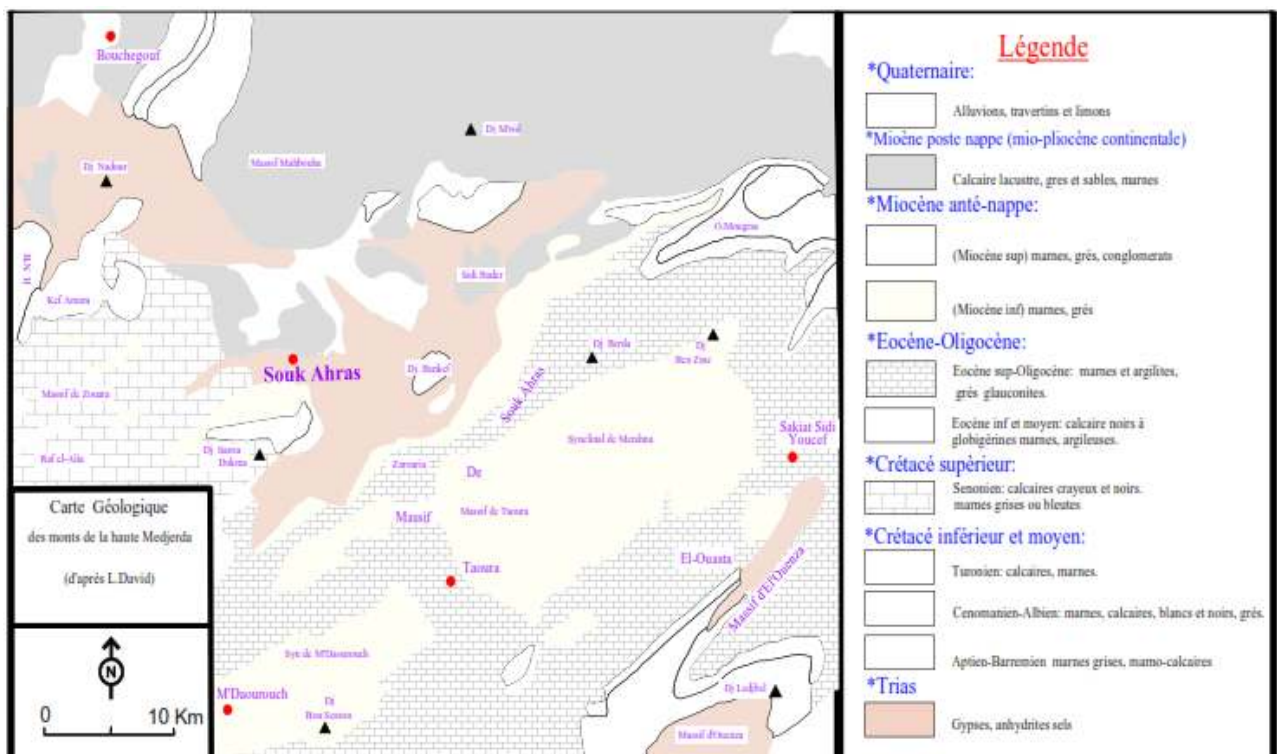


Figure II.11 : Carte géologique de la zone d'étude (d'après David 1956)

1. La première période (pré-orogénique)

Début à l'aube du crétacé où se sont produits les premiers plissements qu'a connu la zone. Ces plissements sont survenus vers la fin du Maestrichtien au cours desquels il y'a eu l'émersion des hautes plaines, puis vers la fin du l'Eocène le calme revient.

2. La deuxième période (orogénique)

Au cours de laquelle se sont produites plusieurs phases de Diapirisme, débutant à l'Eocène. Vers la fin du Luthérien et se prolonge jusqu'au Quaternaire. Au commencement, elles étaient faibles puis paroxysmales puis faibles de nouveau.

a. La phase préliminaire

Cette phase qui avait mis fin à la longue période de sédimentation (depuis le Crétacé) était Post-Luthérien et Anté-Bartonien. Elle était responsable du premier véritable plissement.

b. La première phase majeure

Correspond aux périodes post-Oligocène et Ante-Miocène avait mis fin au dépôt Oligocène a facies Numidien. Pendant cette phase, les poussées venues du Nord-ouest étaient très intenses. Elles étaient responsables de la modification de la structure de la zone Nord parla mise en place de la chaine montagneuse Nord a structure fortement plissée. La zone Sud avait déjà sa constitution définitive et la structure plissée était en place.

c. La deuxième phase majeure

Était Post-Miocène inférieur et Anté-Miocène supérieur pendant laquelle la chaine Tellienne acquiert sa constitution définitive. C'est la phase a compression maximum ou il y'avait des plis failles et des écailles jusqu'à de véritables nappes de charriage.

Cette phase est suivie par autre Post-Miocène et Anté-Pliocène qui correspond à une période de distension ou une partie du socle fracture, s'enfonce lentement.

L'entraînement de la couverture vers le bas donne naissance aux bassins d'enfoncement de Taoura et Nador. Vers la fin du Miocène, un autre jeu marque la dernière manifestation. Des plissements autour du bassin du Nador et dans la vallée de la Medjerda.

d. la dernière phase

C'est la phase Post-Pliocène qui correspond à la dernière pulsation sensible qui a mis fin à la subsidence des bassins d'effondrement, est plus récente que le Miocène supérieur de Taoura.

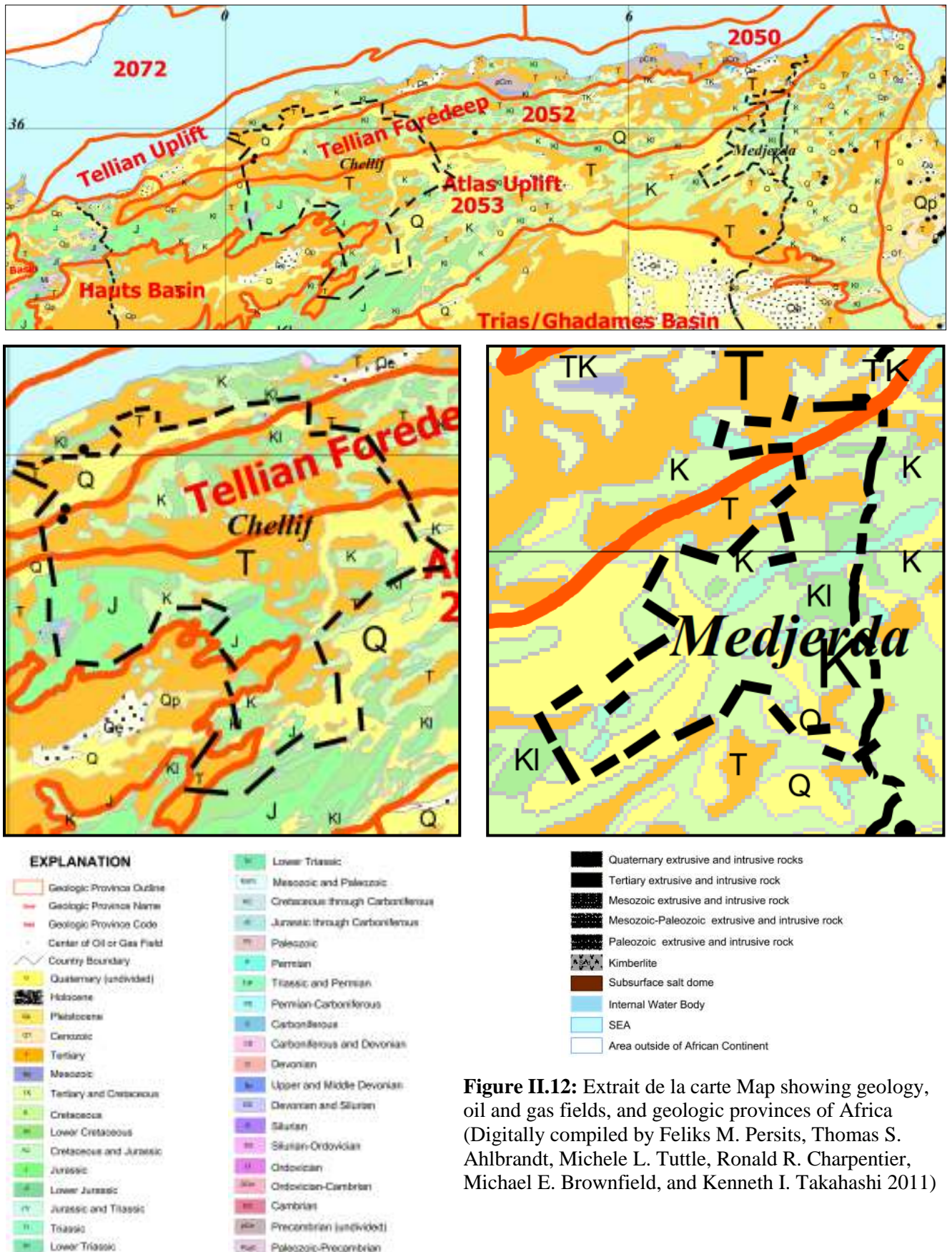


Figure II.12: Extrait de la carte Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of Africa (Digitally compiled by Feliks M. Persits, Thomas S. Ahlbrandt, Michele L. Tuttle, Ronald R. Charpentier, Michael E. Brownfield, and Kenneth I. Takahashi 2011)

II.1.2.4.1 Lithologie

a) Lithologie Cheliff

Dans le cas du bassin du Cheliff, la taille importante du bassin versant (43 000 km²) ainsi que sa complexité géologique, notamment dans sa partie Nord, rendent une telle étude forte délicate (Figure II.10).

Les formations géologiques du bassin du Cheliff sont (in Mehaiguene, 2013):

- A l'amont du barrage de Boughzoul sont disposées des alluvions quaternaires (sables, graviers et argiles), les calcaires des massifs turoniens, les grès albiens et les dolomies et grès barrémiens.

Le Djebel Nador de perméabilité moyenne comporte des calcaires et les dolomies jurassiques.

- Au niveau de la plaine d'Ain Ouessara, on retrouve des dépôts calcaires quaternaires et des alluvions sableuses récentes.

- Les calcaires de Rouina et Temoulga parfois dolomitiques où les circulations sont favorisées par la fissuration ou l'érosion karstique, tels que les calcaires liasiques du Zaccar éminemment perméables où près du tiers des précipitations s'y infiltrent on y trouve aussi les calcaires à lithothamniées du miocène supérieur.

- Les grès sont plus ou moins importants dans le plateau du Sersou et le plateau de Mostaganem.

On retrouve aussi au niveau du bassin :

Des dépôts détritiques à perméabilité variable tels les grés et poudingues du miocène, les sables, les galets, les graviers et les poudingues du pliocène et du quaternaire.

Des alluvions récentes du quaternaire souvent argilo-limoneuses et peu favorables à l'infiltration.

Les alluvions grossières acheminées de certains secteurs du haut, moyen et bas Cheliff.

b) Lithologie Medjerda

- Les marnes :

Affleurent surtout au nord et à l'ouest du massif, sur une longueur de 90 km et une largeur de 30 km environ, ils occupent 44.8% de la superficie totale de la Medjerda, ils se répartissent comme suit (BNEDER 2013):

- Dans les monts nord de Souk Ahras : le versant nord de djebel El Amra et de Dj Msid, la forêt de Mahabouba et de Dj Mahouna à Oued Cheham.

- Dans la vallée de la Medjerda : Dj Dekma, Dj Tifech, au nord et à l'ouest de Souk Ahras, Dj Boubakouche, Dj Ragouba, Dj Graouet.

- Monts sub-humides est de Souk Ahras : entre Bordj M'Raou et Kariat Djebbar, de part et d'autre de l'Oued El Hammam (Dj Zellez, au sud de Zarouria).

- Monts sub-humides Ouest de Souk Ahras : Dj Zouabi.

- Les argiles : 9.7%

En association avec les marnes, elles occupent la vallée de la Medjerda du côté de Dj Kelaia et Dj Safiet el Aoueid et à l'ouest du chef-lieu de la Wilaya ainsi que dans le versant sud de Dj el Amra près de Hammam Zaid. Elles affleurent, également, dans les monts sub-humides ouest de Souk ahras(SH) à l'Ouest de Sedrata : Dj Zouabi. Quelques autres dépôts d'argiles localisés ici et là à travers le massif sont à signaler toujours en étant associés aux marnes (BNEDER 2013).

- Le Gypse : 8.9%

Dépôts évaporitiques du Trias issus du diapirisme (affleure en dômes), ceux-ci sont localisés dans les monts nord de SH au niveau d'Oued Cheham et dans la vallée de la Medjerda de Zarouria à Dj el Amra (BNEDER 2013).

Les marnes, argiles ainsi que quelques dépôts de calcaires friables associées composent l'essentiel des unités du Tellien constantinois qui affleurent dans la région.

- Calcaires et dolomies dures : 24.82%

Attribués aux dépôts du Crétacé au Cénomaniens et Turonien de l'Atlas saharien et disposés en monocliaux orientés NE-SO, notamment à l'ouest dans les monts nord et ouest du Souk Ahras. Les monts de Souk Ahras sont recouverts par les dépôts charriés de marnes et d'argiles du Tellien (BNEDER 2013).

- Alluvions et sables : 9%

Dépôts d'apport fluvial principalement récents, on les trouve le long de l'oued Medjerda (dépôts de lits de fleuve) qui parcourt la vallée. On les trouve également au sud de Guelma : Oued Seybousse ainsi qu'au sud-ouest au niveau de l'Oued Mgaisba et au sud-est près de Kariat Djebbar (BNEDER 2013).

II.1.2.5 Hydrogéologie

a) Principaux aquifères bassin du Cheliff (Annexe II.2) (ANRH 2000; PNE 1998)

La région d'étude se compose de deux zones bien distinctes: (Perrodon 1957; Mattauer 1958)

- Dans la partie Nord, les deux chaînes telliennes en l'occurrence les monts du Dahra et le massif de l'Ouarsenis cernent le sillon du Cheliff.

- Dans la partie Sud les monts de l'Ouarsenis et l'Atlas Saharien encadrent les hautes plaines.

Les eaux souterraines se trouvent dans de nombreuses formations géologiques, certaines anciennes sont attribuées au jurassique, les autres plus récentes proviennent des alluvions quaternaires.

Au nord du bassin, principalement au niveau des deux chaînes telliennes, les ressources sont médiocres et non exploitables directement ; Les calcaires et grès peu développés sont situés dans des formations très peu perméables (Perrodon 1957).

Le seuil d'Ain Defla et celui d'Oum Drou séparent le sillon du Cheliff en trois (03) cuvettes (Haut, Moyen et Bas Cheliff),

Les formations aquifères sont peu étendues, la lithologie regroupe les formations géologiques ainsi (Mattauer 1958):

-Les calcaires Jurassiques des massifs, intensément fissurés et karstifiés.

-Les formations conglomératiques basales du Miocène inférieur et du Miocène supérieur.

-Les calcaires récifaux du Miocène supérieur.

-Les formations Pliocènes avec en particulier les grès et sables (Astien Villafranchien).

-Les formations alluvionnaires du Quaternaire (Alluvions fines en surface, alluvions grossières en profondeur).

Grâce à leurs structures, les plaines centrales à valeur synclinal, constituent les aires les plus propices à l'accumulation des eaux souterraines, donc les plus favorables et les plus économiquement exploitables.

La région du Cheliff se compose de deux zones bien distinctes (Perrodon 1957; Mattauer 1958):

-Des calcaires parfois dolomités où les circulations favorisées par la fissuration ou l'érosion Karstique tel que les calcaires liasiques du Zaccar éminemment perméables (Près de tiers des précipitations s'y infiltrent), de Rouina et Temoulga. De même les calcaires turoniens constituent de bons réservoirs lorsqu'ils sont fissurés (Zahrez).

-Des grès plus ou moins consolidés du Barrémiens et de l'Albiens dans la plaine d'Ain Oussera, le plateau du Sersou, le syndical de Djelfa et de Slim et du Calabriens sur le plateau de Mostaganem.

-A l'amont de Boughzoul des dépôts à perméabilités variables ont eu lieu à des époques variables tels que les poudingues du Pliocène et du Quaternaires, les grès et poudingues du Miocène, les sables, les galets, les graviers.

- Les calcaires Jurassiques constituent un important réservoir qui se caractérise par la présence de fissures qui favorisent la circulation et le stockage de l'eau souterraine tel que les calcaires du Zaccar éminemment perméables, de Rouina et Temoulga, sur les monts de Béni Chougrane, les monts de Frenda et le plateau de Saida (PNE 1998). Toutefois l'extension limitée de ces massifs, la topographie et leur isolement au milieu de terrains peu perméables favoriseraient beaucoup le ruissellement (PNE 1998).

- Le Miocène calcaire (Mc): Les calcaires du Miocène à Lithothamnium affleurent le long de la limite Sud de la vallée du Cheliff. L'observation des affleurements et des données de forages suggèrent la présence de macros fissures internes ouvertes bien développées provoquées par la dissolution des carbonates sous l'influence de l'infiltration de l'eau de pluie, particulièrement le long des surfaces de contact. L'aquifère s'est développé dans ces espaces vides (PNE 1998).

- Le Pliocène marin (Astien): Le Pliocène marin affleure au Nord de la vallée du Cheliff, mais il n'a pas été identifié sur le côté Sud de la vallée (PNE 1998).

Les grès sont généralement de granulométrie fine à moyenne, et peuvent être classés comme étant à profil argileux ou calcaireux à tendances gréseuses pour les deux. Le Quaternaire et le Pliocène continental (Q-P) : Les formations sédimentaires alluviales constituent des aquifères très importants qui se caractérisent par des alluvions récentes souvent argilo-limoneux et peu favorables à l'infiltration et des alluvions grossières acheminées de certaines plaines du Haut, Moyen et Bas Cheliff et la Mina (ANRH 2000; PNE 1998).

b) Principaux aquifères de la Medjerda (Annexe II.3)

Les études réalisées dans les wilayas de Souk Ahras et Tebessa et Oum el Bouaghi font ressortir l'existence de plusieurs systèmes aquifères répartis sur :

- La plaine de Taoura wilaya de (Souk Ahras),
- Les plaines de Hammamet Morsott-tebessa (Wilaya de Tebessa),
- La plaine de Dhalaa-Meskiana (Wilaya d'Oum el Bouaghi).

Les études réalisées, montrent la présence de plusieurs nappes dont deux sont importantes (Company 1967; Andrieu et Talbot 1972; Guellala et al. 2005a, b; Bourouga 2015)

- La première, libre (d'environ 40 m d'épaisseur) contenue dans les formations Mio-PlioQuaternaire, riches en marnes, conglomérats, sables, graviers...constituant le remplissage du synclinal de Taoura. Cette nappe est surtout captée par les puits domestiques dans la partie Nord est vers Merahna (Bourouga 2015).

- La seconde considérée comme captive, constituée par des marnes et des calcaires fissurés, datés du Maestrichtien inférieur au Campanien moyen. La nappe occupe le centre de Taoura et disparaît vers le Sud-ouest lors la formation de la chaîne anticlinale vers Madour (Company 1967; Guellala et al. 2005 a, b; Bourouga 2015).

La nappe de Taoura qui s'étend vers la frontière Tunisienne a une importance régionale, car elle alimente de nombreuses localités riveraines, elle est située à une trentaine de kilomètres au Sud de Souk-Ahras (Rouaibia 2018). Cette nappe est sollicitée par de très nombreux forages et puits et joue un rôle très important dans l'alimentation en eau de la population. Elle se recharge principalement par les eaux de pluie. Les couches géologiques renfermant cette nappe forment une épaisse série dont l'épaisseur dépasserait les 500 m, seul le Maestrichtien inférieur constitué par un calcaire blanc micritique à patine fine est productif (Rouaibia 2018). Les formations supérieures et inférieures sont principalement constituées de marnes imperméables. La série supérieure par son épaisseur et son imperméabilité peut créer une mise en charge de l'aquifère du Maestrichtien et le rendre ainsi captif (Rodier et al.1981; Rouaibia 2018).

II.1.2.6 La Climatologie des régions

L'étude climatologique est indispensable pour évaluer le degré de variation des caractéristiques physico-mécaniques des sols. Pour discuter l'influence des facteurs climatiques basée sur les données de précipitations, températures, humidité relative et les vitesses du vent.

II.1.2.6.1 Précipitation

Les précipitations sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle très marquante dans les bassins versant en étude. La tranche de pluie annuelle décroît à mesure que l'on avance vers le sud et tombe à moins de 100 mm au sud de l'Atlas Saharien, cette valeur étant habituellement considérée comme marquant le début du désert. A la décroissance des pluies du Nord au Sud se superpose une décroissance de l'Est à l'Ouest.

Les bordures Nord, Centre et Est reçoivent en moyenne des quantités annuelles de précipitations variant entre 600 et 1150 mm. Les bordures Nord-Ouest par exemple enregistrent des totaux annuels moyens de l'ordre de 250 à 500 mm (voir carte pluviométrique annuelle de l'Algérie du Nord (ANRH 2008).

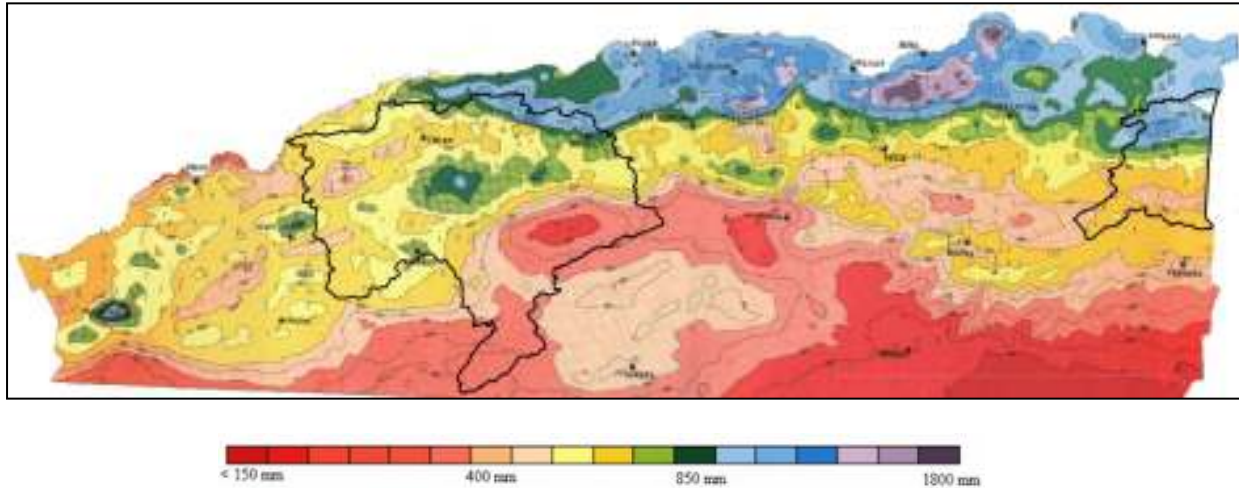


Figure II.13 : Carte pluviométrique moyenne annuelle pour l'Algérie du Nord (ANRH 2008)

II.1.2.6.2 Température

a) Bassin du Cheliff

Les données sur les températures moyennes mensuelles présentées dans le tableau suivant sont celles des stations gérées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Le bassin du haut, du moyen Cheliff est caractérisé par une température moyenne interannuelle oscillant de 17 à 20°C, avec un maximum mensuel de plus de 30°C, enregistré au mois de Juillet et un minimum mensuel de 9°C, enregistré au mois de Janvier. Le bassin Amont de Boughzoul, la température moyenne interannuelle est de 19°C, avec un maximum mensuel de 32°C, enregistré au mois de Juillet et un minimum mensuel de 11°C, enregistré au mois de Janvier (Tableau II.8).

La température moyenne interannuelle varie de 18 à 20°C dans la plaine de bas du Cheliff, avec un maximum mensuel enregistré au mois d'Août et Juiller 30°C et un minimum de 9°C enregistré au mois de Janvier (Figure II.14).

Tableau II.8 : Températures moyennes mensuelles (°C) entre 1968 - 2013 dans le bassin du Cheliff

Bassin	Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy. ann	Min	Max
Moyen et haut cheliff	Cheliff	11	12	14	17	21	26	30	30	26	21	16	12	20	11	30
	Miliana	9	10	13	14	19	24	27	27	23	18	13	10	17	9	27
Amont de Boughzoul	Ksar Chellala	9	9	13	17	22	28	32	31	25	20	13	9	19	9	32
Bas Cheliff	Tiaret	9	10	13	15	19	25	29	28	24	19	14	10	18	9	29
	Relizane	11	11	14	17	21	27	30	30	26	21	15	11	20	11	30

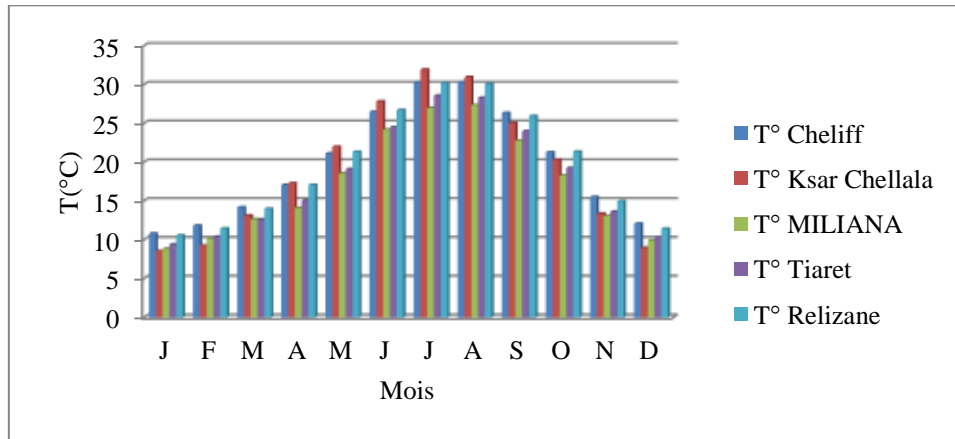


Figure II.14 : Répartition mensuelle des températures dans les stations de Températures dans le bassin du Cheliff entre (1968-2013) (ANRH)

b) Bassin de la Medjerda

Les températures constituent l'autre élément majeur conditionnant le climat d'une région, elles permettent de déterminer l'évapotranspiration et le déficit d'écoulement et facilitent l'établissement du bilan hydriques, l'absence totale des données de la température d'air dans la région d'étude, nous a amené à choisir celle de Tebessa (Située à l'intérieur du bassin).

Une variation remarquable des moyennes de température mensuelles d'une saison à l'autre, la saison la plus chaude étant l'été avec un maximum de 27°C en Juillet et la saison la plus froide étant l'hiver avec un minimum de 7°C à Janvier d'où un écart de 19 °C. La température croit progressivement du mois de Février jusqu'au mois d'Août, le deuxième décroît progressivement du mois de Septembre jusqu'au mois de Janvier (Tableau II.9) (Figure II.15).

Tableau II. 9 : Températures moyennes mensuelles Tebessa (°C) entre 1968 - 2013 (bassin de la Medjerda)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy.ann	Min	Max
Tebessa	7	8	11	14	19	24	27	26	22	17	12	8	16	7	27

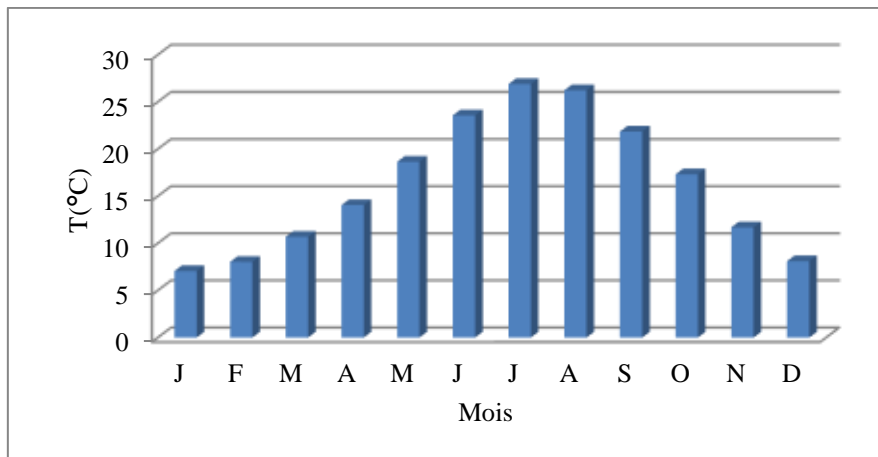


Figure II.15: Répartition mensuelle des températures dans la station de Tebessa (1968-2013) (ANRH)

II.1.2.6.3 Le vent

Le vent est l'un des éléments les plus déterminants des régimes pluviaux, de l'évapotranspiration et par conséquent du climat. Il est aussi une cause de dommages importants quand il souffle très violemment.

Les cartes et atlas vents sont établis à partir de données trihoraires de mesures, effectuées à 10m du sol, fournies par les services météorologiques. L'atlas vents de la région des ouest hauts plateaux algériens a été établi en utilisant 10 années de mesures consécutives. L'atlas de la vitesse moyenne annuelle en Algérie a été établi à partir des données fournies par 64 stations de mesures. Sur ces 64 stations, 16 appartiennent au pays voisins pour affiner l'interpolation aux frontières (Lalas 1985). La méthode d'interpolation utilisée est celle dite "de la pondération inverse à la distance".

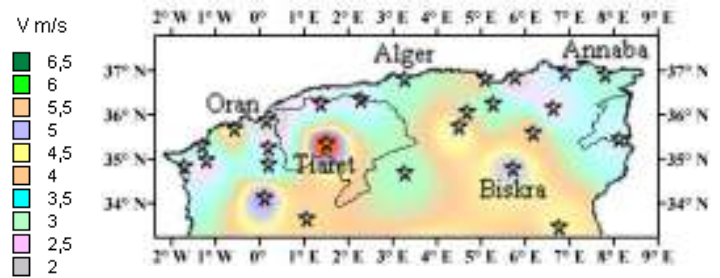
Les atlas vents saisonniers des régions d'étude sont représentés en figures II.16 (Eté, Printemps, Hiver et Automne). On remarque qu'en général, pour le Cheliff, les périodes hivernales sont plus ventées dans le bassin que le reste de l'année, avec une répartition hétérogène dans le bassin variant de 2 m/s à 5.5 m/s dans les saisons (figures II.16). Les vents dominants soufflent essentiellement de l'Ouest et du Nord Est. Le Sirocco vent (chaud et sec) de direction WSW selon l'ONM.

Pour la Medjerda, Les périodes hivernales et Automnales sont les plus ventées que le reste de l'année, avec une répartition homogène variant de 2.5m/s à 3.5m/s dans les saisons (figures II.16). Les vitesses du vent les plus fortes sont marquées en automne de direction NE (ONM) se sont des vents généralement secs. En hiver, la direction dominante des vents est NW (d'après ANRH).

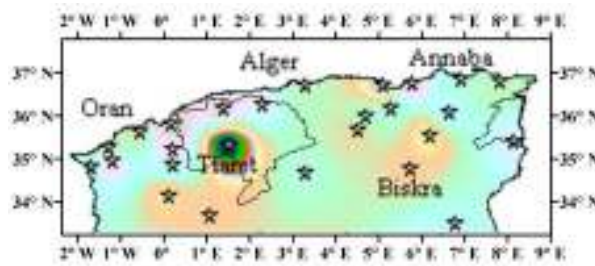
Eté



Printemps



Hiver



Automne



Figure II.16 : Atlas vent saisonniers de la vitesse moyenne annuelle à 10 m du sol. (Eté, Printemps, Hiver et automne) (Kasbadji et al. 2000)

II.1.2.6.4 Evapotranspiration

a) Bassin du Cheliff

L'absence totale des données de l'évapotranspiration dans la région d'étude, nous a amené à calculer l'évapotranspiration utilisant la formule de Thornthwaite ; Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau II.10 :

Dans la vallée du Haut et Moyen Cheliffet Bas Cheliff on observe de fortes valeurs qui varient de 899 mm à 1013 mm (Figure II.17) soit plus de deux fois le total de la pluviométrie. L'évapotranspiration moyenne annuelle dans le bassin Amont de Boughoul atteint une valeur maximale de 1035 mm dans la station de Ksar Chellala.

En saison froide l'ETP mensuelle décroît progressivement pour atteindre des valeurs inférieures à celles des précipitations.

Tableau II.10 : Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968-2013 dans le bassin du Cheliff

bassin	Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy.ann
Moyen et Haut Cheliff	Cheliff	16	19	34	53	92	150	203	190	126	75	34	20	1013
	Miliana	16	20	36	47	85	138	172	165	105	66	32	19	899
Amont de Boughoul	Ksar Chellala	11	12	30	57	103	169	228	201	115	70	26	11	1035
Bas Cheliff	Tiaret	16	19	33	49	86	138	188	173	112	69	32	18	933
	Relizane	16	18	34	54	95	154	202	188	122	77	32	18	1010

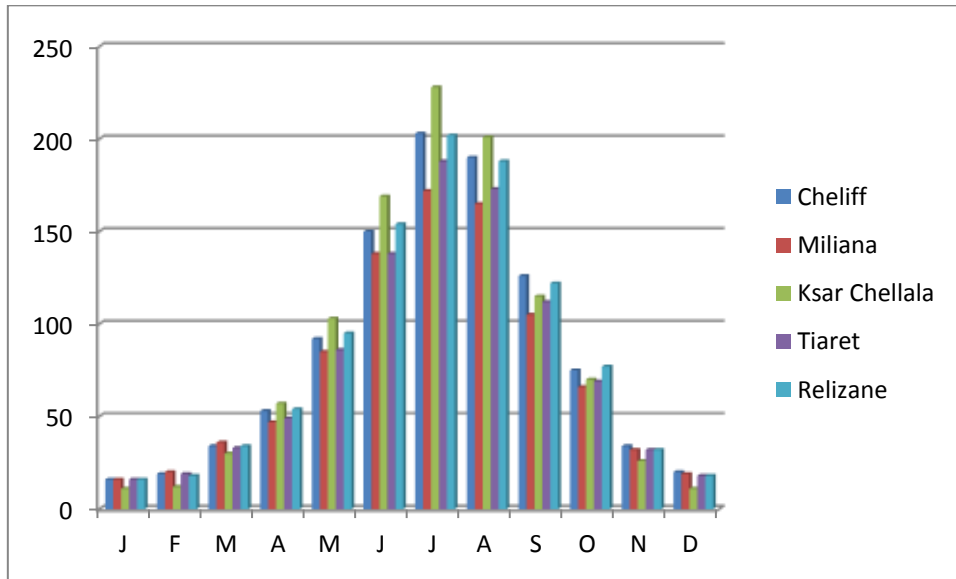


Figure II.17 : Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968 et 2013 dans le bassin du Cheliff

b) Bassin de la Medjerda

Le potentiel total annuel de l'évapotranspiration dans le bassin de la Medjerda est de 899 mm, avec des valeurs mensuelles moyennes qui varient de 14 mm à 171mm (Tableau II.11) (Figure II.18).

Tableau II.11 : Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968-2013 bassin de la Medjerda

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy.ann
ETP mm	14	16	30	49	88	132	171	155	101	65	30	16	866

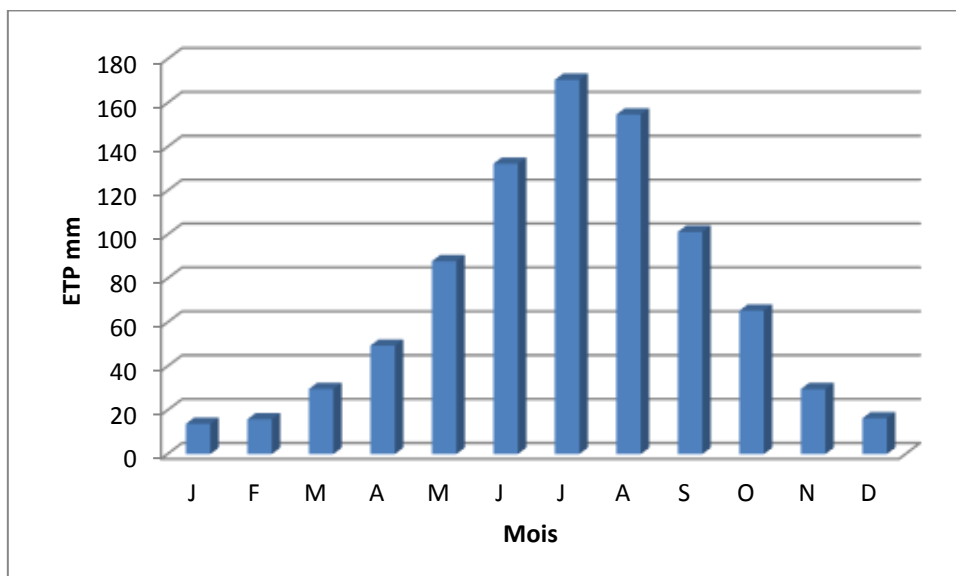


Figure II.18 : Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) entre 1968 et 2013 dans le bassin de la Medjerda.

II.1.3 Conclusion

Indice de pente et relief

L'analyse des données a permis de montrer la variabilité morphométrique de ces deux bassins hydrographiques; c'est ainsi que les bassins Cheliff à l'amont de Boughzoul, du moyen et haut Chellif, du bas Chellif et la Mina ainsi que celui de la Medjerda montrent des caractères de relief variant de très fort à assez fort. Ce critère à lui seul permet d'avancer que le milieu est favorable au ruissellement superficiel des eaux et peu renseigner sur ses potentialités, ses contraintes et vocation des terres qui ne peuvent être à priori que du domaine forestier.

En Géologie

De manière générale, la géologie du bassin du Cheliff se caractérise par une grande variabilité lithologique et structurale. Elle est dominée par des formations quaternaires, généralement alluvionnaires, des différentes plaines, alors que les massifs montagneux sont caractérisés par une lithologie qui diffère d'une région à une autre.

La géologie a montré que le bassin de la Medjerda présentent une géologie très hétérogène, caractérisée par des formations sédimentaires dont l'âge le plus ancien est le Trias jusqu'au Quaternaire, constituée généralement par des calcaires, des grés, des marnes, des cailloutis et des alluvions. Elle représente une zone charnière entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au Sud.

En Hydrogéologie

Les eaux souterraines du bassin du Cheliff se trouvent dans de nombreuses formations géologiques, certaines anciennes sont attribuées au jurassique, les autres plus récentes proviennent des alluvions quaternaires.

Les études réalisées dans le bassin de la Medjerda, montrent la présence de plusieurs nappes dont deux sont importantes ; La première, libre et la seconde considérée comme captive.

En Climatologie

Les précipitations sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle très marquante dans les bassins versant en étude, une variation remarquable des moyennes de température mensuelles d'une saison à l'autre, la saison la plus chaude étant l'été en Juillet et la saison la plus froide étant l'hiver à Janvier pour les deux bassins.

Pour le Cheliff, les périodes hivernales sont plus ventées dans le bassin que le reste de l'année, avec une repartition hétérogène dans le bassin variant de 2 m/s à 5.5 m/s dans les saisons.

Pour la Medjerda, les périodes hivernales et Automnales sont les plus ventées que le reste de l'année, avec une repartition homogène variant de 2.5m/s à 3.5m/s dans les saisons.

L'évapotranspiration moyenne annuelle dans le bassin du Cheliff atteint des valeurs variant de 899 mm à 1013 mm et de 866 mm pour la Medjerda.

Chapitre II :
Données et Méthodes

II.2 : Données, Méthodes et Comblement des lacunes

Chapitre II : Données et Méthodes

II.2 : Données, Méthodes et comblement des lacunes

II.2.1 Données et Méthodes

II.2.1.1 Données

Les données utilisées pour cette étude sont principalement les précipitations, Températures, les débits, barrages et l'indices climatiques (NAO, SOI, WeMOi et N-A). Les données des précipitations, températures et les débits des cours d'eau ont été obtenus auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrique Alger et Blida (ANRH), (Tableau II.12, II.13, II.15). C'est ainsi que 31 postes pluviométriques répartis sur l'ensemble du bassin du Cheliff et 15 pour l'ensemble du bassin de la Medjerda ont été sélectionnés pour une bonne représentativité de la variabilité spatiale des précipitations (Tableau II.12) (Figure II.19), six stations climatiques ont été récupéré couvrant une période allant de 1968-2013 (Tableau II.15). Les deux bassins sont équipés respectivement de 21 et 5 stations hydrométriques. Le choix des stations s'est basé sur les critères de qualité des données et la longueur des séries, c'est ainsi que six (06) stations ont été sélectionnées pour le bassin du Cheliff et trois (03) pour la Medjerda (Tableau II.13). Les données relatives aux barrages ont été obtenues auprès de l'Agence Nationale des Barrages et Transferts (ANBT) (Tableau II.14).

II.2.1.1.1 Données pluviométriques

a) Origine des données pluviométriques

Les données pluviométriques utilisées proviennent de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et de la banque SIEREM (Système d'Information Environnementale sur les Ressources en Eau et leur Modélisation) de l'UMR Hydro Sciences Montpellier. Cette dernière dispose de données relatives à quelques stations pluviométriques situées en Algérie dont l'inventaire est accessible sur le site <http://www.hydrosciences.fr/sierem>.

Tableau II.12 : Inventaire des stations pluviométriques dans le bassin versant du Cheliff et de la Medjerda

Station	Id	Nom	Lat °	Long °	Altitude m	Source ANRH	Station	Id	Nom	Lat °	Long °	Altitude m	Source ANRH
Cheliff basin							12704	23	Oued Yaich	35.831	0.957	281	1968-2013
10101	0	Brida	33.9606	1.755	1400	1940-2013	12908	24	Tiaret grha	35.25	1.43	1100	1940-2013
10204	1	Sidi bouzide	34.3472	2.2572	1250	1940-2013	13202	25	Rosfa	34.902	0.831	960	1968-2013
10205	2	Guelta	34.304	1.931	1115	1940-2013	13304	26	Takhmaret	35.119	0.67	640	1950-2013
10704	3	Ksar chelala	35.2217	2.3175	950	1940-2013	13405	27	Zelamta	35.3	0.463	700	1968-2013
11004	4	Khemisti	35.672	1.969	935	1967-2013	13410	28	SMBA	35.585	0.594	195	1968-2013
11208	5	Boughzoul	35.759	2.772	643	1968-2013	13507	29	L'Hillil	35.538	0.558	125	1950-2013
11404	6	Zoubiriamongorno	36.127	2.849	932	1967-2013	13606	30	Wadikheir	35.963	0.379	230	1968-2013
11405	7	Ghrib bge	36.159	2.556	460	1967-2013	Medjerda basin						
11509	8	Media secteur	36.276	2.755	935	1968-2013	61804	0	Babar	35.165	7.1013	1100	1968-2013
11603	9	Bordj el amiraek	35.991	2.147	1080	1968-2013	61815	1	El Habada	35.329	7.1456	1120	1968-2013
11605	10	Theneit el had	35.889	2.019	1150	1968-2013	62301	2	Cheria	35.2743	7.7437	1080	1968-2013
11702	11	Aribcheliff	36.1611	2.0261	230	1966-2013	120101	3	Souk Ahras	36.2689	7.9103	590	1968-2013
11715	12	El Ababsa	36.1611	2.0761	320	1967-2013	120103	4	Ain Seynour	36.326	7.877	830	1968-2013
11717	13	El Khemis ANRH	36.266	2.213	300	1968-2013	120115	5	Ain Dalia	36.2237	7.9103	717	1968-2013
11801	14	Aribebda	36.3186	2.0275	280	1968-2013	120201	6	La Meskiana	35.6384	7.6747	845	1968-2013
11803	15	Sidi medjahed	36.335	2.171	850	1967-2013	120202	7	Ain Dalaa	35.4599	7.5581	980	1968-2013
11806	16	El Anneb	36.38	1.887	1078	1968-2013	120318	8	Morsott	35.6455	8.0031	732	1968-2013
11901	17	El Touaibia	36.121	1.937	350	1968-2013	120402	9	Ouenza	36.0048	8.1459	520	1968-2013
11904	18	Rouina maire	36.227	1.806	190	1968-2013	120502	10	El Aouinet	35.8716	7.8889	650	1968-2013
12001	19	El-Abadia	36.2428	1.675	162	1968-2013	120501	11	Ras El Aioun	35.5313	8.3005	995	1968-2013
12201	20	OuledFares	36.2311	1.2322	116	1966-2013	120503	12	Sakiet Sidi Youcef	36.2309	8.3485	780	1968-2013
12219	21	Chlef ANRH	36.157	1.181	430	1952-2013	120514	13	Ain Erkel	35.5694	8.1911	1080	1968-2013
12309	22	OuedSly	36.103	1.2	882	1968-2013	140103	14	Berriche	35.9953	7.4178	800	1968-2013

b) Localisation des stations pluviométriques

Pour le bassin du Cheliff, les postes pluviométriques sont répartis de façon aléatoire avec un nombre de stations faible dans la partie Sud. Concernant le bassin de la Medjerda, on observe une bonne répartition des stations (Figure II.19).

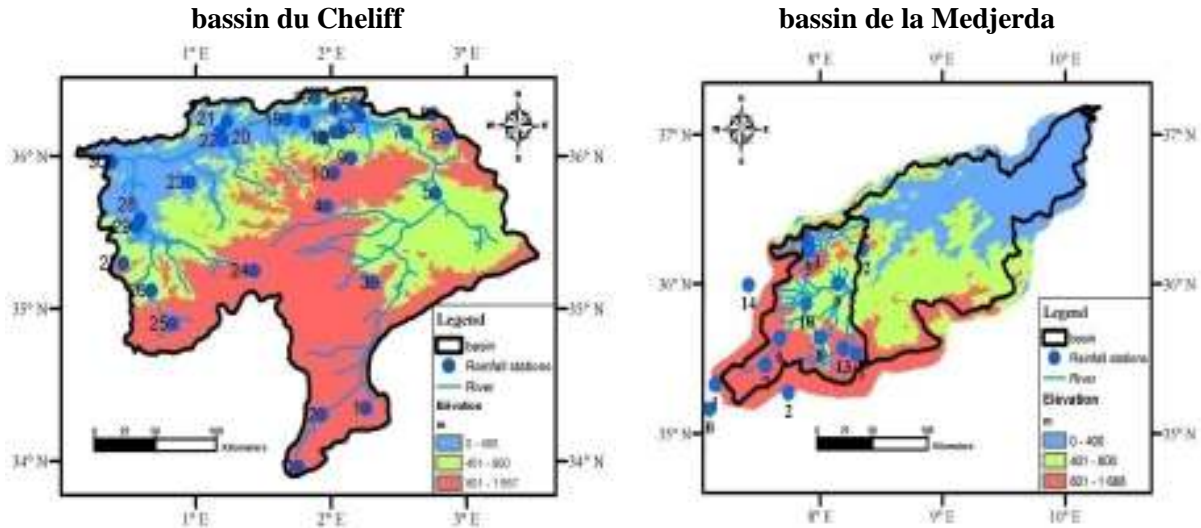


Figure II.19 : Localisation des stations pluviométriques dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda

II.2.1.1.2 Données Hydrométriques

a) Origine des données hydrométriques

Les données hydrométriques proviennent de l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (ANRH). Six (06) stations hydrométriques ont été sélectionnées pour le bassin du Cheliff et trois (03) pour la Medjerda. Le Choix des stations s'est basé sur les critères de qualité des données et la longueur des séries (Tableau II.13 et Figure II.20).

Tableau II.13 : Inventaire des stations hydrométriques dans le bassin versant du Cheliff

Id Station	Nom	Oued	Lat °	Long °	Surface Km ²	Periode
bassin Cheliff						
0	Sidi Bouabdallah	Ouerk	35.5220	2.5170	10991	1982-1997(15)
1	Djenane Ben Ouadah	Cheliff (Ch-a)	36.2220	2.4140	22524	1990-2006 (16)
2	Arib Cherif	Cheliff (Ch-b)	36.2890	2.0260	24522	1969-2012 (43)
3	Djidiouia	Cheliff (Ch-c)	35.9690	0.8010	34368	1972-2012 (40)
4	Wadi El Abtal	Mina	35.4960	0.6660	5541	1968-2010 (40)
5	Sidi Bel Ater	Cheliff Maritime (Ch-d)	36.0270	0.2620	43770	1968-2011 (41)
bassin Medjerda						
0	Souk Ahras	Medjerda	35.9950	8.1430	346	1968-1986 (18)
1	Ouenza	Mellegue	36.2580	7.9230	5548	1970-2003 (33)
2	Ain Zerga	Zerga	35.6690	8.2280	443	1973-2003)

b) Localisation des stations hydrometriques dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda

Pour le bassin du Cheliff, les postes hydrometriques choisis sont répartis de façon à permettre le cotrole de l'ensemble du bassin (Oued Cheliff et ces principaux affluent). Pour ce qui est de la Medjerda, les postes hydrometrique cotrolentles deux principaux oueds Medjerda au Nord (Au niveau du barrage Ain Dalia) et Mellegue au Centre (à l'exitoire algerien) (Figure II.20).

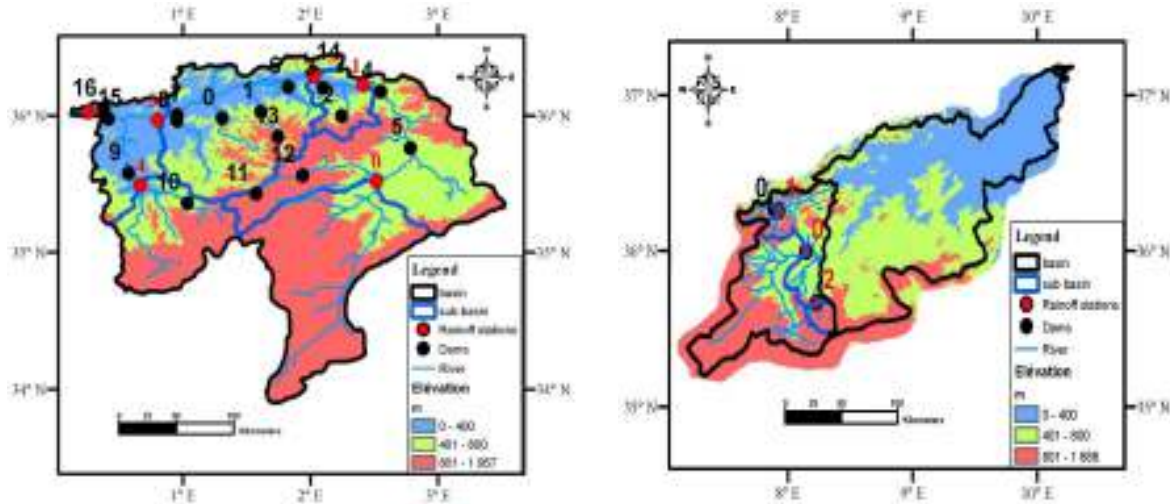


Figure II.20: Localisation des stations hydrologiques dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda

II.2.1.1.3 Données Barrage

Les données relatives aux barrages ont été obtenues auprès de l'Agence Nationale des Barrages et Transferts (ANBT), la localisation des barrages dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda sont mentionnés dans la Figure II.20.

Tableau II.14 : Barrages disponible dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

nom_barrage	nom_oued	superficie_barrage	type_barrage	Ann_serv_barrage	capa_initiale_barrage
Oued Fodda	Fodda	800	Béton	1932	228
Boughzoul	Nahr Ouassel	20500	Béton	1934	55
Bakhadda	Mina	1300	Enrochement	1936	56
Ghrib	Cheliff	2800	Enrochement	1939	280
S.M.B Aouda	Mina	4990	Terre	1978	235
Deurdeur	Deurdeur	468	Terre	1984	115
Herraza	Herraza	142	Terre	1984	70
Merdja S.Abed	Cheliff	101	Terre	1984	54.9
Sidi Yacoub	Lardjem	923	Terre	1986	280
Dahmouni	Nahr Ouassel	530	Terre	1987	41
Gargar	Rhiou	2900	Terre	1988	450
C.Bougara	Nahr Ouassel	454	Terre	1989	13
Ouled Mellouk	Rouina Zeddine	869	Terre	2003	127
Kodiat Rosfa	Fodda	420	Terre	2004	75
Kramis	Kramis	366	Terre	2005	45
S.M. Ben Taiba	Ebda	194	Terre	2005	75
Transfert MAO	Cheliff	2080	Mixte	-	50
Kerrada	Kerrada	18.79	Terre	-	-
Ain Dalia	Medjerda	193	Enrochement	1988	82

II.2.1.1.4 Données Climatique Temperature

a) Origine des données

Les données de Temperature proviennent de l'ANRH. Six stations climatiques couvrent une période allant de 1968-2013. Cinq (05) pour le bassin du Cheliff et une (01) pour la Medjerda (Tableau II.15 et Figure II.21).

Tableau II.15 : Données de temperature dans differants bassins d'étude

Bassin	Id_Station	Nom-Station	Altitude (m)	Lat°	Long°	Periode
Cheliff	1	Cheliff	154	36.22	1.33	1968-2013
	2	Miliana	715	36.3	2.23	1968-2013
	3	Ksar Chellala	800	35.17	2.32	1968-2013
	4	Tiaret	1127	35.25	1.43	1968-2013
	5	Relizane	-	35.73	0.55	1968-2013
Medjerda	6	Tebessa	813	35.48	8.13	1968-2013

b) Localisation des stations de Temperature dans les bassins versants Cheliff et de la Medjerda

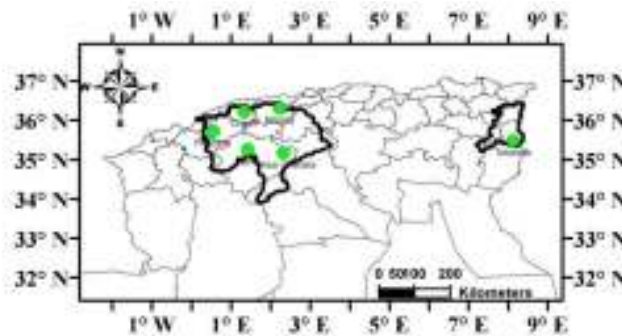


Figure II.21 : Localisation des stations de temperature

II.2.1.1.5 Données Indices Climatiques

Le climat terrestre fluctue sur une très large gamme d'échelles temporelles, depuis les fluctuations à court terme, qui concernent la variabilité mensuelle et saisonnière, aux fluctuations annuelles, interannuelles à décennales. Pour caractériser la circulation générale, des indices climatiques ont été élaborés pour rendre compte des changements de la température et/ou de la pression qui résultent de cette circulation à différentes échelles spatio-temporelles. La variabilité du climat local des différentes régions du globe est mesurée à l'aide d'indices climatiques comme l'Indice d'oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMOi), le phénomène El Niño/Oscillation Australe (ENSO), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), l'Oscillation Arctique (AO) et l'Oscillation Pacifique Décennale (PDO). Ces indices, largement décrits dans la littérature (Trenberth 1997; Pozo-Vázquez et al. 2001; Hurrell et al. 2003; Xu et al. 2004; Mateescu and Haidu 2006; Vicente-Serrano et al. 2009; Hurrell et al. 2009; Gordo et al. 2011; Angulo-Martínez et Beguería 2012; Zeroual et al. 2017;

Weisheimer et al. 2017), mettent en jeu l'interaction entre l'atmosphère et l'hydrosphère continentale et océanique.

Les principaux modes de fluctuations du climat possèdent des caractéristiques d'évolution et une variabilité propres à chaque mode. Afin d'identifier les liens existants entre la variabilité hydrologique et les principaux indices climatiques, il est préalablement nécessaire d'identifier les échelles de temps caractéristiques de la variabilité de ces fluctuations du climat.

Les caractéristiques des données des principaux indices climatiques utilisés au cours de cette partie sont présentées dans le tableau II.16 et figure II.22 :

Tableau II.16 : Principaux indices climatiques

Indice Climatique	Données	Périodes	Période à étudier	Sources
NAO	Mensuelles	1950-2019	1968-2013	ClimatePrediction Center https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml
SOI	Mensuelles	1951-2019	1968-2013	https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/
WMOI	Mensuelles	1940-2019	1968-2013	Universitat de Barcelona http://www.ub.edu/gc/en/wemo/
N-A	Mensuelles	1940-2013	1968-2013	National center for Atmospheric Research (https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ncar-sea-levelpressure).

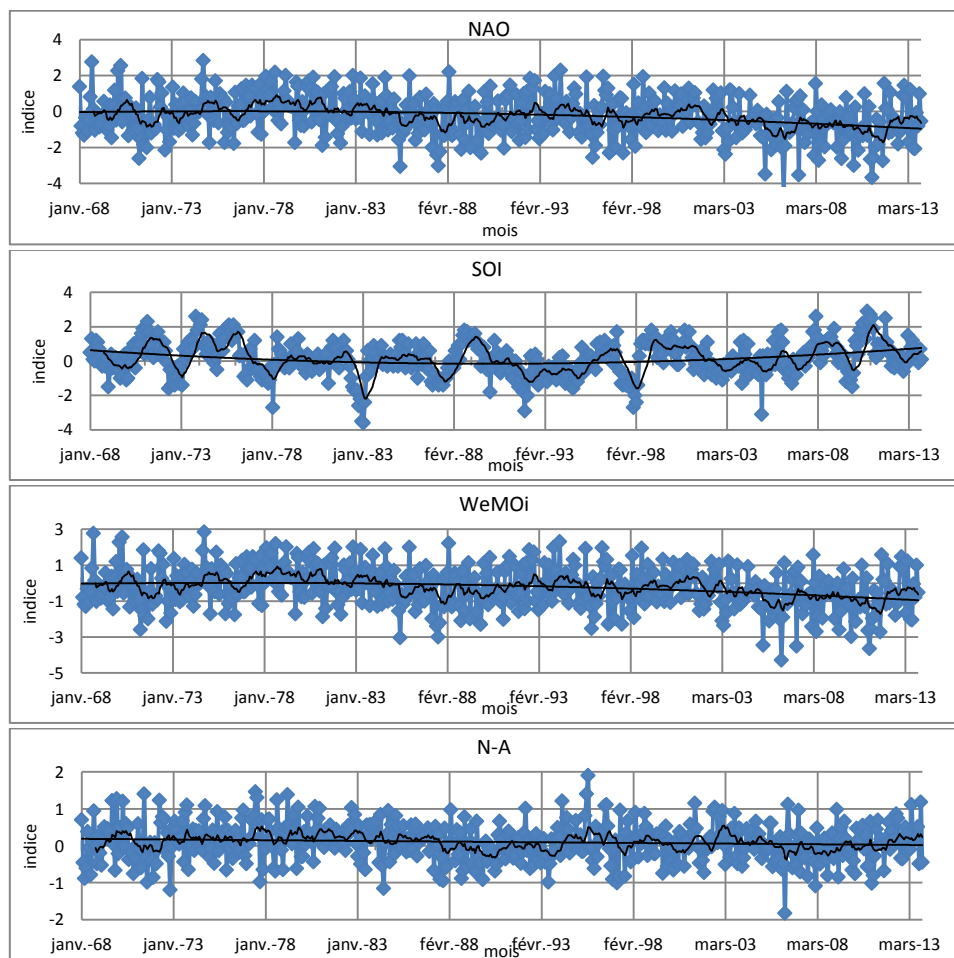


Figure II.22 : Les principaux indices climatiques utilisés (NAO, SOI, WeMOI et N-A)

a) NAO

Des travaux antérieurs ont montré que l'indice NAO exerce une forte influence sur le climat méditerranéen et l'Europe occidentale (Hurrell 1995; Di Mauro 2008; López et Frances 2010; Fritier et al.2012; Oubeidillah et al. 2012; Vergni et al. 2016; Turki et al. 2016).

Lorsque l'indice NAO est très positif c'est qu'il est relié à une circulation d'Ouest en Est plus prononcée entre les deux entités, car la différence de pression provoquant les vents est plus grande. De plus, l'anticyclone plus important sur les Açores fait remonter la circulation vers le Nord. Les hivers sont alors doux mais pluvieux sur l'Europe du Nord mais plus secs autour de la Méditerranée Knippertz et al. (2003). Par contre, quand l'indice est négatif, la circulation d'ouest est plus faible ou plus au sud donnant des hivers froids et les dépressions se dirigent alors vers le bassin méditerranéen Hurrell (1995).

Si l'indice est très négatif, les hivers sont particulièrement froids sur l'Europe du Nord et les précipitations sont déplacées vers la Mer Méditerranée et l'Afrique du Nord (Cassou 2004).

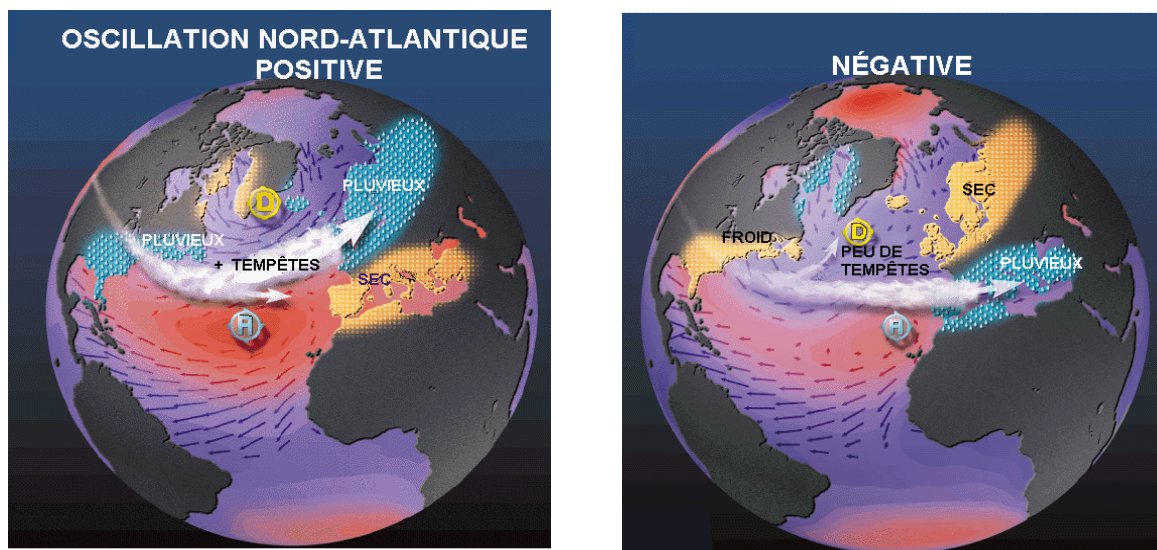


Figure II.23 : Effets de l'anomalie positive et négative de l'NAO sur les systèmes météorologiques <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>.

L'utilisation des informations fournies par les indices climatiques à grande échelle, tels que l'oscillation nord-atlantique (NAO), en tant que soutien à la prévision de la sécheresse est largement utilisée. Le NAO reflète les principales fluctuations des conditions climatiques. L'oscillation nord-atlantique est également considérée comme le mode dominant de la variabilité atmosphérique hivernale dans l'hémisphère nord (Di Mauro 2008).

L'indice de l'oscillation nord-atlantique est calculé chaque année à partir de la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande), en prenant la variation de l'écart de pression entre ces deux points par rapport à la moyenne. Ce calcul s'effectue sur les données de janvier à mars dont on fait la moyenne et qu'on normalise, c'est-à-dire qu'on divise par l'écart-type de la pression calculée sur une longue période.

b) SOI

El Niño et "La Niña" représentent les deux phases opposées extrêmes de l'oscillation Pacifique. Pendant les événements El Niño, des pressions plus élevées que la moyenne recouvrent l'Indonésie et le Pacifique tropical ouest, tandis que des pressions plus basses que la moyenne recouvrent le Pacifique tropical Est. Ces différences de pression sont inversées pendant La Niña, où on rencontre des pressions plus faibles que la moyenne en Indonésie et dans le Pacifique tropical Ouest, et des pressions plus élevées que la moyenne dans le Pacifique tropical Est.

Le SOI est un indice de l'atmosphère, calculé avec les pressions de Darwin (Nord de l'Australie) et de Papeete (à Tahiti). Des changements au sein de l'océan induisent des modifications atmosphériques sur l'ensemble du globe. En retour, des changements au sein de l'atmosphère influent sur les températures de l'océan et les courants. Le système oscille entre El Niño (épisode chaud) et la normale ou La Nina (épisode froid).

Le SOI présente une tendance à exprimer plus de valeurs négatives (plus d'épisodes El Niño) depuis 1955, le SOI ayant même tendance jusqu'à présenter des valeurs négatives tout récemment (milieu des années 2000). Avant cette période et à partir de fin 1920, le SOI est positif.

c) WeMOi

Martín-Vide J et Lopez-Bustins (2006) ont proposé un nouvel indice de téléconnexion régional défini à partir de données synoptiques du bassin occidental de la Méditerranée et ses alentours qu'ils ont nommé l'Oscillation Méditerranéenne Ouest (West Mediterranean Oscillation WeMOi). L'indice WeMOi désigne la différence de pression entre les régions du nord de la péninsule italienne et le sud-ouest de la péninsule ibérique (Figure II.24).

La principale raison de sa définition est due à la mauvaise relation entre la pluviométrie de la façade ibérique orientale et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Il a été décidé de n'utiliser que deux points d'observation spécifiques, un pour chaque zone de dipôle, avec l'une des séries barométriques les plus longues d'Europe, Padoue (45°24'N-11°52'E) dans le nord de

l'Italie et San Fernando (Cadix) ($36^{\circ}28'N-6^{\circ}12'W$) dans le sud-ouest de l'Espagne (Figure II.24).

La WeMOi, présente une évolution assez différente, avec une tendance des valeurs positives sur une longue période de 1968 jusqu'à fin 1990, et commence une phase négatif (Figure II.24).

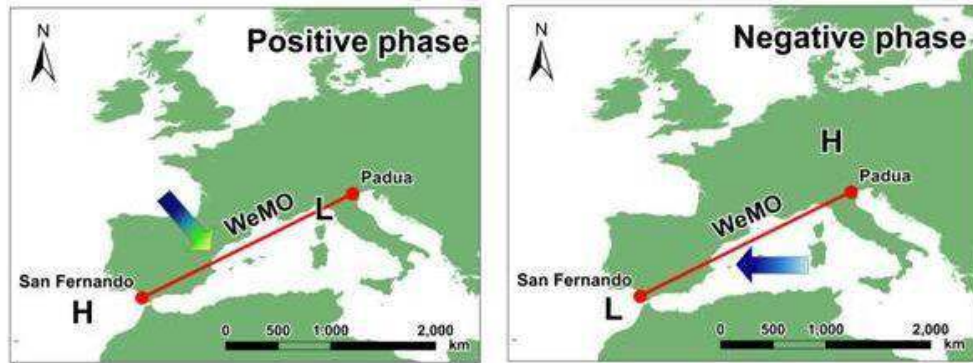


Figure II.24: Phases négative et positive de WeMOi (<http://www.ub.edu/gc/wemo/>)

d) N-A

Cet indice représente la différence de pression normalisée au niveau de la mer (SLP) entre les deux extrémités côtières de l'Algérie à proximité d'Oran et Annaba. Les données ont été extraites du site du National center for Atmospheric Research (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ncar-sea-levelpressure>).

Cet indice est significativement corrélé avec les précipitations des régions du Nord-Ouest de l'Algérie (Taibi et al. 2016).

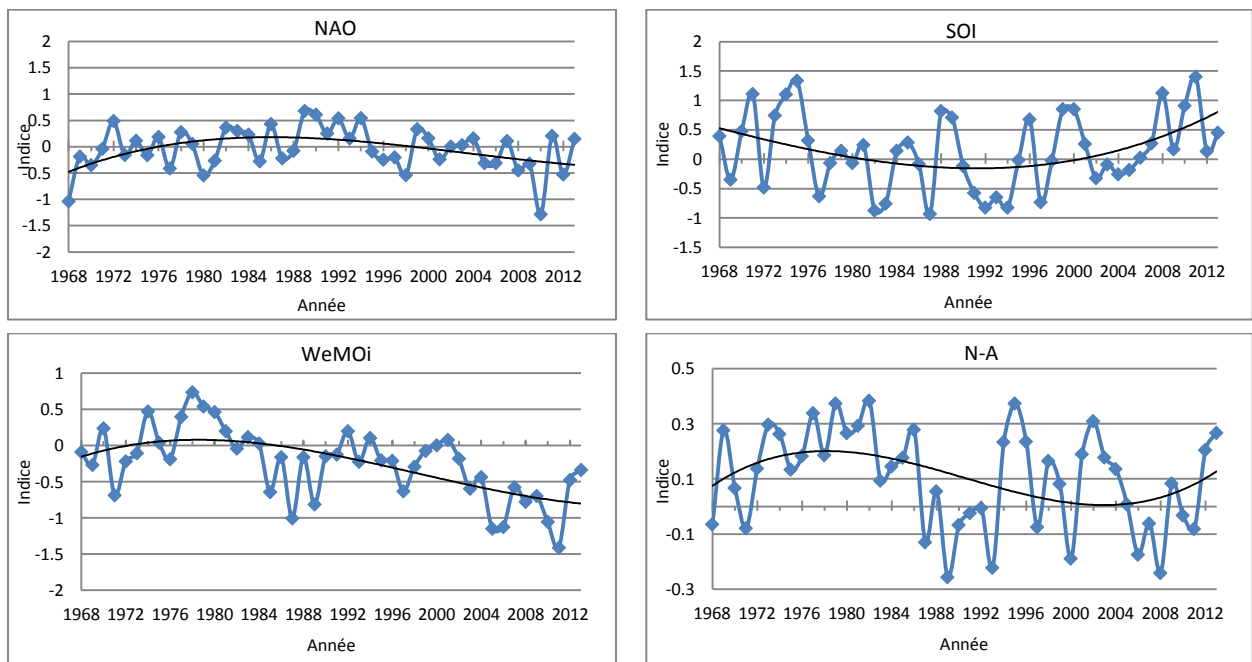


Figure II.25 : Valeurs moyennes annuelles de (NAO, SOI, WeMOi et N-A) pour la période 1968-2013 (bleu), régression polynomiale du 2ème degré (noir)

II.2.1.2 Methodologie

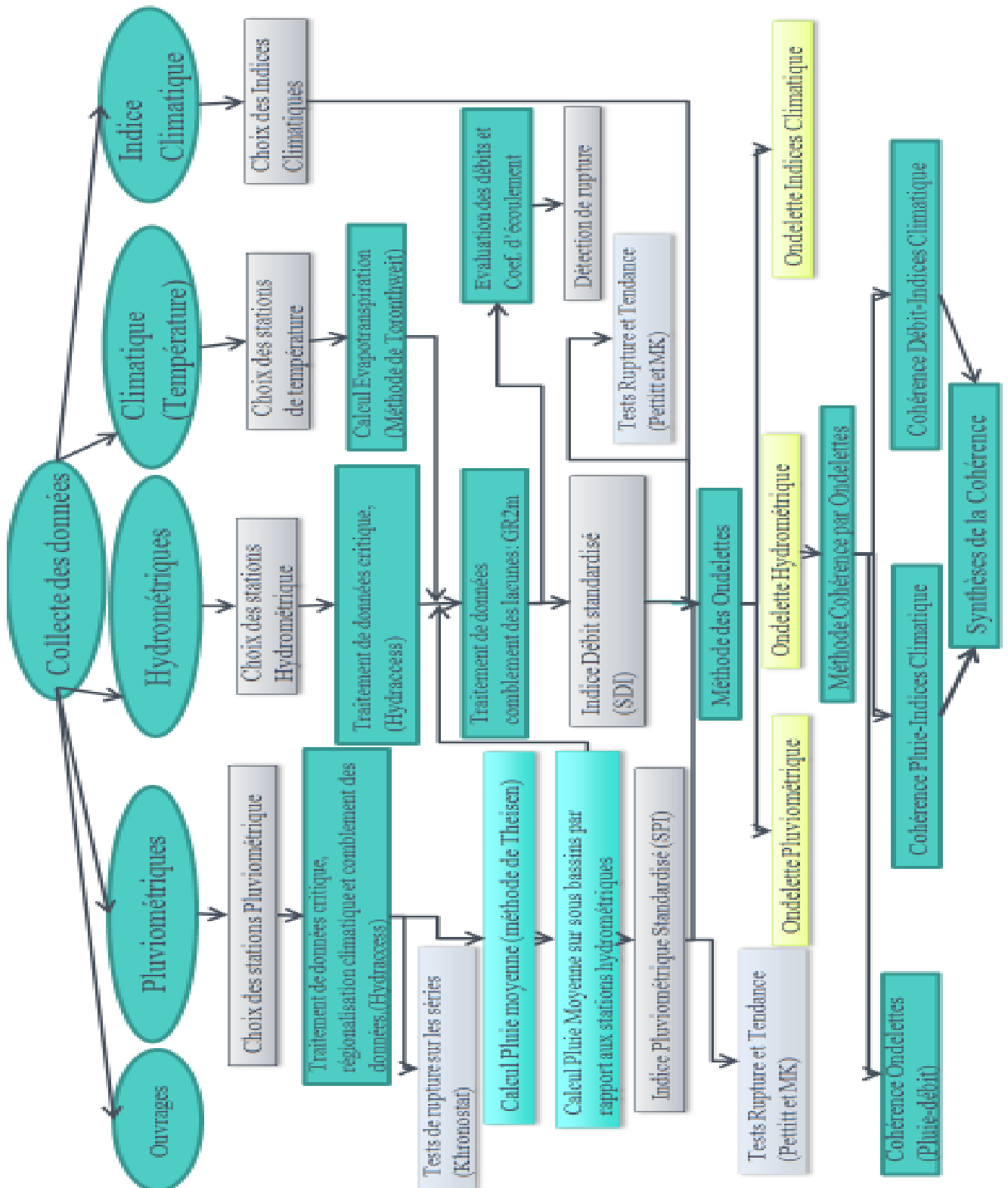


Figure II.26 : Schéma synthétique de la démarche utilisée

II.2.1.2.1 Méthodologie

TRAITEMENT DES DONNEES ; L'approche adoptée comporte les opérations suivantes :

a- Pour la Pluviométrie : La démarche suivante a été réalisée :

- (1) Critique, régionalisations climatiques et comblement des données lacunaires (logiciel Hydraccess : méthode des vecteurs régional).
- (2) Détection des ruptures au sein des séries pluviométriques par l'application de quatre tests (Pettitt, Lee et Heghinian, Hubert, U Buishand et ellipse de bois).
- (3) Calcul des indices de pluie standardisés (SI),
- (4) Étude des tendances et ruptures des indices de pluie standardisés par l'application de test Mann-Kendall et Pettitt,
- (5) Étude de la pluie moyenne par l'application de la Méthode de Thiesen.

b- Hydrométrie (débits): L'approche adoptée a comporté les opérations suivantes :

- (1) Critique des données lacunaires (logiciel Hydraccess),
- (2) Modélisation Pluie-débit par l'application du modèle GR2M,
- (3) Détection des ruptures au sein des séries hydrométriques par l'application du test (Pettitt, Lee et Heghinian, Hubert, U Buishand et ellipse de bois),
- (4) Étude des tendances par l'application de test Mann-Kendall et détection des ruptures pour les indices de débit standardisés.
- (5) Étude de coefficient d'écoulement et détection des ruptures.

c- Données climatique (Température) : (1) Les données de température ont été utilisées pour le calcul de l'ETP par l'application de la formule de Thornthwaite (**Milano 2010**). L'ETP a été utilisé pour la Modélisation Pluie-débit.

DETERMINATION DES MODES DE VARIABILITES DES DEBITS ET PLUVIOMETRIE PAR LA METHODE DES ONDELETTES CONTINUES.

La méthode utilisée comporte les opérations suivantes :

1. Étude de la variabilité des précipitations de 1968-2013 ;
2. Étude de la variabilité des débits de 1968-2013 ;
3. Détermination de l'origine des modes de variabilité des débits de la zone d'étude comparaison avec les pluies ;
4. L'analyse de la cohérence des débits/précipitations par ondelettes sur les bassins du Chelif et de la Medjerda.

APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES, PLUIES ET DEBITS ; L'APPROCHE ADOPTEE COMPORTE LES OPERATIONS SUIVANTES :

1. Identification des modes de variabilité des fluctuations du climat ;
2. Apports de la cohérence par ondelettes continues pour la caractérisation des liens potentiels entre indices climatiques, pluies et débits.

SYNTHESE DE L'INFLUENCE CLIMATIQUE SUR LES PLUIES ET LES DEBITS SUR DIFFERENTES ECHELLES (ANNUELLE, INTERANNUELLE, DECENNALE).

II.2.1.2.2 Comblement des données lacunaires

a) Vecteur Régional (MVR)

Comblent les lacunes des différents types des séries de données climatiques par la méthode du Vecteur Régional (MVR) à l'aide du logiciel Hydraccess de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement "France").

Tous les chercheurs en hydrologie ou en climatologie procèdent au traitement des données climatiques (les données pluviométriques, thermométriques, humidité, évaporation, etc). Soit en étudiant le régime pluviométrique, l'évolution ou la variabilité pluviométrique, variabilité spatiale et temporelle des précipitations dans une zone donnée, ou l'analyse climatique d'une région donnée. Cependant, avant de procéder à telle étude, le chercheur est souvent obligé de faire une critique des données en identifiant les lacunes et en testant leur homogénéité.

Ainsi, le chercheur doit trouver la méthode la plus utile et la plus efficace et simple pour compléter la série des données et remplir les vides. La Méthode du Vecteur Régional (MVR) est parmi les méthodes les plus efficaces pour le comblement des lacunes. D'autres méthodes très simples existent aussi, (Comme la corrélation entre les stations, la régression linéaire, le double cumul, IDW, ..).

Les lacunes ou les erreurs qui interviennent souvent dans les séries peuvent être liées aux instruments (panne, transcription, etc), à l'observateur (oubli, erreurs de manipulation, absence, etc.). Le chercheur doit donc procéder à une analyse des séries des données climatiques, afin de juger la qualité des données disponibles.

a1) Historique de la méthode Vecteur Régional (MVR)

La méthode du Vecteur Régional (MVR) a été établie par HIEZ (1977), et améliorée par BRUNET-MORET (1979). La MVR répond au double objectif de critique et de synthèse de l'information pluviométrique à l'intérieur d'une région climatique homogène du point de vue des processus et facteurs générant les précipitations et peut s'appliquer à tout un ensemble de séries d'observations d'une même variable, liées statistiquement entre elles par des rapports de proportionnalité (Laaroubi 2007; cité par BODIAN 2011).

a2) Définition de la méthode Vecteur Régional (MVR)

Le vecteur régional se définit comme « une série chronologique d'indices pluviométriques, issus de l'extraction de l'information la plus "probable" au sens de la plus fréquente contenue dans les données d'un ensemble de stations d'observation groupées en "région". Le vecteur

régional est donc une suite chronologique d'indices annuels de précipitations prenant en compte les effets de persistance, de tendance, de pseudo-cycles de la zone climatique, mais homogène dans le temps » (BRUNET-MORET 1979).



Figure II.27 : Interface de la méthode Vecteur Régional (MVR) hydraccess

Pour appliquer la MVR, le logiciel Hydraccess (VAUCHEL 2004) de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) va être utilisé. L'Hydraccess produit une suite chronologique d'indices annuels représentant la pluviosité et une moyenne inter-annuelle étendue pour chaque station analysée. C'est à partir de ces deux valeurs (indice de pluviosité et moyenne inter-annuelle) que le logiciel peut reconstituer les valeurs de la pluviométrie annuelle et mensuelle manquante pour les séries des stations présentant des lacunes.



Figure II.28 : Interface de logiciel hydraccess

La (MVR) Développée à l'IRD dans les années 1970, cette méthode a pour but la l'homogénéisation des précipitations et la validation des régions climatiques ainsi créées en termes d'homogénéité.

Elle a été utilisée largement à travers le monde, par Hiez et al. (1992), dans le bassin Amazonien, en Europe (Grandjouan et al. 2017), en Afrique de l'Ouest et Centrale par Mahé et L'Hôte (1995), Wotling et al. (1995), Mahé and Paturel (2009), Thiaw (2017). Elle a aussi été utilisée en Afrique Australe et de l'Est par Conway et al. (2009). En Afrique du Nord par Roudier et Mahé (2010), Singla et al. (2010), Hallouz et al. (2013), Kotti et al. (2016) et Choukri et al. (2019).

Pour d'autres types de données indépendantes entre elles et pseudo-proportionnelles, cette technique peut être employée. Elle est préférable à la méthode classique des doubles cumuls et corrélations entre stations prises deux à deux par : Sa rapidité d'exécution et l'importance du nombre de données. Elle permet aussi de combler les lacunes de la façon la plus probable (Hiez et al. 1992 ; Paturel et al. 2010).

Dans une région correspondant à un même type d'évolution climatique, le vecteur régional représente une suite chronologique d'indices annuels ou mensuels représentant l'évolution des précipitations en s'appuyant sur le principe de pseudo-proportionnalité (les stations doivent être toutes pseudo-proportionnelles entre elles) ou avec une évolution colinéaire au vecteur dans une région possédant la même évolution climatique (Hiez et al. 1992; Paturel et al. 2010). La série des indices annuels représentatifs est appelée vecteur régional, car elle prend en compte l'information d'une région supposée climatiquement homogène (Wotling et al. 1995).

La méthode consiste à comparer chaque station non plus à ses voisines, mais à une série fictive construite sur la zone d'étude qui intègre l'information de toute la zone (Hiez et al. 1992; Paturel et al. 2010).

Cette méthode considère les données manquantes, fait ressortir les données présentant des écarts très importants, et normalise les informations. Le vecteur régional est donc comme une suite d'indices annuels de moyenne égale à l'unité Paturel et al. (2010).

Il existe deux méthodes de calcul du vecteur l'une basée sur le mode (Hiez 1977), et une autre basée sur la moyenne (Brunet Moret 1979).

La méthode Brunet Moret basée sur la méthode des moindres carrés (indice régional d'une année égal à la moyenne des indices de toutes les stations) calcule la moyenne étendue d'une station et les indices du vecteur régional en filtrant de manière itérative les indices des stations s'écartant trop de la moyenne. L'opération du calcul des estimations réalisées par le vecteur recommence ainsi jusqu'à l'obtention d'un vecteur régional dans lequel aucune valeur ne s'écarte trop (Vauchel 2005).

La méthode de Hiez (1977) est différente de celle de Brunet par le fait que l'indice régional d'une année correspond à l'indice observé le plus fréquemment sur les différentes stations, il n'est donc pas nécessaire de filtrer les données s'écartant trop de la moyenne, les valeurs extrêmes ayant peu d'effet sur le calcul du mode (Vauchel 2005).

La méthode de Brunet Moret a été choisie vue ses avantages et performances.

Les séries de données complétées sur la période 1968-2013 pour l'ensemble des stations, ont ensuite servi au calcul des indices de pluie standardisés et pour l'application des tests de rupture.

b) Régionalisation climatique

b1) Définition des unités climatiques ou « régions »

L'unité ou région climatique est définie comme étant une zone à pluviométrie homogène dans laquelle les variations interannuelles à l'intérieur des stations sont cohérentes les unes par rapport aux autres (Wotling 1994; Wotling et al. 1995).

b2) Régionalisation avec la méthode du vecteur régional

Une régionalisation à partir des données pluviométriques a été ainsi réalisée avec pour but principal, l'étude des variations climatiques à une échelle régionale prenant en compte plusieurs stations.

La régionalisation choisie est celle de la méthode du vecteur régional avec deux principaux objectifs à savoir :

- La constitution d'unités climatiques homogènes avec des critères automatiques.
- La reconstitution des données manquantes au pas de temps mensuel et annuel.

b2.1) Avantages et limites

La méthode du vecteur régional est une technique pour la critique automatique des données. Elle permet la détection des erreurs grossières, des changements d'emplacement, elle se fait donc de manière objective et systématique. Cette technique permet de reconstituer les valeurs manquantes en fournissant des coefficients de correction pour les données erronées nécessaires pour les études et projets régionaux ainsi que pour l'alimentation des modèles permettant une valorisation de l'information (Wotling et al. 1995). L'autre avantage est la représentation synthétique de la variabilité climatique en se basant sur plusieurs stations à la fois. Considérant ces avantages, il ressort donc, que le vecteur régional peut permettre une

synthèse de l'information et une analyse aisée des champs pluviométriques à grande échelle Mahé et al. (1995). Elle est le plus souvent utilisée avec des valeurs annuelles (Hiez et al. 1986; Wotling 1994; Wotling et al. 1995), Cette méthode peut être adaptée à des valeurs mensuelles (Rossel 1997).

L'existence d'erreurs oblige d'avoir un regard critique préliminaire et la vérification du principe de pseudo-proportionnalité (Wotling 1994). De la qualité des données d'entrée, valeurs annuelles ou mensuelles des stations dont dépend la qualité du vecteur régional, il est donc primordial de découper la zone d'étude en région homogène et respecter le plus possible les limites climatiques. L'année hydrologique doit être prise comme base de calcul lorsque le climat est très contrasté (Wotling 1994).

Pour l'élaboration du vecteur régional, le nombre de stations ainsi que le nombre d'années doit être au minimum égal à trois.

La taille des régions homogènes est conditionnée par la variabilité spatiale des précipitations ainsi que par la quantité de données disponibles (Wotling 1994; Wotling et al. 1995; Mahé et al. 1995).

b2.2) Elaboration des vecteurs régionaux

L'utilisation de la méthode Brunet Moret (1979) avec pour objectif l'amélioration de la qualité des vecteurs régionaux calculés, a été réalisée comme suit :

- 1-Le calcul est effectué par année hydrologique (de Septembre à Août) ;
- 2-Le minimum de stations requis par région a été gardé au strict minimum, au nombre de trois ;
- 3-Le nombre minimum d'années observées par station a été fixée à 5.

La disponibilité des données pluviométriques a permis le partage des bassins en régions climatiques où la méthode du vecteur régional a été appliquée au pas de temps annuel et mensuel, grâce au logiciel Hydraccess de l'IRD (Vauchel 2005).

II.2.1.2.3 Pluviometrie

a) Comblement des lacunes (Méthode des vecteurs régional)

Le vecteur régional est un modèle simple orienté vers l'analyse des informations pluviométriques d'une région ou d'un bassin et vers la synthèse de ces informations.

La méthode classique de critique des données annuelles ou mensuelles consiste à effectuer une double analyse de masse entre les valeurs des stations prises deux à deux, pour détecter

d'éventuelles hétérogénéités, puis à compléter les données manquantes par corrélation avec les données de la station et de ses voisines.

La méthode du vecteur régional consiste à développer, à partir des informations disponibles, une sorte de station fictive représentative de l'ensemble de la zone d'étude. Pour chaque station, une moyenne étendue est calculée sur toute la période d'étude et pour chaque année, un indice est calculé. Cette série d'indices annuels est appelée vecteur régional, car elle prend en compte les informations d'un bassin ou d'une zone d'étude supposé climatiquement homogène.

Une fois le vecteur régional préparé, l'analyse de l'information est grandement facilitée, afin de permettre:

- L'évaluation de la qualité des données d'une station par doubles courbes accumulés avec les indices du vecteur régional,
- D'analyser graphiquement et corréler les données d'une station avec les indices du vecteur régional,
- Évaluer les données manquantes d'une station en multipliant l'indice sur un an du vecteur régional par la moyenne étendue de la station sur la période d'étude.

a.1) Brunet Moret

Brunet-Moret (1979) a considéré qu'une zone climatique peut être représentée par un vecteur dont l'espérance mathématique est égale à 1. L'équation $A = B + E$ peut s'écrire:

$$\frac{X_{ij}}{X_{mj}} = Z_1 + e_{ij} \dots \dots \dots (II.1)$$

Où:

X_{ij} : est le total annuel de la station j pour l'année i,

X_{mj} : est la moyenne du X_{ij} ,

Z_1 : est la composante vectorielle de l'année i,

e_{ij} : est la fluctuation aléatoire de l'année i de la station j.

La matrice A (n, m) est composée des précipitations de m stations pendant n années, elle est dans la plupart des cas incomplète afin de déterminer chaque X_{mj} et Z_1 l'algorithme de calcul consiste à minimiser l'équation:

$$\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \left(\frac{X_{ij}}{X_{mj} - Z_1} \right)^2 \dots \dots \dots (II.2)$$

b) Test des ruptures d'une série chronologique

b.1) Description et définition des différents tests utilisés

Des tests de détection des ruptures ont été réalisés pour mieux analyser statistiquement la variabilité des précipitations annuelles et mensuelles.

La rupture dans une série chronologique peut être assimilée à un changement dans la loi de probabilité de distribution de la série à un instant donné, le plus souvent inconnu (Ardoin-Bardin 2004).

L'IRD (Institut de Recherche pour le Développement "France") a développé un logiciel d'analyses statistiques de séries chronologiques (Khronostat) disponible sur le site internet d'Hydro Sciences Montpellier (<http://www.hydrosociences.org/spip.php?article239>), dont plusieurs tests de détection des ruptures sont disponibles :

- 1- Méthode non paramétrique de Pettit,
- 2-Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian,
- 3- La segmentation d'Hubert,
- 4-U Buishand et ellipse de bois.

Ces tests ont été appliqués aux séries annuelles et mensuelles reconstituées des précipitations. Les tests statistiques ont été appliqués à l'ensemble des postes pluviométriques, à l'échelle annuelle et saisonnière. La stationnarité des séries pluviométriques est déterminée à un niveau de confiance de 95%.

1- Test Pettitt (Pettitt 1979; Servat et al. 1997)

Les tests de Pettitt ont été utilisés pour déterminer avec succès la date de rupture d'une série chronologique.

Le test de Pettitt (Pettitt 1979) peut être utilisé pour déterminer la probabilité de signification associée aux diverses statistiques : la probabilité de détecter un décalage de la moyenne là où un tel décalage ne se produit pas dans la série. Par conséquent, il peut être utilisé pour estimer, à un niveau de confiance donné, si un changement de population s'est produit ou non. Plusieurs chercheurs ont utilisé ce test dans leurs études (McCane et al. 1994; Tarhule and Woo 1998; L'Hote et al. 2003; Wijngaard et al. 2003; Meddi et al. 2010; Zin et al. 2010; Kang et Yusof 2012; Emmanuel et al. 2019).

Étant donné $x_1, \dots, x_t, \dots, x_T$, une séquence d'événements aléatoires (mesures). Cette séquence montre un déplacement de la population en t , si l'ensemble des événements (mesures) x_1, \dots, x_t a une fonction de distribution $F_1(x)$ dont la moyenne est significativement différente de celle de $F_2(x)$, la fonction de distribution sur x_{t+1}, \dots, x_T , le but étant de tester est l'hypothèse

nulle, qui est l'absence de décalage dans la tendance de la variable. L'hypothèse nulle de « non rupture », $H_0 : \tau = T$ contre l'hypothèse alternative de « rupture », $H_1 : 1 < \tau < T$, est testée au moyen d'un test statistique non paramétrique.

Aucune condition particulière n'est requise pour les formes fonctionnelles de F1 et F2 exceptée la continuité.

La statistique associée à ce test est la suivante:

$$k_t = \max_{1 \leq t \leq T} (|U_{t,T}|) \dots\dots\dots (II.3)$$

où $U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=i+1}^T \text{sgn}(x_i - x_j) \dots\dots (II.4)$

$$\text{sgn}(X) = \begin{cases} +1, \text{ pour } X > 0 \\ 0, \text{ pour } X = 0 \\ -1, \text{ pour } X < 0 \end{cases} \dots\dots\dots (II.5)$$

Si un décalage dans une seule direction (positive ou négative) est considéré, il se présente comme suit:

$$k_T^+ = \max_{1 \leq t \leq T} U_{t,T} \dots\dots\dots (II.6)$$

Et

$$k_T^- = \min_{1 \leq t \leq T} U_{t,T} \dots\dots\dots (II.7)$$

En utilisant la théorie des rangs, Pettitt donne la probabilité de dépassement approximative d'une valeur k par :

$$\text{Prob}(K_T > k) \sim 2 \exp(-6k^2 / (T^3 + T^2)) \dots\dots\dots (II.8)$$

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 $t = \tau$ définissant K_T .

Le test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne.

2- La méthode bayésienne Lee et Heghinian : (Lee et Heghinian 1977; Bruneau et Rassam 1983; Chaouche 1988)

Méthode bayésienne de Lee et Heghinian (1977) vise à confirmer ou à infirmer l'hypothèse d'un changement de moyenne dans la série. Il s'agit d'une approche paramétrique dont l'application sur une série nécessite une distribution normale des valeurs de celle-ci. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. La procédure repose sur le modèle suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \text{et} & \dots\dots\dots (II.9) \\ \mu + \delta + \varepsilon_i, & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

Où Les ϵ_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 . τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La procédure bayésienne se fonde sur la distribution marginale a posteriori de τ et δ . Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est très faible.

$$p(\tau | x) = [N/(\tau(N - \tau))]^{1/2} [R(\tau)]^{-(N-2)/2}, 0 < \tau < N - 1 \text{ avec} \dots \dots \dots \text{(II.10)}$$

$$R(\tau) = [\sum_{i=1}^{\tau} (X_i - \bar{X}_{\tau i})^2 + \sum_{i=\tau+1}^N (X_i - \bar{X}_{N-\tau})^2] / \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}_N)^2 \dots \text{(II.11)}$$

$$\bar{X}_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i, \bar{X}_{\tau} = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau} X_i, \bar{X}_{N-\tau} = \frac{1}{(N-\tau)} \sum_{i=\tau+1}^N X_i \dots \dots \dots \text{(II.12)}$$

3- Segmentation d'Hubert (Hubert and Carbonnel 1993)

La procédure de segmentation de séries chronologiques et hydrométéorologiques a été présentée par Hubert en 1989. Le principe de cette procédure est de diviser la série en m segments ($m > 1$) de telle manière que la moyenne calculée soit significativement différente de la moyenne du segment voisin.

Soit une série chronologique X_i , $i = 1, N$. Toute série X_i pour $i = i_1, i_2$ avec $i_1 \geq 1$ et $i_2 \leq N$ où $i_1 < i_2$, constitue un segment de la série initiale (X_i). Toute partition de la série initiale en m segments constitue une segmentation d'ordre m de cette série.

Soit une segmentation d'ordre m particulière, on définit i_k , avec $k = 1, 2, \dots, m$, le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $k^{\text{ième}}$ segment; avec par convention $i_0 = 0$ et $N_k = i_k - i_{k-1}$ la longueur.

\bar{x}_k , La moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment ;
 D_m , L'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée,

$$\bar{x}_k = \frac{1}{N_k} (\sum_{i=1+i_{k-1}}^{i_k} (\sum_{i=1+i_{k-1}}^{i_k} x_t) \dots \dots \dots \text{(II.13)}$$

$$D_m = \sum_{k=1}^m d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i_k} (d_i - \bar{x}_k)^2 \dots \dots \dots \text{(II.14)}$$

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, l'écart quadratique D_m soit minimum et que les moyennes de deux segments contigus soient significativement différentes.

D'après les auteurs, cette procédure de segmentation peut être considérée comme un test de stationnante. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse de stationnante de la série est acceptée. Toutefois aucun niveau de signification n'est attribué à ce pseudo-test.

4- U Buishand et ellipse de bois (Buishand 1982; Buishand 1984)

La statistique de Buishand est dérivée d'une formulation originale donnée par Gardner (1969). La statistique de Gardner utilisée pour un test bilatéral de rupture en moyenne à un instant inconnu s'écrit :

$$G = \sum_{k=1}^{N-1} P_k \left(\frac{S_k}{\sigma_X} \right)^2 \text{ avec } S_k = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \dots\dots\dots (\text{II.15})$$

P_k désigne la probabilité a priori que la rupture survienne juste après la $k^{\text{ième}}$ observation. Cette formulation suppose que la variance $(\sigma_X)^2$ est connue. Si elle est inconnue, elle peut être remplacée par la variance de l'échantillon $(D_X)^2$ et si P_k est choisie uniforme, on obtient finalement la statistique U définie par :

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_X} \right)^2}{N(N+1)} \text{ avec } D_X^2 = \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 / N \dots\dots\dots (\text{II.16})$$

Des valeurs critiques de la statistique U ont été d'abord données par Buishand (1982) à partir d'une procédure de Monte Carlo. De meilleures estimations sont parues ultérieurement (Buishand 1984).

Elle 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.

c) Etude de la tendance et saisonnalité d'une série chronologique

c.1) Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall a été utilisé pour déterminer avec succès la tendance d'une série chronologique.

Le test non paramétrique de Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall 1975) est recommandé pour identifier la tendance des séries. Il permet d'étudier la présence ou l'absence de tendance dans une série chronologique donnée. La statistique Mann-Kendall S est définie comme: (Yue and Wang 2002).

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \dots\dots\dots (\text{II.17})$$

Où:

$$\text{sgn}(X) = \begin{cases} +1, & X > 0 \\ 0, & X = 0 \\ -1, & X < 0 \end{cases} \dots\dots\dots (\text{II.18})$$

Où, X_j et X_k sont les séries chronologiques, n est la longueur de la suite de données. S est la variance et Z est le test statistique données par :

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i i(i-1)(2i+5)}{18} \dots\dots\dots (II.19)$$

Where, m is the number of tied groups and t_i is the size of the i^{th} tied group:

Où, m est le nombre de groupes liés et t_i est la taille du $i^{ème}$ groupe:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}}, S > 0 \\ 0, S = 0 \dots\dots\dots (II.20) \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}}, S < 0 \end{cases}$$

L’hypothèse nulle est acceptée ou rejetée dépend de $a_1 > a$ ou $a_1 < a$. En général, le niveau de 0,05 est largement utilisé. Dans cette étude, l’analyse de la variabilité des précipitations et du ruissellement, les niveaux qui ont été utilisés 0,05 et 0,1. Lorsque la valeur statistique de z est positive, la tendance augmente et lorsqu’elle est négative, cela indique une tendance à la baisse.

Ce test est recommandé par l’Organisation météorologique mondiale (Mitchell et al. 1966; Sirois 1998). De nombreux chercheurs ont utilisé ce test dans leurs études (Lana et al. 2004; Norrant and Douguedroit 2006; Maheras et al. 2008; Chaouche et al. 2010; Trambly et al. 2013; Elmeddahi et al. 2016b; Hallouz et al. 2019) pour détecter les tendances des séries de précipitations et tester leur signification. Renard et al. (2008) et López-Moreno et al. (2010) ont appliqué le test de Mann-Kendall pour l’analyse des tendances des séries temporelles hydro climatiques.

c.2) Test de Kendall saisonnier

Ce module permet d’effectuer un test de kendall saisonnier. Ce test, proposé par Hirsch et al.(1982) permet d’estimer des tendances de séries cycliques saisonnières.

Le principe est identique à celui du test de Mann-kendall, mais le caractère saisonnier de la série est pris en compte.

La statistique S_k de kendall se calcule à partir de la somme des statistiques pour chaque saison (Hirsch et al.1982).

$$S_K = \sum_{i=1}^S S_i \dots\dots\dots (II.21)$$

Où S est le nombre de saisons et S_i sont les statistiques S de Mann-kendall

$$S_i = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}[(y_{ji} - y_{ki})(x_{ji} - x_{ki})] \dots\dots\dots (II.22)$$

Et

$$\sigma_{Sk} = \sqrt{\sum_{i=1}^S \frac{n_i(n_i-1)(2n_i+5)}{18}} \dots\dots\dots (II.23)$$

Où n_i est le nombre de données pour la saison i .

La statistique calculée est donnée par l'expression (II.24):

$$Z_K = \frac{S_k}{\sigma_{Sk}} \dots \dots \dots (II.24)$$

S_k est standardisée par soustraction de sa moyenne et division par son écart-type.

L'hypothèse nulle H_0 de ce test est qu'il n'y a pas de saisonnalité.

L'hypothèse nulle est rejeter à un niveau de significativité α si $|Z_{Sk}| > Z_{crit}$ est la valeur de la distribution normale avec une probabilité de dépassement de $\alpha/2$.

d) Methode de Thiessen (Pluies moyenne)

Le choix a été fait apres une etude comparative entre les trois methodes Thiessen, Inverse de distance et Krigeage. Le choix se fait sur la Methode de Thiessen.

Tableau II.17: Tableau comparative entre les trois methodes Thiessen, Inverse de distance et Krigeage

Méthode	Avantages	Inconvénients
Polygones de ThiessenThiessen	Classique en hydrologie	-Peu représentative si les stations sont peu nombreuses ou mal réparties.
	Relativement rapide si peu de combinaisons	-Pas d'extrapolation sur un gradient spatial
Inverse dela distance	Interpolation plus fine et mieux spatialisée	-Difficultés pour extrapoler sur un gradient spatial
	Prend en compte toute l'information	-Isolignes de forme circulaire -Loin des stations, on tend vers une valeur moyenne
Krigeage	Interpolation de meilleure qualité, moins de biais	-Temps de calcul élevé
	Prend en compte un gradient spatial	-Nécessite une certaine compréhension de la méthode
	Construit des isolignes mieux tracées	

La méthode de Thiessen : Elle est analogue à la méthode de la moyenne pondérée ; les poids sont définis comme suit : on trace pour chaque couple de pluviomètres (P_i, P_j) la médiatrice B_{ij} au segment joignant ces deux points voisins. Ces droites constituent des polygones, dits de Thiessen, entourant chacun un poste pour lequel ils délimitent une surface "d'influence" ; à partir de là les poids K_i sont estimés en rapportant la surface de la fraction du polygone située à l'intérieur du bassin à la surface totale S de ce dernier :

$$P = \sum_{i=1}^M \frac{S_i}{S} \cdot P(X_i) \dots \dots \dots (II.25)$$

Cette méthode consiste à déterminer pour chaque station sa zone d'influence, et son coefficient d'influence appelé coefficient de Thiessen. Cette méthode revient à considérer qu'en tout point du bassin, c'est la station la plus proche qui à une influence totale sur ce point. Cela conduit à tracer des polygones d'influence autour de chaque station, dits polygones de Thiessen (ou de Voronoï). On appelle coefficient de Thiessen d'une station la

surface de son polygone d'influence divisée par la surface totale du bassin. Par définition, la somme des coefficients de Thiessen est égale à 1.

Lorsque l'on a déterminé les coefficients de Thiessen, on obtient une valeur moyenne sur le bassin en faisant la somme des produits des valeurs observées en chaque station, par le coefficient de Thiessen de la station.

Construire un polygone de Thiessen autour d'un point consiste à tracer les médiatrices des segments formés par ce point et les points lui étant immédiatement adjacents, les intersections des médiatrices les plus proches formant les sommets du polygone (figure II.29).

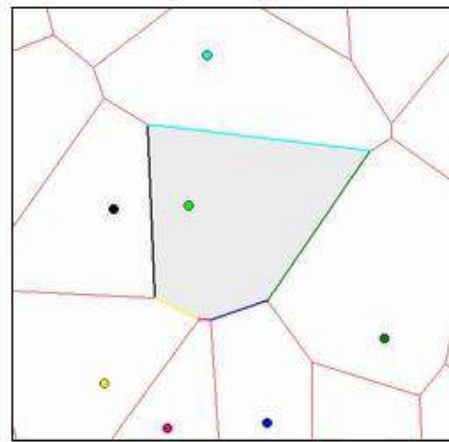


Figure II.29 : Extrait d'un diagramme de Voronoï

Cette méthode consiste à obtenir la moyenne arithmétique des hauteurs de pluie enregistrées dans chaque station. Selon la méthode arithmétique, la précipitation moyenne est calculée en appliquant l'expression suivante :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i)}{n} \dots\dots (II.26)$$

Où:

P_i: est le point de précipitation à la station i,

n: le nombre de stations dans les limites du bassin étudié.

La méthode des polygones de Thiessen est équivalente à la méthode du plus proche voisin; tous les points du polygone ont la même valeur que le point de données à partir duquel le polygone est généré. L'utilisation de cette méthode est pratique lorsque le réseau pluviométrique n'est pas homogène (pluviomètres irrégulièrement répartis).

D'après (Webster et Oliver 2007), cette méthode est l'une des plus simples et des plus simples, mais les limites de la méthode sont évidentes; chaque prédiction est basée sur une seule mesure, il n'y a pas d'estimation de l'erreur et les informations des points voisins sont ignorées.

e) L'indice standardisé (SI)

L'indices standardisé (SI) a été utilisé par de nombreux chercheurs afin d'étudier la variabilité hydrologique (Giddings et al. 2005; Meddi et al. 2009; Taibi et al. 2013; Merabti et al. 2018), celui ci a été utilisé pour déterminer les périodes sèches et humides et leur alternances. Il se caractérise par sa simplicité dans la détection des anomalies. Il est appliqué pour les séries pluviométriques et hydrométriques dans le cadre de cette étude.

$$\text{Où } SI = \frac{x_i - X}{\sigma} \dots\dots\dots (II.27)$$

x_i : Pluviométrie / débit pour une année donnée ;

X : Pluviométrie moyenne / débit moyen pour la période interannuelle ;

σ : Écart-type des précipitations / Écart-type débit pour la période interannuelle.

II.2.1.2.4 Evapotranspiration (La formule de Thornthwaite)

La formule de Thornthwaite est la formule la plus connue mondialement et elle est largement utilisée. Elle est donnée par l'équation suivante :

$$ETP(m) = 16 * \left(\frac{10 * T(m)}{I} \right)^a * K \dots\dots\dots (II.28)$$

Où

$ETP(m)$: l'évapotranspiration moyenne du mois m ($m=1$ à 12) en (mm),

T : est la température interannuelle moyenne du mois (en °C),

I : est un indice thermique annuel donné par la formule :

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m) \dots\dots\dots (II.29)$$

Où les 12 i sont des indices mensuels, chacun d'entre eux étant fourni à son tour par la formule :

$$i(m) = \left(\frac{T(m)}{5} \right)^{1.514} \dots\dots\dots (II.30)$$

a : est un indice lié à la température qui s'exprime par : $a = 0016 * I + 0.5 \dots\dots (II.31)$,

K : correction liée à latitude (durée maxi de l'ensoleillement).

II.2.1.2.5 Hydrometrie

a) Modélisation Pluie-Debit

a.1) Justification et choix du modèle

L'évaluation de l'impact des changements climatiques sur la disponibilité des ressources en eau, peut se faire suivant deux approches différentes. La première est basée sur l'utilisation directe du ruissellement simulé par les Modèles climatiques globaux du CMIP5 ou régionaux (Alkama et al. 2013; Zheng et al. 2018), tandis que, la deuxième approche suggère

l'utilisation de modèles hydrologiques calibrés pour mieux comprendre le processus hydrologique dans les études d'impact. En plus d'être robuste et n'utilisant que peu de données d'entrée (pluie et évapotranspiration), les modèles hydrologiques conceptuels ont montré des résultats très satisfaisants dans plusieurs régions du monde comparés aux ruissellements simulés directement par les modèles climatiques (Mahé 2006; Giuntoli et al. 2018). Cette approche est la plus souvent utilisée et a fait l'objet de nombreuses études qui visent à combler et simuler les écoulements futurs à l'échelle d'un bassin versant, en utilisant les sorties de modèles climatiques des pluies et des températures comme données d'entrée du modèle hydrologique (Singla et al. 2010; Piao et al. 2010; García-Ruiz et al. 2011; Zeroual et al. 2013; Ibrahim et al. 2015; Okkan et al. 2014; Al-Safi et al. 2020; Sidibe et al. 2020; Todorovic and Plavsic 2016; Hadour et al. 2020; Boulariah et al. 2019).

Les données climatiques et hydrométriques dont nous disposons, vont représenter les variables d'entrée du modèle qui doit être au pas de temps mensuel. Les modèles conceptuels répondant à nos préoccupations de représentation du cycle hydrologique, décrivent le concept physique du comportement du système par une représentation simple (Makhlouf 2004). Dans le cadre de cette étude, le modèle conceptuel global GR2M (Génie Rural à 2 paramètres au pas de temps Mensuel développé par le CEMAGREF) sera utilisé. Plusieurs chercheurs l'ont appliqué et ils ont montré son efficacité dans de nombreux bassins (Kabouya 1990 ; Makhlouf 1994). En Algérie, le modèle Hydrologique GR2M est le plus utilisé compte tenu de sa simplicité mais aussi de sa capacité à reproduire convenablement le fonctionnement hydrologique des bassins versants algériens (Zeroual et al. 2013; Ouhamdouch et al. 2018; Boulariah et al. 2019 ; Hadour et al. 2020).

Le modèle GR2M fonctionne au pas de temps mensuel et ne comporte que deux paramètres de calage : X_1 la capacité du réservoir de production (positif et exprimé en mm) et X_2 le coefficient d'échanges souterrains (positif et adimensionnel). X_1 permet de déterminer la répartition des volumes précipités entre infiltration, évaporation et écoulement et X_2 la part du volume des eaux écoulées se retrouvant à l'exutoire et ainsi le débit délivré par le réservoir (Mouelhi et al. 2006). GR2M nécessite comme données en entrée, la capacité en eau du sol, les précipitations mensuelles et l'évapotranspiration potentielle mensuelle au niveau du bassin versant, ce qui représente peu de variables, et c'est ce qui rend GR2M intéressant, au-delà de sa robustesse prouvée par ailleurs dans maintes études (Paturel et al. 2003 ; Dezetter et al. 2008). En effet, la disponibilité des données est la contrainte majeure à l'application de la plupart des modèles hydrologiques sur de très grands bassins versants.

La pluie et l'évapotranspiration potentielle sont modulées par le paramètre X_1 . La détermination des paramètres X_1 et X_2 se fait sur une période dite de calage où les débits sont connus et au cours de laquelle le modèle GR2M effectue une série d'analyses et d'ajustements à l'aide de deux méthodes d'optimisation (Méthodes de Rosenbrock et du Simplex). Cette optimisation est ensuite évaluée par l'intermédiaire du critère de Nash (Nash and Sutcliffe 1970) reliant les débits observés aux débits simulés par le modèle. La phase de calage consiste ainsi à sélectionner les deux paramètres X_1 et X_2 maximisant le critère de Nash. Après le calage, une phase dite de validation est nécessaire pour vérifier la validité des paramètres sélectionnés en appliquant le modèle sur une autre période d'observations qui n'a pas été utilisée pour la phase de calage.

a.2) Structure du modèle GR2M

C'est un modèle conceptuel global à 2 paramètres dont les entrées sont les données mensuelles de précipitations et d'évapotranspiration potentielle (ETP) Mouelhi et al. (2006). La version Excel de Mouelhi et al. (2006) téléchargée sur le site de l'IRSTEA (Institut national de recherches en sciences et technologie pour l'environnement et l'agriculture) a été utilisée.

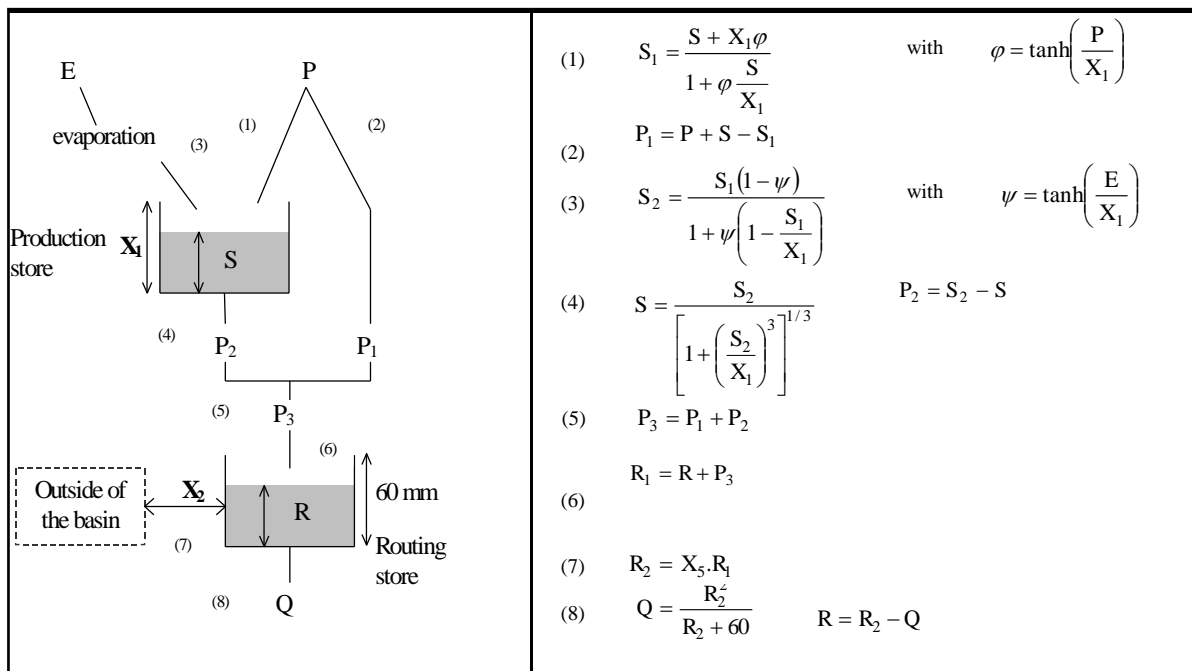


Figure II.30 : Schéma de fonctionnement du modèle hydrologique GR2M version globale (Mouelhi et al. 2006)

La procédure de modélisation de la présente version de GR2M est présentée sur la figure II.30. Le niveau initial du réservoir sol S est modifié sous l'effet de la pluie P, et devient

$$S_1 = \frac{S+X_1\varphi}{1+(\varphi\frac{S}{X_1})} \dots \text{(II. 32)} \text{ avec } \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \text{ et } X_1 \text{ premier paramètre du modèle représente}$$

la capacité du réservoir sol.

La partie de la pluie P restante est donc $P_1 = P - (S_1 - S) \dots \text{(II.33)}$. Sous la demande évaporative,

$$\text{Le niveau } S_1 \text{ est baissé à } S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi(1-\frac{S_1}{X_1})} \dots \text{(II. 34)} \text{ avec } \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \text{ d'où}$$

l'évapotranspiration réelle est $ETR = S_1 - S_2$. A partir du paramètre X_1 , le niveau du réservoir sol à la fin du pas de temps est $S = \frac{S_2}{\left[1+(\frac{S_2}{X_1})^3\right]^{1/3}} \dots \text{(II.35)}$ d'Où le sol aurait relâché dans le

système une quantité d'eau $P_2 = S_2 - S \dots \text{(II.36)}$ (S niveau du réservoir sol en début du prochain pas de temps) (Mouelhi et al. 2006).

La Somme $P_3 = P_1 + P_2 \dots \text{(II.37)}$ constitue la pluie nette qui entre dans le réservoir de routage.

Avec l'entrée de P_3 , le niveau du réservoir de routage est mis à jour à $R_1 = R + R_3 \dots \text{(II.38)}$ (R

le niveau du réservoir de routage en début du prochain pas de temps). La proportion de la réserve du réservoir qui participe à l'écoulement est $R_2 = X_2 \times R_1 \dots \text{(II.39)}$ avec X_2 deuxièmes

paramètres du modèle ($0 < X_2 < 1$). Le débit qui sort est $Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \dots \text{(II.40)}$ (Mouelhi et al., 2006).

Par conséquent, le niveau du réservoir de routage à la fin du pas de temps est $R = R_2 - Q \dots \text{(II.41)}$ (R le niveau du réservoir de routage en début du prochain pas de temps) (Mouelhi et al. 2006).

La procédure de fonctionnement du GR2M présente un bilan hydrologique complet à chaque pas de temps avec $P = ETR + Q + \Delta S \dots \text{(II.42)}$ (Mouelhi et al. 2006).

Les paramètres X_1 et X_2 sont déterminés à l'échelle du bassin à travers la procédure de calage et de validation. Ces paramètres dépendent du fonctionnement hydrologique de chaque bassin et peuvent être déferents sur des bassins d'une même zone climatique.

a.3) Protocole d'identification et d'analyse des paramètres

- Identification des paramètres

Le modèle GR2M utilisé comporte des paramètres dont les valeurs numériques sont obtenues après l'optimisation d'un critère de qualité des débits qu'il génère.

- Critères d'optimisation et de qualité de l'ajustement du modèle

Le critère retenu pour l'optimisation des paramètres du GR2M est un critère numérique de calage qui devra aboutir à une valeur donnée, lorsque les valeurs calculées tendent vers celles

observées (Ardoin-Bardin 2004). La fonction critère utilisée ici est celle de Nash et Sutcliffe (1970) appelé « Nash » et dont l'expression s'écrit :

$$\text{Nash}(Q) = 100 \left[1 - \frac{\sum_i (Q_{\text{obs}}^i - Q_{\text{cal}}^i)^2}{\sum_i (Q_{\text{obs}}^i - Q_{\text{moy}}^i)^2} \right] \text{ en \%} \dots \dots \dots \text{ (II.43)}$$

Le Nash(Q) est le critère considéré dans cette étude. Une fois ajusté, le modèle est considéré comme efficace quand la valeur du « Nash » se rapproche de 100%.

Pour mieux apprécier l'efficacité du GR2M à simuler les écoulements, les études et analyses sont faites sur des sous-périodes (calage et validation).

a.4) Détermination des périodes de calage et de validation

Afin de mettre en place la meilleure formulation qui reproduit la relation pluies-débits, le calage et la validation ont été effectués sur différents intervalles de temps. La qualité des différents calages et validations est évaluées à l'aide du critère de Nash (Nash and Sutcliffe 1970).

II.2.1.2.6 Methode des Ondelettes (R version 2.10.0 (2009-10-26))

a) La transformée continue en ondelettes (CWT)

Dans la plupart des phénomènes naturels, les composantes d'un signal ne sont pas forcément des signaux stationnaires, mais plutôt des poussées qui s'arrêtent plus ou moins vite. A ce genre de signaux, la décomposition des ondelettes (CWT) se prête mieux (Meyer et al.1987; Morizet 2006).

Le CWT montre la distribution du contenu spectral dans le temps et à différentes échelles. Les spectres d'ondelettes continues, ont une échelle de couleur qui représente une puissance croissante du bleu au rouge. Le spectre continu d'ondelettes de la série chronologique met en évidence l'existence de plusieurs modes de variabilité sous forme de bandes d'énergie couvrant certaines plages de fréquences pour plus de détail, une présentation détaillé de techniques d'analyse en ondelettes continues a été réalisée par Torrence and Compo (1998).

Une ondelette mère ψ va servir de prototype de base pour générer toute une famille d'ondelettes $\Psi_{a,b}$ appelées ondelette fille. Ce sont des copies dilatées, comprimées et translitées dans le temps de l'ondelette mère. D'où la formule suivante d'une ondelette fille :

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad a \in R^+, b \in R \dots \dots \text{ (II.44)}$$

ψ : Ondelette mère,

$\Psi_{a,b}$: Ondelette fille,

a : Paramètre d'échelle (agit sur la compression ou de la dilatation de l'ondelette fille),
 b : Paramètre de position (permet de translaté l'ondelette fille a gauche ou a droite le long du signal a analysé), $\frac{1}{\sqrt{a}}$: Facteur qui permet de conserver la même énergie a chaque échellea.

La transformée continue en ondelettes consiste à transformer une fonction originale f (t) qui dépend du temps, en une nouvelle fonction $C_f(a, b)$ qui dépend à la fois de l'échelle et du temps. D'où la formule suivante de la fonction $C_f(a, b)$:

$$C_f(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\psi_{a,b}(t)dt.....(II.45)$$

$C_f(a, b)$: Coefficients d'ondelettes

b) La cohérence des ondelettes

La cohérence des ondelettes a pour objectif de comparer la structuration spectrale des signaux donc de voir le pourcentage de corrélation entre ses variables.

Dans cette étude, une comparaison sera réalisée entre l'indice climatique (NAO) et les variables pluviométriques et hydrologiques.

$$WC_n^{XY}(s) = \frac{W_n^{XY}(s)}{\sqrt{W_n^X(s)*W_n^Y(s)}}.....(II.46)$$

W_n : l'ondelette,

S : le signal,

X et Y correspondent à deux variables étudiées.

Les phases d'ondelettes sont également tracées pour montrer la quantité de délai entre les deux signaux. Elles nous ont permis de tester la signification de la relation entre deux séries temporelles. Le spectre de la cohérence des ondelettes (WCO) présente des valeurs entre zéro et un, caractérisant respectivement une disparition ou parfaite relation linéaire. Maraun and Kurths (2004).

Le calcul de la cohérence par ondelettes continues entre les différentes variables (indices climatiques, pluies et débits) est donc utilisé afin de déterminer précisément les modalités de leur corrélation, et de vérifier les observations réalisées précédemment à partir des spectres en ondelettes continues. Elle exprime la relation de linéarité entre le signal d'entrée et de sortie, grâce à l'utilisation des spectres simples d'énergie S_x et S_y et du spectre d'énergie de la fonction d'intercorrélation S_{xy} . Le résultat du spectre de cohérence caractérise le degré de linéarité entre deux processus (Maraun et Kurths 2004; Maraun et al. 2007).

II.2.2 Comblement des lacunes pour les précipitations

II.2.2.1 Etude des précipitations

Introduction

Plusieurs auteurs, parmi lesquels (Meddi et Leddi 2007; Meddi et al. 2010 ; Hallouz et al. 2013; Taibi et al. 2017; Zeroual et al. 2017) ont étudié la pluviométrie en Algérie. Deux périodes ont caractérisées les situations et activités des stations pluviométriques dans ce pays ; celles-ci ont pour la plupart été abandonnées suite a la guerre de libération ; l'autre période après l'indépendance a été celle de la restructuration et réhabilitation avec de nombreuses modifications ; cela s'est traduit par des résultats entachés d'erreurs avec un nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. Cependant il est à signaler qu'un nombre important de stations, installées ou réhabilitées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien, offrent des données très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique de longue durée (1968-2013).

L'intérêt et le but de ces série et de permettre une confrontation avec l'écoulement correspondant dans la perspective de réaliser une étude hydro pluviométrique.

II.2.2.1.2 Qualité et critique des données

Une première critique manuelle a permis de détecter et corriger quelques valeurs aberrantes, et a permis de constituer un inventaire avec une évaluation qualitative de ces stations.

La deuxième critique des données a été évaluée et réalisée de manière systématique par la méthode des vecteurs régionaux qui est décrite plus haut.

La plupart des stations (ANRH) ont des tailles d'observations variables avec une période commune allant de 1975 à 2013, pour la grille SIEREM, les données s'étalent sur la période 1940-1999.

Concernant les données pluviométriques de la grille SIEREM, celles-ci ont été fournies dans le cadre de la recherche scientifique par l'Etat algérien au laboratoire Hydrosience pour construire une grille de pluie de l'ensemble du continent Africain.

Quatre (04) stations pluviométriques dans le bassin du Cheliff et deux (02) dans la Medjerda ont été récupérées de l'IRD de Montpellier pour faire l'interpolation des données pluviométriques et construire la grille SIEREM (Voir figure III.31).

II.2.2.1.3 Validation et critique des données SIEREM

Avant d'utiliser la grille SIEREM et pour compléter les séries pluviométriques de l'ANRH période (1940-1968) ; nous avons fait des tests de validation des données pluviométriques grille SIEREM par rapport aux stations de l'ANRH sur la période commune de 1970 à 1999.

Les stations de base de la grille SIEREM des deux bassins en étude ont été comparées avec les mêmes stations fournies par l'ANRH ; les résultats trouvés ont permis d'écarter les données de la grille SIEREM qui montrent un grand écart entre les deux séries de données (Figure II.32).

a) Pour le bassin du Cheliff : L'écart annuel maximum des quatre stations du bassin du Cheliff varie de 164 mm à 828.5 mm soit un Ecart moyen interannuel de 9 mm (3%) à 190mm (44.9%). Les stations présentant de grands écarts sont Miliana et Ksar Chelala (Figure II.32).

b) Pour le bassin de la Medjerda : La station Souk Ahras présente un écart maximum annuel de 384.7mm et un écart moyen interannuel de 64 mm soit 13.4 %. Pour la station de Tebessa l'écart maximum annuel est de 123 mm avec un écart moyen interannuel de 18 mm (5%) (Figure II.32).

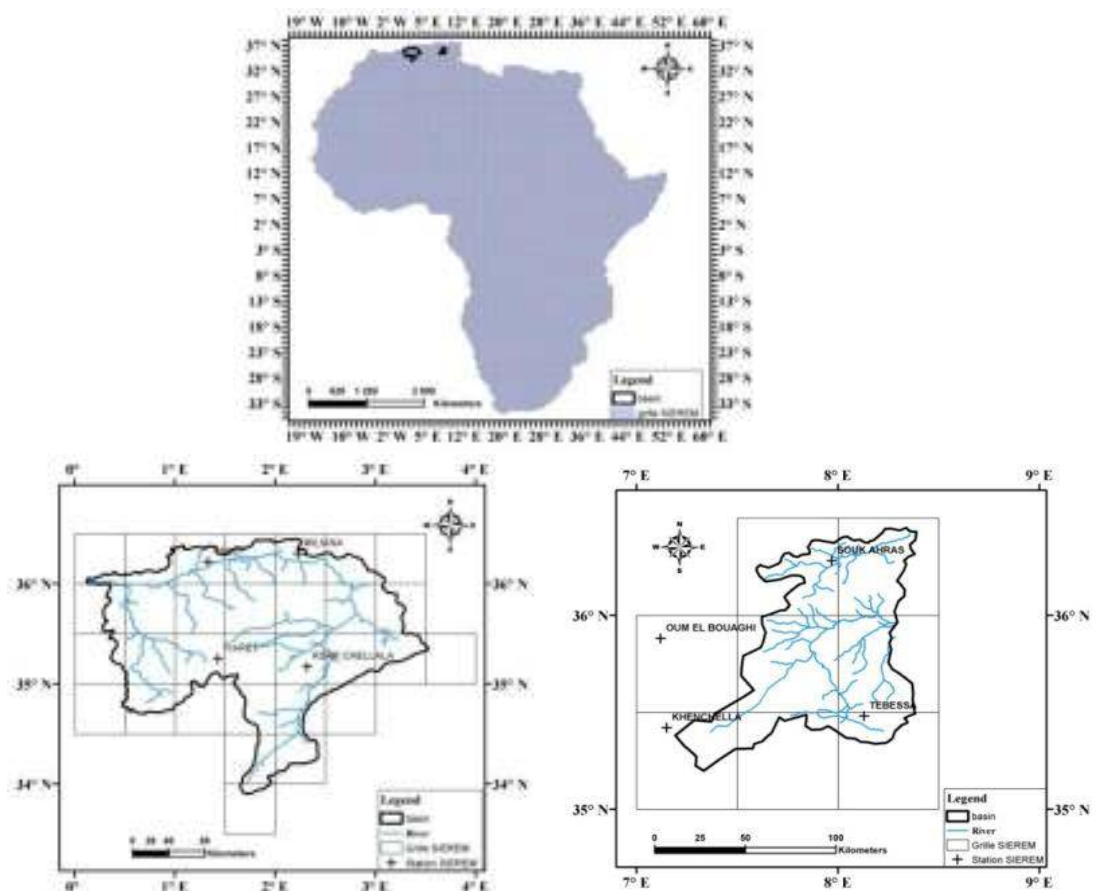


Figure II.31 : Localisation des stations de pluie dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda de la grille SIEREM

Le tracé des courbes a été réalisé après le calcul de la moyenne arithmétique des stations pluviométriques de l'ANRH et celles des données interpolées de la grille SIEREM qui ont une influence sur les bassins versants du Cheliff et de la Medjerda (voir Figure II.33 et II.34).

La comparaison entre les pluies moyennes interpolées (SIEREM) et les pluies moyennes de l'ANRH a montré que : les deux courbes suivent les mêmes fluctuations dans la plupart du temps, durant la période 1970-1999, la différence dans la moyenne est de 64 mm soit 14.63 % pour le bassin versant du Cheliff et de 20 mm soit 5% pour le bassin de la Medjerda. Les courbes de tendances indiquent une diminution jusqu'à 1999.

La différence s'explique par le nombre de stations de base ayant servi à la construction de la grille SIEREM pour l'interpolation, et qui est inférieur au nombre de postes ANRH obtenus pour cette étude. L'influence de la méthode d'interpolation utilisée pour constituer ces grilles (méthode inverse distance), ainsi que l'irrégularité pluviométrique dans le bassin d'étude nécessitant un grand nombre de stations pour bien comprendre la variation spatiotemporelle de la pluie; lors de la première critique manuelle pour les stations de base de la grille SIEREM, deux stations sur les quatre situées dans le Nord et Sud du bassin du Cheliff (Miliana et Ksar Chelala) (Figure II.32) et une sur deux situées dans le Nord du bassin de la Medjerda (Souk Ahras) (Figure II.32) contenaient des valeurs plus ou moins élevées par rapport aux stations de l'ANRH et a donc pu probablement influencer l'interpolation.

Pour ces raisons, la grille SIEREM a été écartée de notre étude afin d'éviter d'influencer les données de mesures réelles de l'ANRH.

bassin du Cheliff

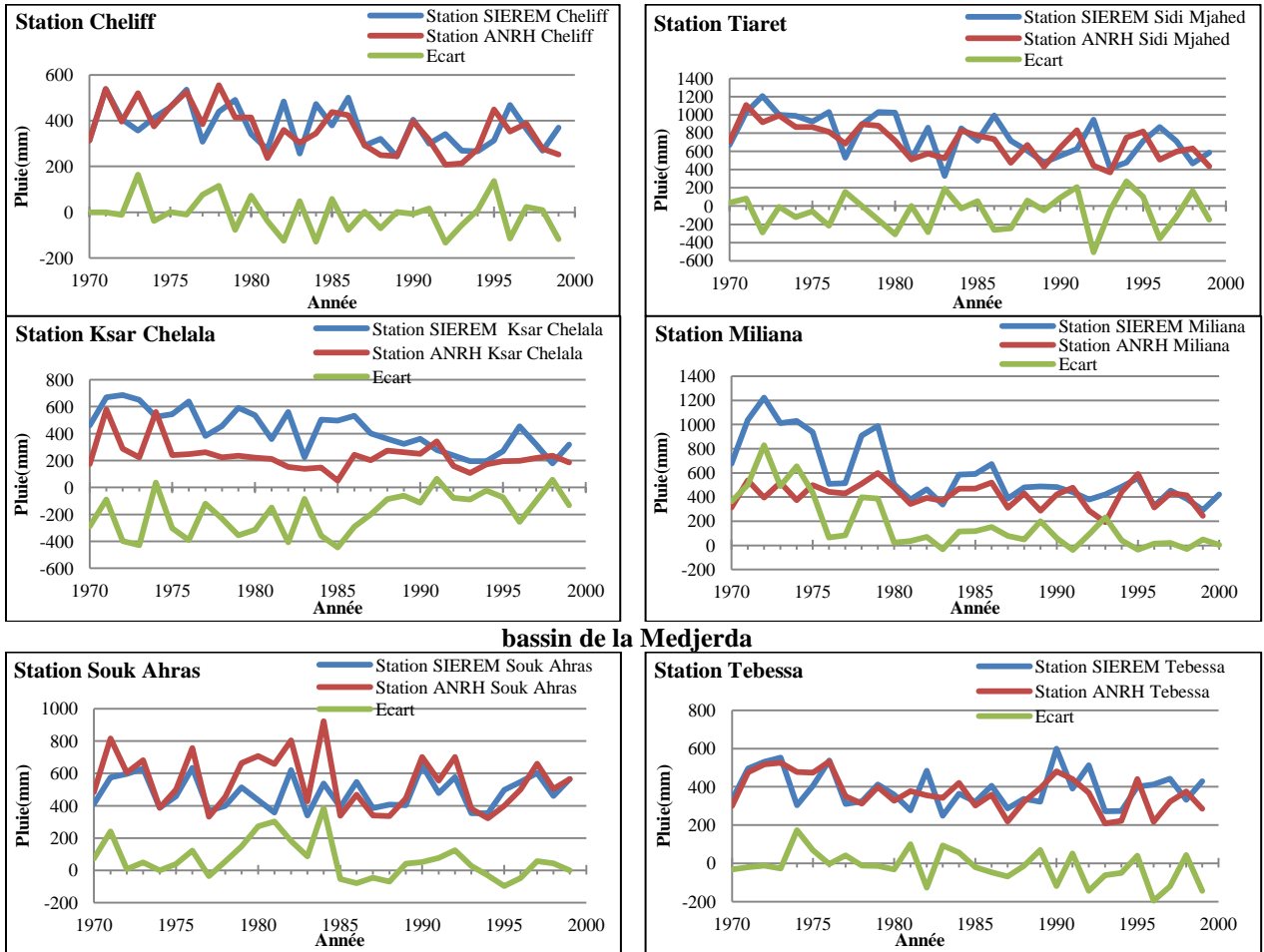


Figure II.32 : Comparaison entre les stations de base de la grille SIEREM et les stations de l'ANRH dans les bassins versant Cheliff et de la Medjerda

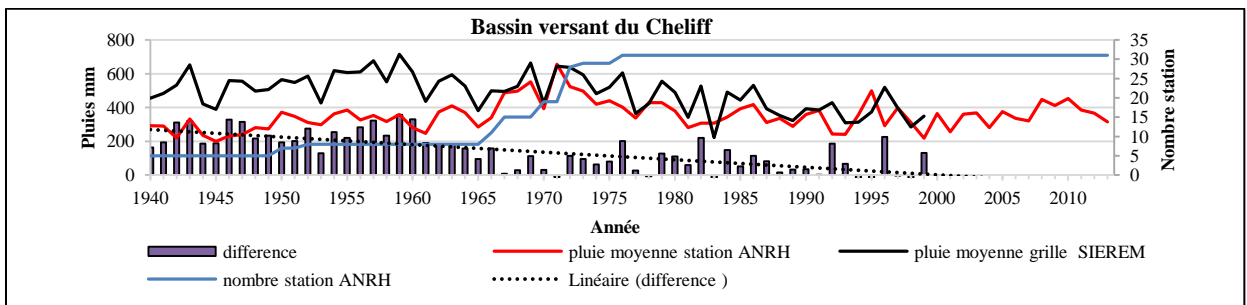


Figure II.33 : Comparaison entre les valeurs moyennes interpolées de la grille SIEREM et la moyenne calculée des stations de l'ANRH dans le bassin versant du Cheliff

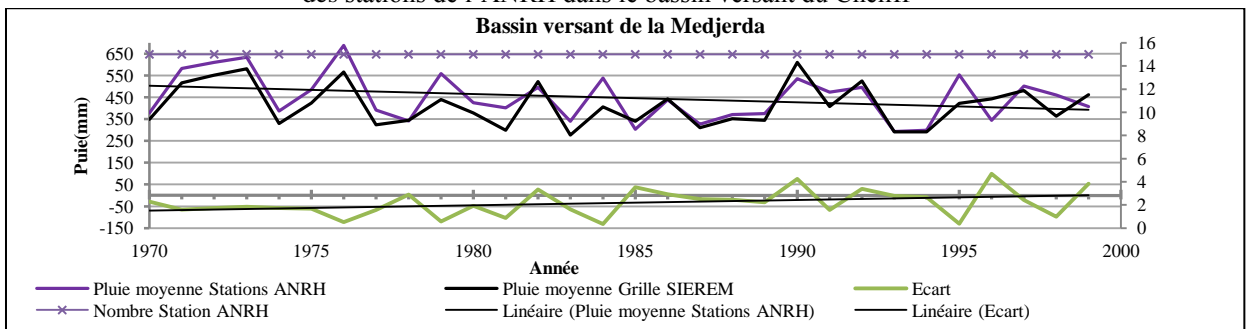


Figure II.34 : Comparaison entre les valeurs moyennes interpolées de la grille SIEREM et la moyenne calculée des stations de l'ANRH dans le bassin versant de la Medjerda

II.2.2.1.4 Comblement des lacunes

a) Traitement des données avant comblement

Les données pluviométriques collectées auprès de l'ANRH, sont pratiquement complètes sur les quarante dernières années (à partir de 1968). Ce sont les années anciennes qui présentent le plus de lacunes. La période d'étude choisie s'étale donc de 1968 à 2013 (Annexe II.4, II.5). Les stations considérées sont celles avec une longue série d'observations et peu de lacunes. La critique des données a porté sur le comblement des lacunes à l'échelle mensuelle ainsi que l'étude de l'homogénéité des stations. C'est ainsi que l'étude des 31 stations pluviométriques du bassin du Cheliff et des 15 stations du bassin de la Medjerda a permis de faire ressortir que le nombre de mois lacunaire est de 269 sur 17 112 mois, ce qui représente 1.6% dans le bassin du Cheliff et de 382 sur 8 280 mois, représentant 4.6% pour le bassin de la Medjerda (Tableau II.18 et II.19).

Ainsi, il apparaît que certaines stations dans le bassin du Cheliff comportent des lacunes variant de 2 à 5% (environ 10 stations) et le reste possédant un pourcentage lacunaire inférieur à 2% soit 21 stations (Tableau II. 19). Pour le bassin de la Medjerda quatre stations comportent des lacunes dépassant 7% avec un maximum de 23.7% à Ain Dalia BGE et le reste possédant un pourcentage lacunaire inférieur à 2.5% soit 11 stations (Tableau II. 18).

Le comblement des données lacunaires ne va donc pas changer le signal des stations pluviométriques.

Tableau II. 18 : Nombre de mois lacunaires des données pluviométriques bassin de la Medjerda

Ordre	Nom	Nb de mois total	Date Début	Date Fin	% lacunes	Nb de mois lacunaires
0	Babar	552	31/01/1968	31/12/2013	1.4	8
1	El Habada	552	31/01/1968	31/12/2013	7.2	40
2	Cheria	552	31/01/1968	31/12/2013	10.1	56
3	Souk ahras	552	31/01/1968	31/12/2013	1.4	8
4	Ain Seynour	552	31/01/1968	31/12/2013	11.8	65
5	Ain Dalia BGE	552	31/01/1968	31/12/2013	23.7	131
6	La Meskiana	552	31/01/1968	31/12/2013	1.4	8
7	Ain Dalaa	552	31/01/1968	31/12/2013	1.6	9
8	Morsot	552	31/01/1968	31/12/2013	1.4	8
9	Ouenza	552	31/01/1968	31/12/2013	0.7	4
10	El Aouinet	552	31/01/1968	31/12/2013	2.5	14
11	Ras El Aioun	552	31/01/1968	31/12/2013	0.9	5
12	Sakiet Sidi Youcef	552	31/01/1968	31/12/2013	2.5	14
13	Ain Erkel	552	31/01/1968	31/12/2013	1.4	8
14	Berriche	552	31/01/1968	31/12/2013	1.1	6
-	-	Total 8 280	-	-	Moyenne 4.6%	Total 382

Tableau II.19 : Nombre de mois lacunaires des données pluviométriques bassin du Cheliff

Ordre	Nom	Nb de mois total	Date Début	Date Fin	% lacunes	Nb de mois lacunaires
0	Brida	552	1/31/1968	12/31/2013	0.9	5
1	Sidi Bouzide	552	1/31/1968	12/31/2013	1.0	6
2	Guelta	552	1/31/1968	12/31/2013	2.4	13
3	Ksar Chelala	552	1/31/1968	12/31/2013	0.2	1
4	Khemisti	552	1/31/1968	12/31/2013	0.5	3
5	Boughzoul	552	1/31/1968	12/31/2013	0.8	4
6	Zoubiriamongorno	552	1/31/1968	12/31/2013	0.3	2
7	Ghrib bge	552	1/31/1968	12/31/2013	1.1	6
8	Media secteur	552	1/31/1968	12/31/2013	0.9	5
9	Bordj El Amir aek	552	1/31/1968	12/31/2013	1.0	6
10	Theneit El Had	552	1/31/1968	12/31/2013	0.5	3
11	Arib Cheliff	552	1/31/1968	12/31/2013	1.0	6
12	El Ababsa	552	1/31/1968	12/31/2013	0.2	1
13	El Khemis ANRH	552	1/31/1968	12/31/2013	0.3	2
14	AribEbda	552	1/31/1968	12/31/2013	2.2	12
15	Sidi Medjahed	552	1/31/1968	12/31/2013	1.6	9
16	El Anneb	552	1/31/1968	12/31/2013	0.6	3
17	El Touaibia	552	1/31/1968	12/31/2013	0.5	2
18	Rouina maire	552	1/31/1968	12/31/2013	0.7	4
19	El-Abadia	552	1/31/1968	12/31/2013	2.9	16
20	OuledFares	552	1/31/1968	12/31/2013	0.7	4
21	Chlef ANRH	552	1/31/1968	12/31/2013	2.4	13
22	OUED Sly	552	1/31/1968	12/31/2013	4.5	25
23	Oued Yaich	552	1/31/1968	12/31/2013	2.1	12
24	Tiaret Grha	552	1/31/1968	12/31/2013	0.5	2
25	Rosfa	552	1/31/1968	12/31/2013	3.8	21
26	Takhmaret	552	1/31/1968	12/31/2013	1.6	9
27	Zelamta	552	1/31/1968	12/31/2013	1.6	9
28	SMBA	552	1/31/1968	12/31/2013	4.7	26
29	L'Hillil	552	1/31/1968	12/31/2013	3.5	19
30	Oued kheir	552	1/31/1968	12/31/2013	3.8	21
-	-	Total 17 112	-	-	Moyenne 1.6%	Total 269

La reconstitution des séries est essentielle à l'étude de la pluviométrie aux échelles temporelle et spatiale. La qualité des données a été évaluée de manière systématique par la méthode des vecteurs régionaux en utilisant le logiciel Hydraccess (Vauchel 2004).

Les régions du bassin du Cheliff et de la Medjerda ont été répertoriées par l'application de la méthode de régionalisation indiquée ci-dessus.

b) Régionalisation climatique pour combler les lacunes

b.1) Résultats : indices annuels pluviométriques

Les indices annuels sont obtenus après que les vecteurs régionaux soient calculés. Après cette démarche, la corrélation par rapport au vecteur est calculée pour chaque station. La base de référence ainsi obtenue a permis de déterminer si la station pluviométrique possédait une variabilité climatique homogène à celle de la région.

b.2) Résultats de la régionalisation

Grâce aux stations disponibles, quatre régions ont été identifiées pour le Cheliff et deux pour le bassin de la Medjerda ont été retenues (Figure II.35).

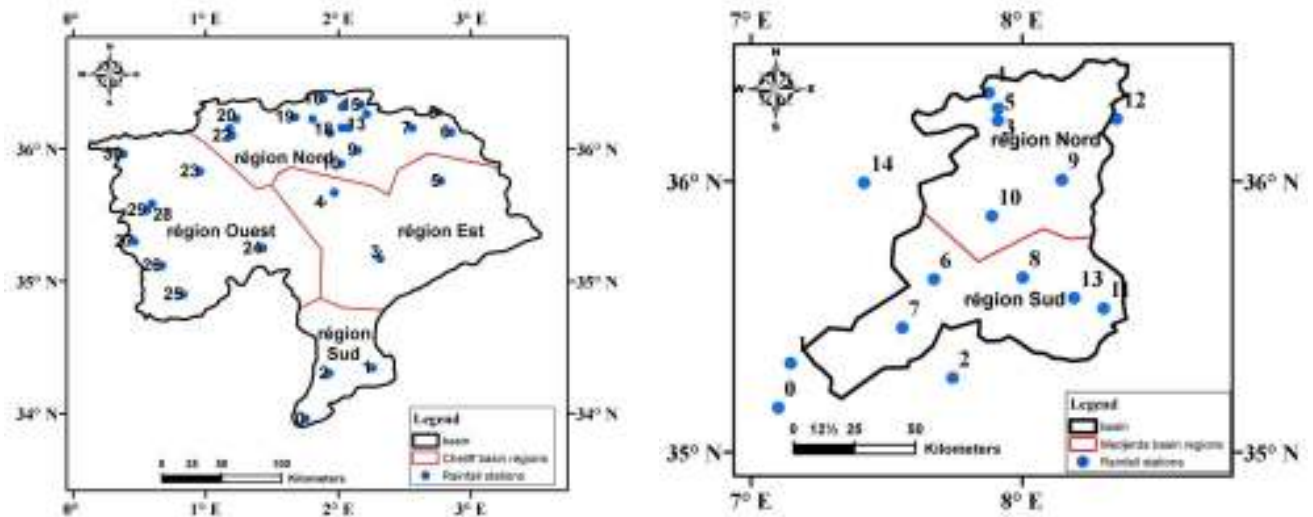


Figure II.35 : Localisation des régions climatiques dans les bassins versants du Cheliff et de la Medjerda

Trois stations présentent une qualité une évaluation médiocre, présentent une qualité et une évaluation médiocre, Deux stations se situent aux extrémités du bassin du Cheliff (Brida et Rosfa) et une dans le bassin de la Medjerda (La Meskiana) et laissent supposer qu'elles appartiennent à d'autres régions ou bien subissent leur influence. Cependant vu que l'on ne dispose pas de données à l'extérieur de notre bassin d'étude ainsi qu'à proximité de ces stations on ne peut confirmer (Tableau II.20, II.21).

Tableau II.20 : Régions climatiques dans le bassin versant du Cheliff

Région	Id Station	Id Secondaire	Nom	Années	Nb Années	Coef. Variation	Moy. Obs.	Moy. Calculée	Corrél. /Vecteur	Qualité (/10)	Evaluation (/10)
	11404	6	Zoubiriamongorno	1968-2013	45	0.237	568.1	561.4	0.84	8.8	8.8
	11405	7	Ghrib bge	1968-2013	45	0.256	529	536.2	0.86	9	9
	11509	8	Media secteur	1968-2013	45	0.217	617.6	614.1	0.70	9.3	9.3
	11603	9	Bordj El Amir aek	1968-2013	45	0.246	462.9	458.9	0.70	8.8	8.8
	11605	10	Theneit El Had	1968-2013	45	0.209	535.5	517.5	0.60	9.5	9.5
	11702	11	Arib Cheliff	1968-2013	45	0.348	534.9	540.3	0.89	9.3	9.3
	11715	12	El Ababsa	1968-2013	45	0.406	498.7	525	0.86	9	9
	11717	13	El Khemisanrh	1968-2013	45	0.382	557.9	566.5	0.80	9.1	9.1
Région Nord	11801	14	AribEbda	1968-2013	45	0.285	562.5	560.9	0.87	9.2	9.2
	11803	15	Sidi Medjahed	1968-2013	45	0.267	624.8	644.9	0.60	9.6	9.6
	11806	16	El Anneb	1968-2013	45	0.220	570.3	528.9	0.62	9.5	9.5
	11901	17	El Touaibia	1968-2013	45	0.355	407.8	437.3	0.90	9.4	9.4
	11904	18	Rouina maire	1968-2013	45	0.279	428	432.7	0.92	9.6	9.6
	12001	19	El Abadia	1968-2013	45	0.303	446	453.5	0.93	9.3	9.3
	12201	20	OuledFares	1968-2013	45	0.243	405.1	410.9	0.83	8.5	8.5
	12219	21	Chlefanrh	1968-2013	45	0.266	392.9	396.4	0.84	8.9	8.9
	12309	22	OUED Sly	1968-2013	45	0.318	365.6	373.9	0.86	8.7	8.7
Région Est	10704	3	Ksar Chelala	1968-2013	45	0.336	236.9	218.1	0.65	7.5	7.5
	11004	4	Khemisti	1968-2013	45	0.418	458.6	456.5	0.85	8.3	8.3
	11208	5	Boughzoul	1968-2013	45	0.508	384.2	426.6	0.92	8.0	8.0
Région sud	10101	0	Brida	1968-2013	45	0.519	138.4	143	0.85	<u>6.4</u>	6.4
	10204	1	Sidi Bouzide	1968-2013	45	0.336	270.1	279	0.65	7.2	7.2
	10205	2	Guelta	1968-2013	45	0.336	169.7	169.5	0.96	9.5	9.5
	12704	23	Oued Yaich	1968-2013	45	0.341	353.5	357.6	0.87	8.8	8.7
	12908	24	Tiaret Grha	1968-2013	45	0.245	436	431.4	0.60	8.1	8.1
	13202	25	Rosfa	1968-2013	45	0.575	287.2	323.2	0.84	<u>6.0</u>	6.0
Région Ouest	13304	26	Takhmaret dh1	1968-2013	45	0.366	334	339.5	0.95	8.6	8.6
	13405	27	Zelamta	1968-2013	45	0.328	359.4	357.6	0.91	9.1	9.1
	13410	28	SMBA	1968-2013	45	0.403	337.9	353.3	0.96	9.4	9.4
	13507	29	L'Hillil	1968-2013	45	0.303	364.9	369	0.77	8.3	8.3
	13606	30	Oued kheir	1968-2013	45	0.334	357.6	352.1	0.85	8.2	8.2

Tableau II.21 : Régions climatiques dans le bassin versant de la Medjerda

Région	Id Station	Id Secondaire	Nom	Années	Nb Années	Coef. Variation	Moy. Obs.	Moy. Calculée	Corrél. /Vecteur	Qualité (/10)	Evaluation (/10)
Région Nord	120101	3	Souk ahras	1968-2013	45	0.275	576.8	530.3	0.70	8.8	8.8
	120103	4	Ain seynour	1968-2013	45	0.310	575.2	529.1	0.70	8.4	8.4
	120115	5	Ain Dalia BGE	1968-2013	45	0.300	580.9	538.2	0.60	9.4	9.4
	120402	9	Ouenza	1968-2013	45	0.480	410.5	455.9	0.90	7.8	7.8
	120502	10	El Aouinet	1968-2013	45	0.431	435.4	468.9	0.94	8.5	8.5
	120503	12	Sakiet Sidi Youcef	1968-2013	45	0.324	492.9	486.7	0.88	9.3	9.3
	140103	14	Berriche	1968-2013	45	0.392	428.2	447.8	0.91	8.1	8.1
	61804	0	Babar	1968-2013	45	0.301	350.5	419.1	0.81	8.3	8.0
Région Sud	61815	1	El Habada	1968-2013	45	0.315	357.5	421.7	0.83	8.5	8.0
	62301	2	Cheria	1968-2013	45	0.256	304.1	354.4	0.65	7.9	7.9
	120201	6	La Meskiana	1968-2013	45	0.405	365.6	386	0.91	6.3	6.3
	120202	7	Ain Dalaa	1968-2013	45	0.368	387.1	397.7	0.93	8.7	8.7
	120318	8	Morsot	1968-2013	45	0.406	370.6	385	0.89	7.5	7.5
	120501	11	Ras El Aioun	1968-2013	45	0.343	398.4	398.3	0.89	8.0	8.0
	120514	13	Ain Erkel	1968-2013	45	0.250	446.1	422.9	0.87	9.4	9.4

c) Reconstitution de données : (Annexe II.6)

La reconstitution permettra d'obtenir des séries plus longues et les plus homogènes possibles permettant d'effectuer des tests statistiques de détection des ruptures sur les indices annuels et mensuels pluviométriques.

c.1) Comblement des lacunes par la méthode des vecteurs régionaux :

Les graphiques des indices annuels ont permis de constater que :

- 1- Les fluctuations des indices annuels sont très importantes pour ces quatre régions du Cheliff; (Figure II.36).
- 2- De fortes ressemblances sont repérées entre les régions Nord et Centre; avec deux pics annuels maximaux en 1971 et un autre en 1995.
- 3- Les régions sud et Ouest présentent cinq pics annuels maximaux, avec trois pics annuels maximaux semblables pour les deux régions en 1995, 1999 et un autre en 2009, et deux autres diffèrent d'une région à l'autre, 1971 et 1987 pour la région Sud et de 1970 et 1983 pour la région Ouest.
- 4- Une tendance à la baisse pour les indices annuels, dans les quatre régions, est observée à partir de la décennie 70. Cette constatation confirme les résultats de Meddi (2001), Meddi et

Hubert (2003) ; Meddi et Talia (2007) ; Meddi et Talia (2009) ; Meddi et Meddi (2009) et Hallouz et al. (2013).

Les fluctuations des indices annuels sont très importantes pour ces deux régions de la Medjerda ; (Figure II.37)

1- De fortes ressemblances sont repérées entre les régions Nord et Sud; avec cinq pics annuels maximaux en 1971, 1977, 1991, 2003 et 2006.

2- Une tendance à la baisse pour les indices annuels, dans les deux régions, est observée à partir de la décennie 70.

Pour expliquer la baisse des précipitations au Nord de l'Algérie de nombreuses études ont lié les variations du régime pluviométrique Méditerranéen à la circulation atmosphérique générale, particulièrement l'Oscillation Nord Atlantique (Xoplaki et al. 2004; Brandimarte et al. 2011).

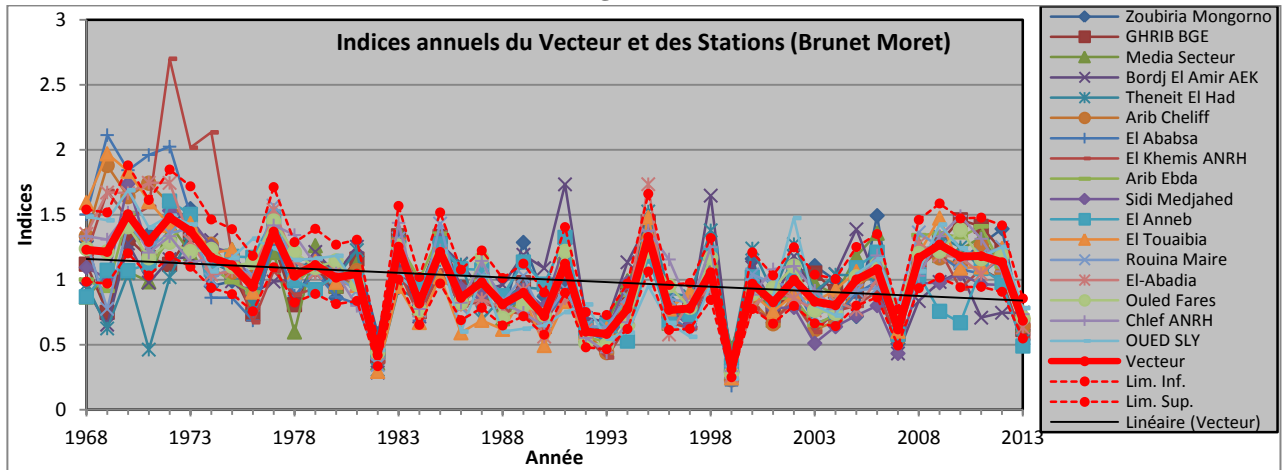
C'est ainsi que résultats obtenus comparés à des indices climatiques exemple l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) laissent apparaître les observations suivantes :

-Le pic maximum de 1995 peut être mis en relation avec un très fort indice de NAO négatif en hiver (Ward et al. 1999).

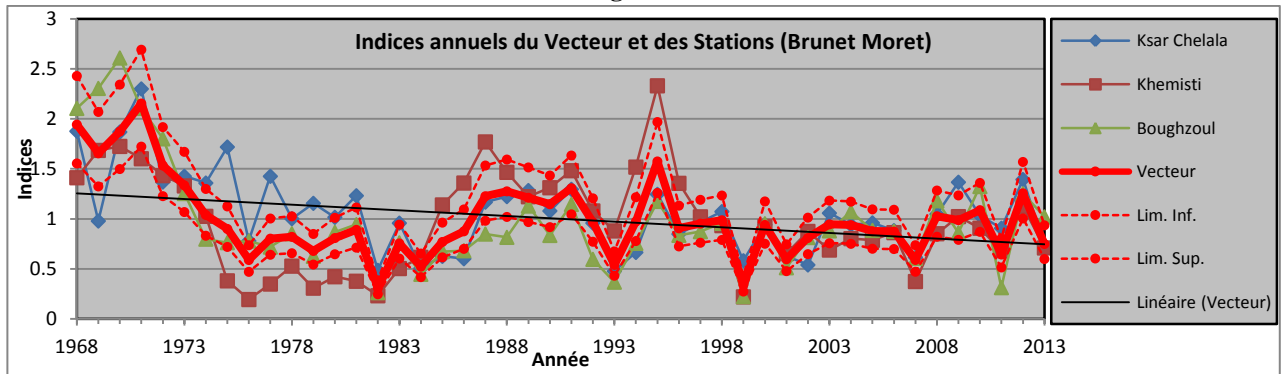
-Pour le pic maximum de 1971, l'indice NAO était négatif, cela s'est traduit par une année très pluvieuse. Hasanean (2004) a montré que les cellules anticycloniques subtropicales sont caractérisées par une augmentation de pression depuis les années 1970, ce qui coïncide avec la baisse des précipitations dans la Méditerranée occidentale.

-Les maximums de 1969, coïncident avec un indice NAO très négatif, caractérisés par deux années très pluvieuses dans le bassin Méditerranéen.

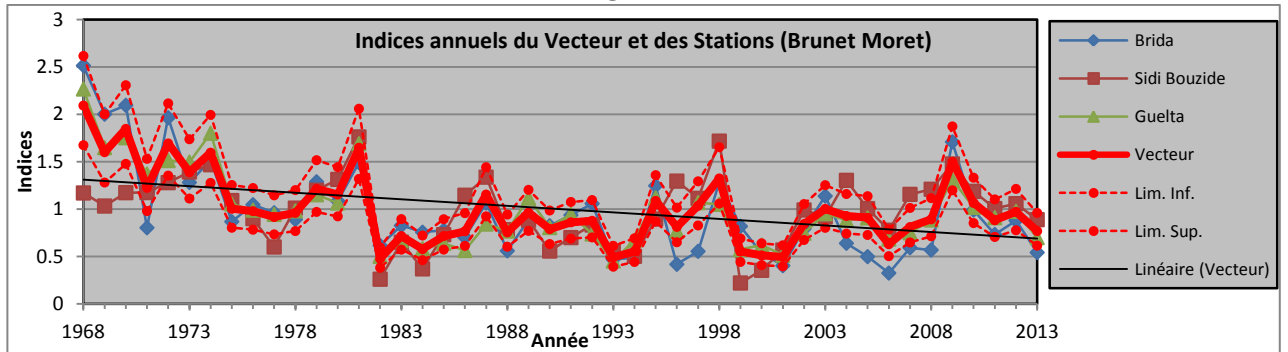
Bassin du Cheliff
Région Nord



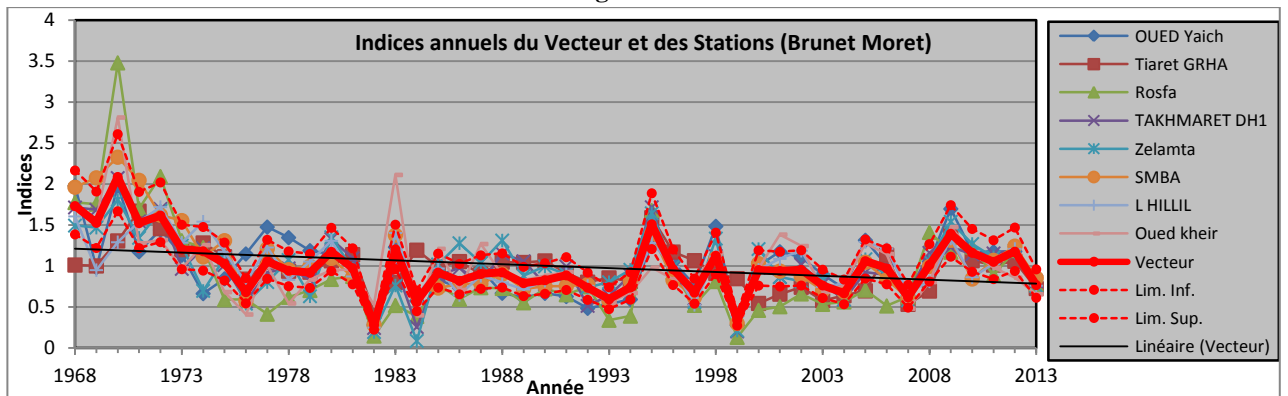
Région Est



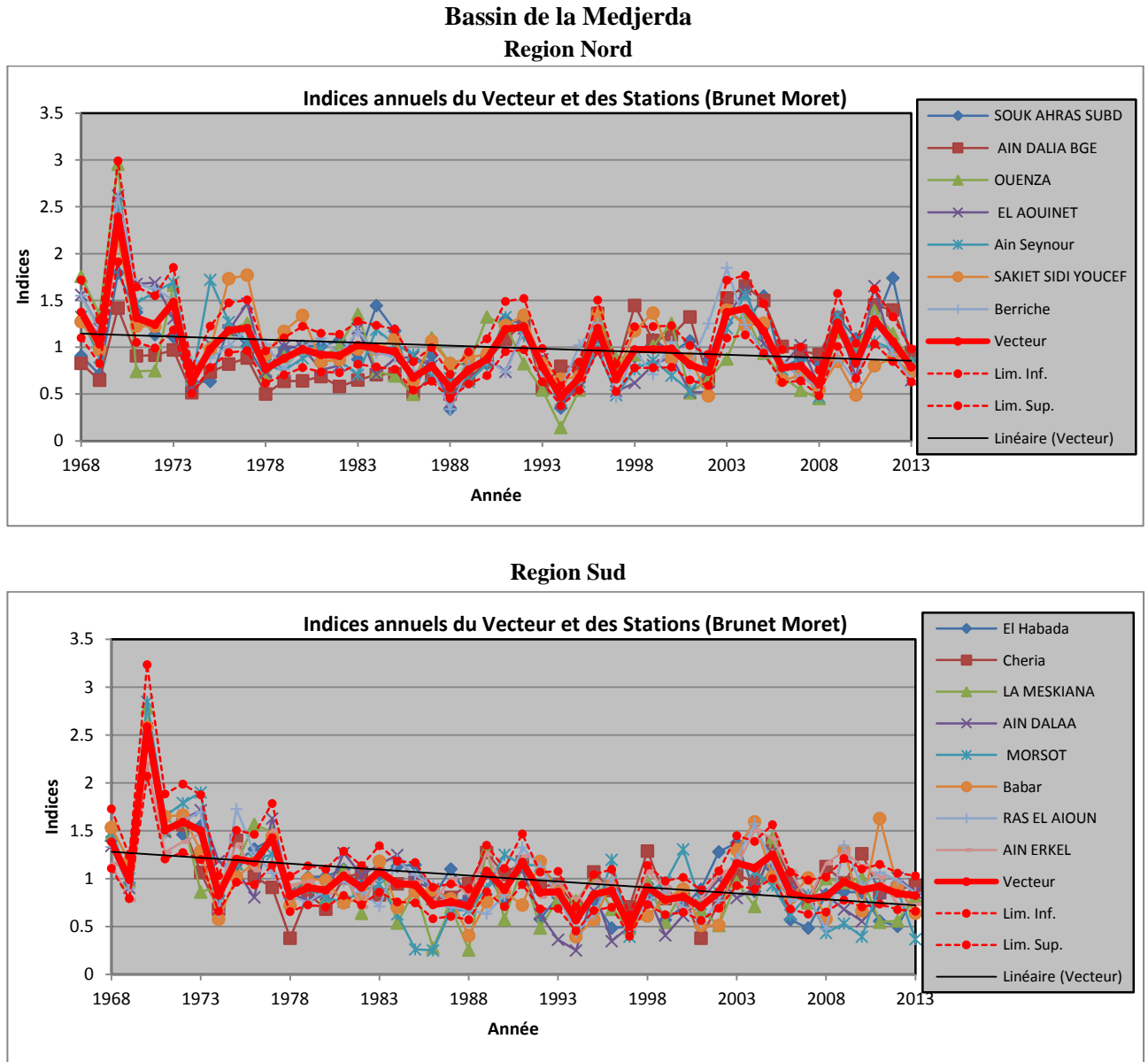
Région Sud



Région Ouest



Figures II.36 : Indices annuels des précipitations de différentes régions du bassin du Cheliff



Figures II.37 : Indices annuels des précipitations de différentes régions du bassin de la Medjerda

II.2.3 Comblement des lacunes pour les données hydrometriques

II.2.3.1 Etudes des Débits

La chronique des débits constitue l'information de base pour caractériser le régime et les variations de l'écoulement.

L'écoulement d'un cours d'eau représente en réalité la réponse du bassin versant (unité hydrologique) aux sollicitations externes (précipitation, température, humidité etc....). L'analyse de cette réponse à différentes échelles temporelles permet d'étudier son régime d'écoulement et de détecter des signes de changement potentiels. Le choix du pas de temps dépend de la variable à étudier :

- Annuel : pour les apports annuels qui constituent la ressource en eau de surface disponible.

- Mensuel : pour la distribution de cette ressource durant l'année.
- Journalier et horaire : pour l'étude des crues et en particulier leurs débits de pointe.

Dans notre travail, il sera question de traiter que les pas du temps annuel et mensuel.

III.2.3.1.1 Qualité et critique des données

La qualité des données dépend des erreurs qui peuvent se produire dans la chaîne d'acquisition et de traitement de données. Des corrélations amont-aval entre des postes peu distants ont été réalisées entre les différentes stations pour la correction des ces erreurs.

Devant la présence de données manquantes et la différence des durées de mesures, la modélisation pluie-débit utilisée a pour objet de compléter et d'extrapoler les séries hydrométriques retenues pour cette étude sur une durée de 45ans entre 1968-2013. Ensuite, des tests de détection de ruptures et de tendance sur les débits pour les séries étudiées seront réalisés.

Les lacunes des débits liquides sont mentionnées dans les tableaux II.22 et II.23.

La critique des données apporte des informations sur le comblement des lacunes à l'échelle mensuelle. Après étude des 06 stations hydrométriques du bassin du Cheliff et des 03 stations du bassin de la Medjerda. Le nombre de mois lacunaires est de 864 sur 3240 mois, ce qui représente 26.67% dans le bassin du Cheliff et de 648 sur 1 620 mois, représentant 40% pour le bassin de la Medjerda.

Tableau II.22 : Nombre de mois lacunaires des données de débits dans le bassin du Cheliff

Ordre	Nom	Nb de mois total (1968-2013)	Nb de mois total (durée d'observation)	Date Début	Date Fin	% lacunes	Nb de mois lacunaires
0	ouerk	540	180	1/31/1982	12/31/1997	66.66	360
1	ch-a	540	192	1/31/1990	12/31/2006	64.44	348
2	ch-b	540	516	1/31/1969	12/31/2012	4.44	24
3	ch-c	540	480	1/31/1972	12/31/2012	11.11	60
4	Mina	540	504	1/31/1968	12/31/2010	6.67	36
5	ch-b	540	504	1/31/1968	12/31/2010	6.67	36
-	-	Total= 3 240	Total= 2376	-	-	Moyenne = 26.67%	Total = 864

Tableau II.23 : Nombre de mois lacunaires des données de débits dans le bassin de la Medjerda

Ordre	Nom	Nb de mois total (1968-2013)	Nb de mois total (1968-2013)	Date Début	Date Fin	% lacunes	Nb de mois lacunaires
0	Medjerda	540	216	1/31/1968	12/31/1986	60	324
1	Mellegue	540	396	1/31/1970	12/31/2003	26.7	144
2	Zerga	540	360	1/31/1973	12/31/2003	33.3	180
-	-	Total=1620	Total=972	-	-	Moyenne=40%	Total= 648

III.2.3.1.2 Modélisation pour le comblement de lacunes

La modélisation hydrologique, est une discipline s'intéressant particulièrement au cycle hydrologique.

Les nombreuses recherches visant la compréhension du cycle de l'eau dans les milieux naturels (bassins versants, rivières, nappes, ...etc.), ont été facilité grâce aux développements de l'informatique, qui a permis la création de nombreux modèles mathématiques.

III.2.3.1.2.1 Modélisation hydrologique Model GR2M

- Données utilisées pour le Model GR2M

Les données de précipitations mensuelles sont disponibles pour la période 1968-2013 tandis que les débits mensuels présentent des manques pour certaines périodes (source ANRH). Les données de l'ETP sont calculées à l'aide de la formule de Thornthwaite pour la période 1968-2013.

a) Bassin du Cheliff

a.1) Débit Ouerk

Le Tableau II.24 présente les deux (02) combinaisons de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Une seule combinaison D2 qui a produit des simulations avec un critère de Nash supérieur à 71% aussi bien en calage qu'en validation.

La qualité des simulations de D2 s'est améliorée au cours de la validation avec un gain de Nash de 3.5% par rapport aux résultats du calage. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : $X_1 = 3.94$ et $X_2 = 0.91$.

Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans la simulation de D2 sont acceptable pour le calage elle est de 68% et médiocre pour la validation 64%.

Tableau II.24 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ouerk)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage(%)	Nash validation (%)
D1	1986-1994	1995-1997	3.88	0.9	67	53.3
D2	1986-1991	1992-1997	3.94	0.91	71.6	75.1

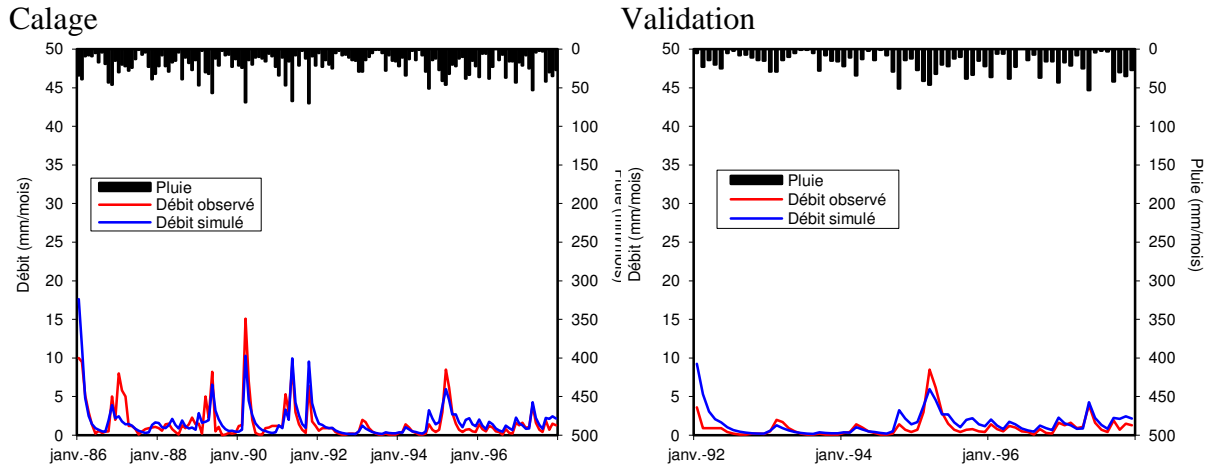


Figure II.38: Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ouerk)

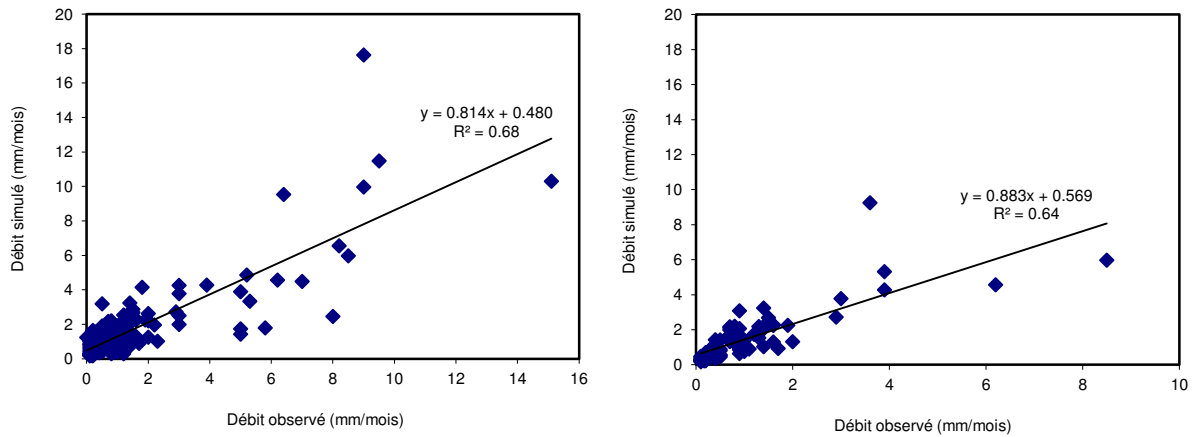


Figure II.39 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M- station (Ouerk)

a.2) Débit Cheliff (Ch-b)

Le Tableau II.25 présente une combinaison de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Cependant, D1 est la seule combinaison ayant produit une simulation avec un critère de Nash supérieur à 70% aussi bien en calage qu'en validation. La division D1 présente les résultats les plus pertinents.

La qualité des simulations de D1 s'est améliorée au cours de la validation avec un gain de Nash de 11.1% par rapport aux résultats du calage. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : X1= 3.98 et X2= 1.09.

Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans la simulation de D1 sont bonnes elles sont de 72% en calage et 70% en validation.

Tableau II.25 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-b)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage(%)	Nash validation (%)
D1	1972-1978	1979-1986	3.98	1.09	70.2	82.3

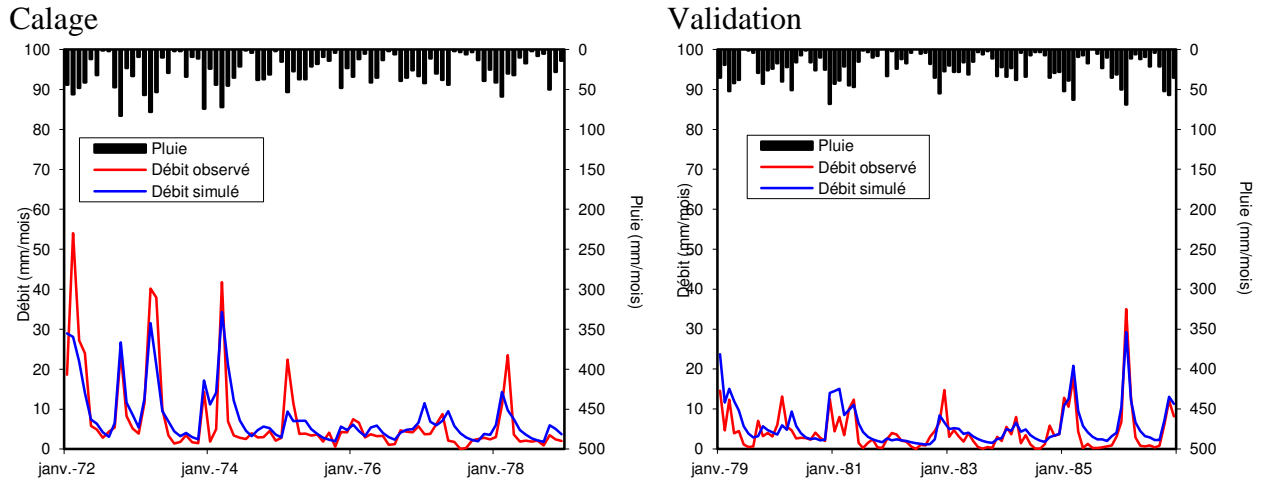


Figure II.40 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-b)

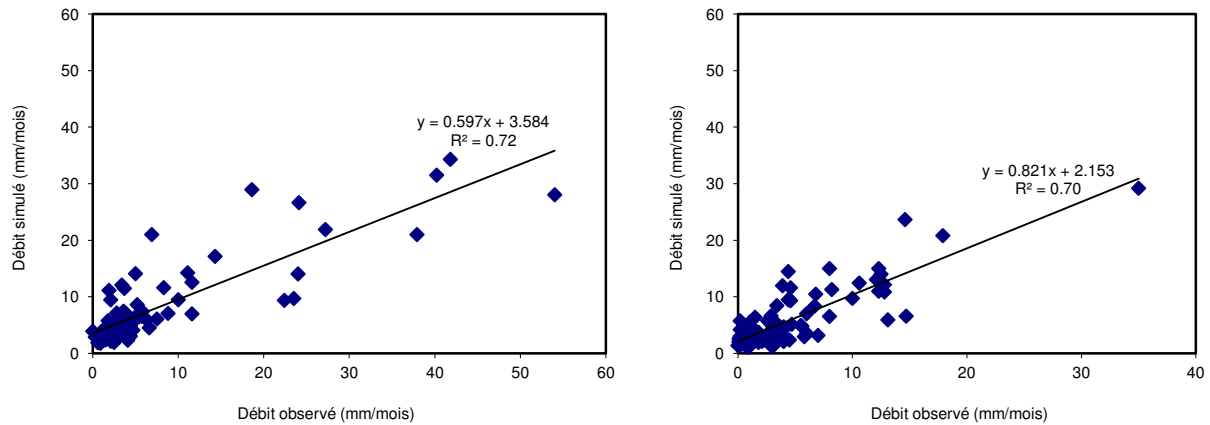


Figure II.41 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M- station (Ch-b)

a.3) Débit Cheliff (Ch-e)

Le Tableau II.26 présente les six (06) combinaisons de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Cependant, seules trois combinaisons D2 et D5 qui ont produit des simulations avec un critère de Nash supérieur à 68% aussi bien en calage qu'en validation. La division D5 présente les résultats les plus pertinents avec des périodes de calage de quatorze ans et une période de validation de six ans, avec des critères de Nash respectivement de 73.8% et 84.1%.

La qualité des simulations de D5 s'est améliorée au cours de la validation avec un gain de Nash de 10.3% par rapport aux résultats du calage. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : $X1 = 3.67$ et $X2 = 1.06$.

La corrélation entre débits simulés et observés dans la simulation de D5 s'est améliorée au cours de la validation avec un gain de 9% (R^2) par rapport aux résultats du calage.

Tableau II.26 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-e)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage(%)	Nash validation (%)
D1	1969-1974	1975-1986	4.33	1.26	60.3	52.2
D2	1969-1979	1980-1986	4.28	1.23	68.5	70
D3	1971-1986	1987-1999	3.94	1.1	71.3	54.4
D5	1972-1986	2000-2006	3.67	1.06	73.8	84.1
D6	1998-2006	2007-2010	3.90	0.80	64.7	50

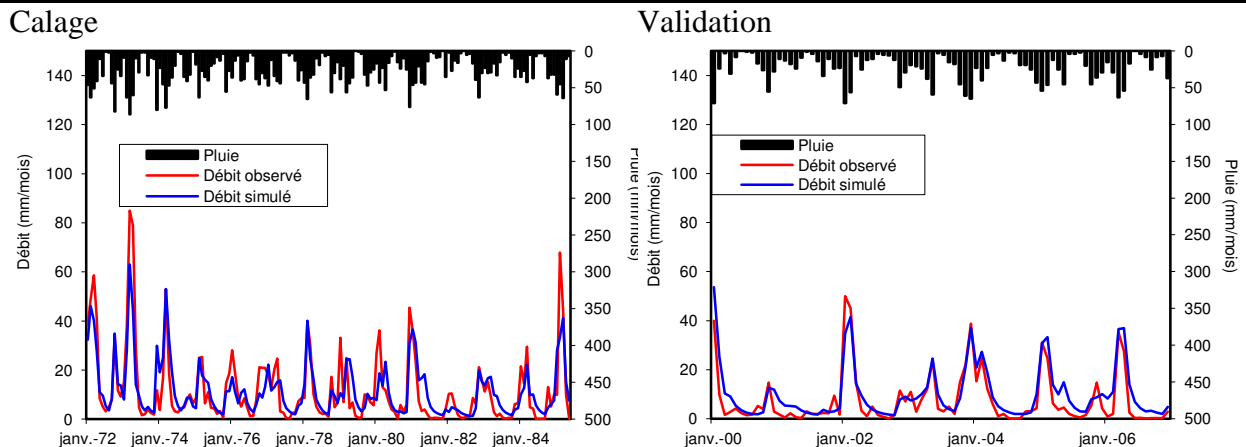


Figure II.42 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-e)

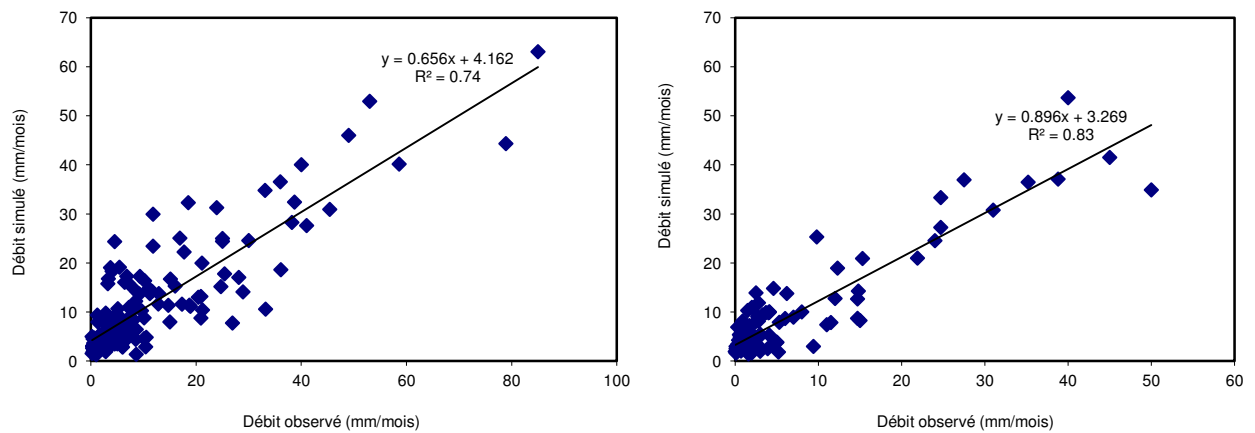


Figure II.43 : Corrélation observée entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M- station (Ch-e)

a.4) Débit Cheliff (Ch-f)

Le Tableau II.27 présente les sept (07) combinaisons de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Cependant, une seule combinaison D3 qui a produit une simulation avec un critère de Nash supérieur à 70% aussi bien en calage qu'en validation. La division D3 présente les résultats les plus pertinents.

La qualité des simulations de D3 s'est améliorée au cours de la validation avec un gain de Nash de 3.2% par rapport aux résultats du calage. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : X1= 3.37 et X2= 0.87.

La corrélation entre débits simulés et observés dans la simulation de D3 s'est améliorée au cours de la validation avec un gain de 12% (R^2) par rapport aux résultats du calage.

Tableau II.27 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Ch-f)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage (%)	Nash validation (%)
D1	1981-1987	1987-1993	3.71	1.16	67.7	-6.8
D2	1986-1998	1999-2004	3.37	0.83	67.3	55.6
D3	1989-1999	2001-2009	3.37	0.87	70.2	73.4
D4	1990-1999	2000-2009	3.46	0.91	66.8	50.1
D5	1991-1999	2000-2011	3.08	0.85	68.6	50.3
D6	1993-2000	2001-2009	2.99	0.84	68.5	62

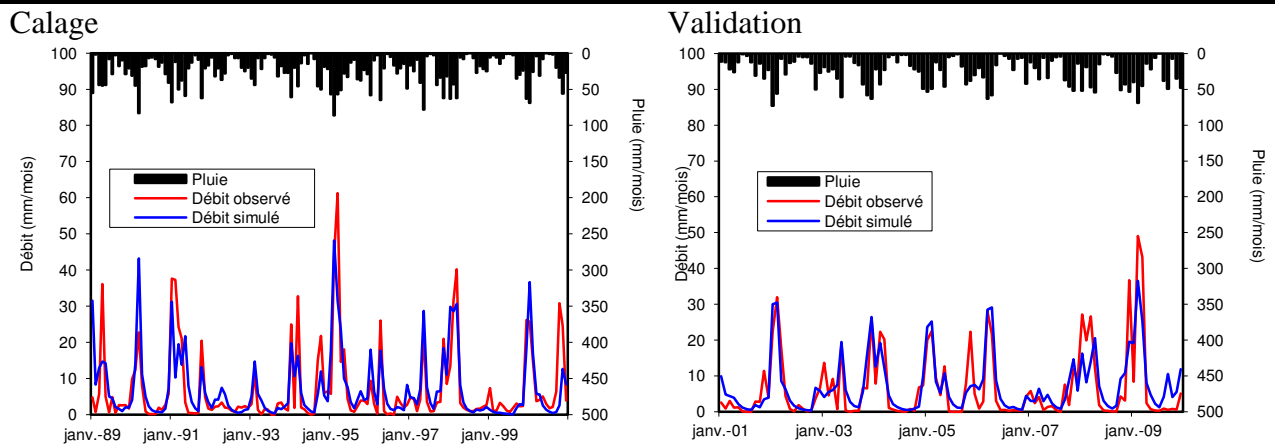


Figure II.44 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-f)

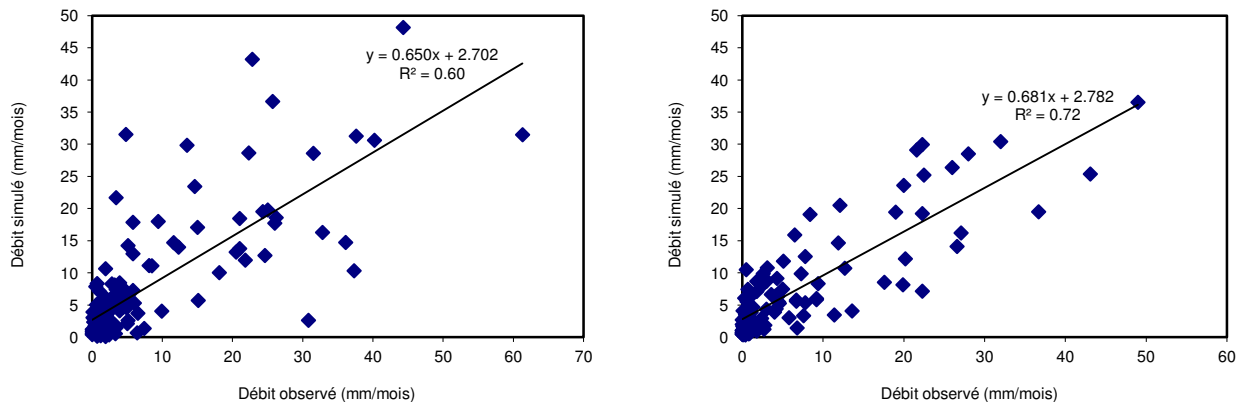


Figure II.45 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M - station (Ch-f)

a.5) Débit Cheliff Maritime (Ch-g)

Le Tableau II.28 présente les six (06) combinaisons de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Cependant, seules deux combinaisons D1 et D5 qui ont produit des simulations avec un critère de Nash supérieur à 60% aussi bien en calage qu'en validation. La division D1 présente les résultats les plus pertinents avec des périodes de onze ans alors que la division D5 a une période de calage de durées inférieures.

Le Nash de la validation est très proche du Nash de calage de la période 1986-1997 de 68%. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : $X1= 2.72$ et $X2= 0.83$.

La Corrélation entre débits simulés et observés dans la simulation de D1 s’est améliorée au cours de la validation avec un gain de 13% (R^2) par rapport aux résultats du calage.

Tableau II.28 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2Mà la station (Ch-g)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage(%)	Nash validation (%)
D1	1986-1997	1998-2004	2.72	0.83	71.9	68
D2	1989-1999	2000-2011	2.85	0.91	65	48.1
D3	1990-1998	1999-2003	2.83	0.91	68.5	35
D4	1991-1999	2000-2011	2.64	0.87	73	45.1
D5	1993-2001	2002-2009	2.76	0.89	62.1	62.6
D6	1994-2001	2002-2009	2.49	0.87	68.3	53.1

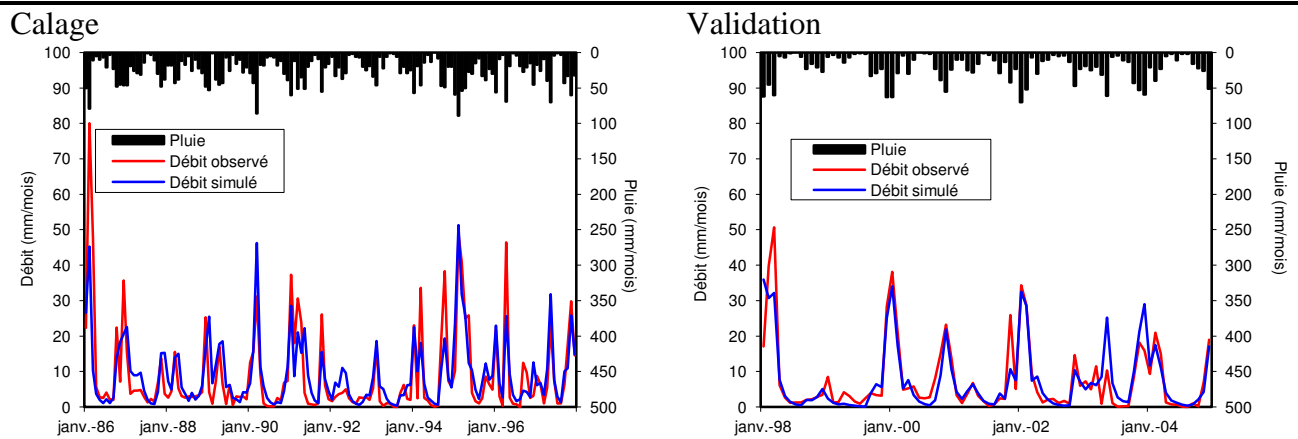


Figure II.46 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Ch-g)

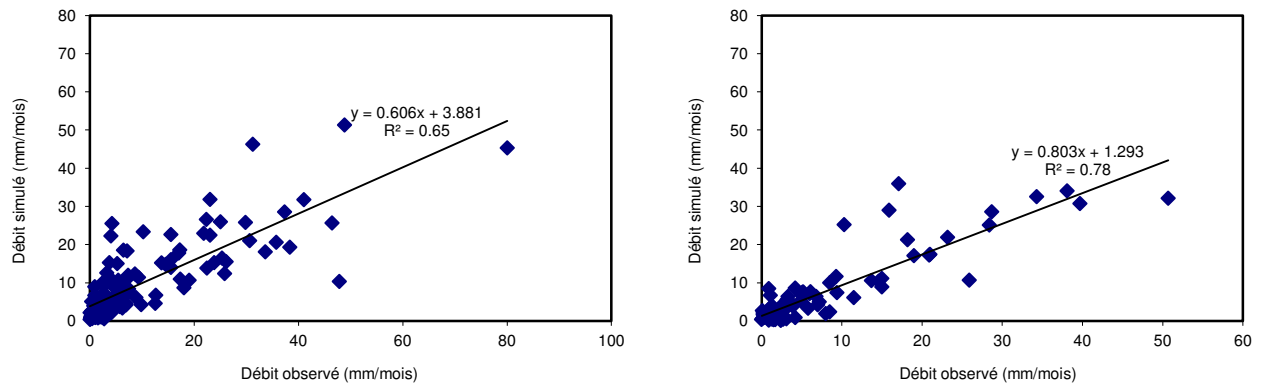


Figure II.47 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M -station (Ch-g)

a.6) Débit Mina

Le Tableau II.29 présente les quatre (04) combinaisons de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Cependant, Une seule combinaison D4 qui a produit une simulation avec un critère de Nash supérieur à 78% aussi bien en calage qu’en validation. La division D5 présente les résultats les plus pertinents.

Le Nash de la validation est très proche du Nash de calage de la période 2000-2009 de 78.7%. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : $X1= 2.97$ et $X2= 0.40$. La corrélation entre le débit simulé et observé pour le calage et la validation est bonne et elle dépasse les 71%.

Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans la simulation de D5 sont acceptables, elles sont de 82% en calage et 71% en validation.

Tableau II.29 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Mina)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage (%)	Nash validation (%)
D1	1980-1985	1986-1990	-8.28	0.33	60.9	59.7
D2	1985-1993	1994-1993	0.09	0.36	63.1	37.8
D3	1987-1994	1999-2004	0.10	0.35	71	34.1
D5	1990-1999	2000-2009	2.97	0.40	81.1	78.7

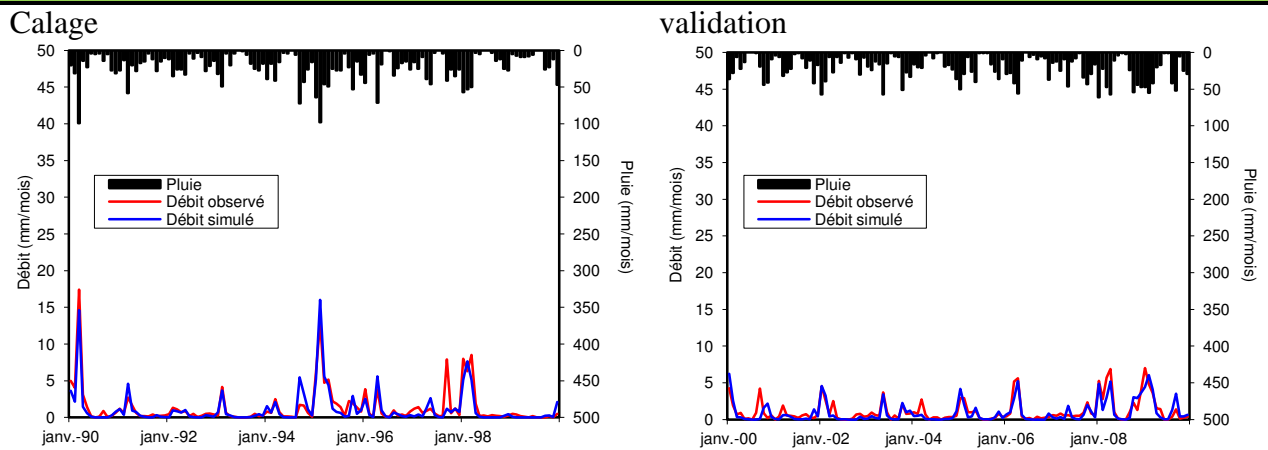


Figure II.48 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Mina)

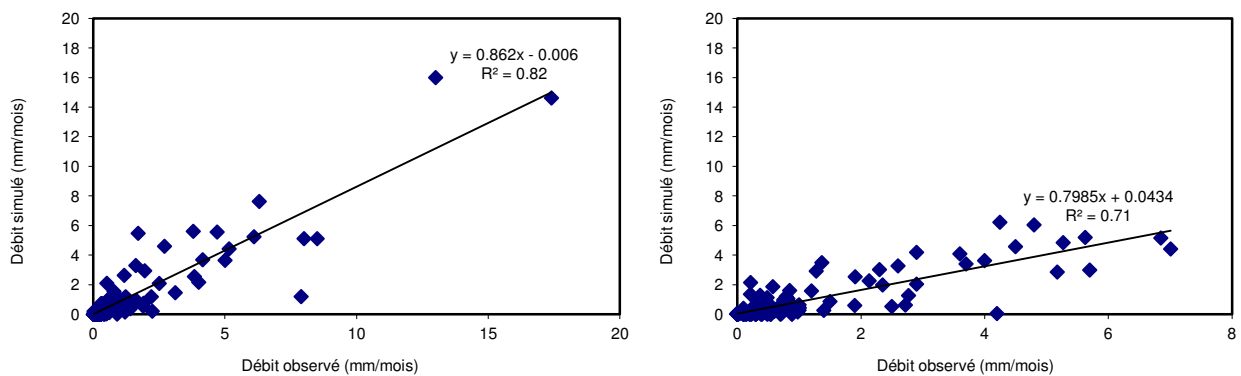


Figure II.49 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M station - (Mina)

b) Bassin de la Medjerda

b1) Débit Medjerda

Le Tableau II.30 présente une seule combinaison de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage.

La qualité des simulations de D1 a chuté au cours de la validation avec une diminution de Nash de 9.5% par rapport aux résultats du calage. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : $X1= 3.22$ et $X2= 0.12$.

Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans la simulation de D1 sont bonnes, elles sont de 66% en calage et 76% en validation.

Tableau II.30 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Medjerda)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage (%)	Nash validation (%)
D1	1972-1977	1979-1984	3.22	0.12	72.5	63

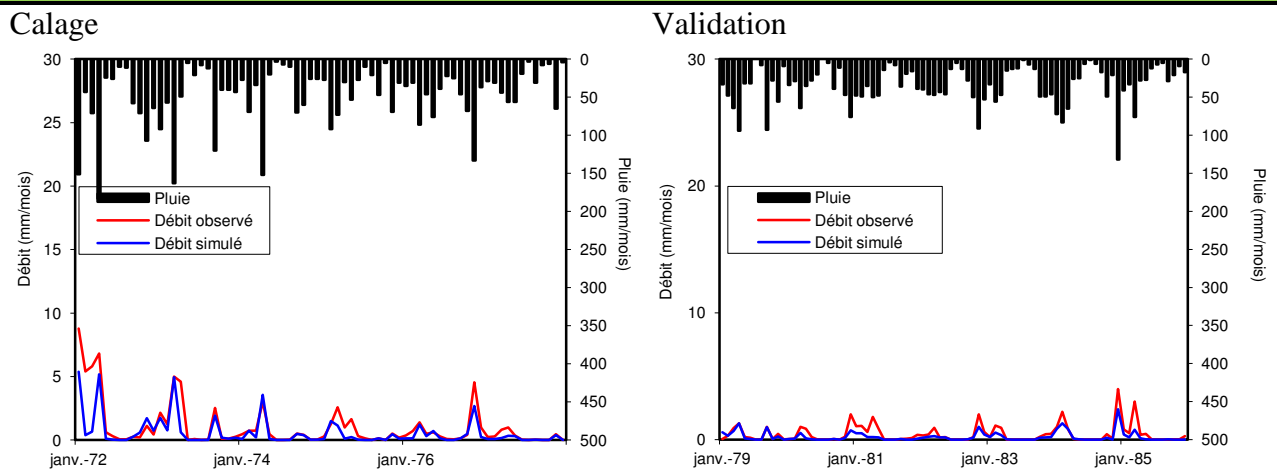


Figure II.50 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Medjerda)

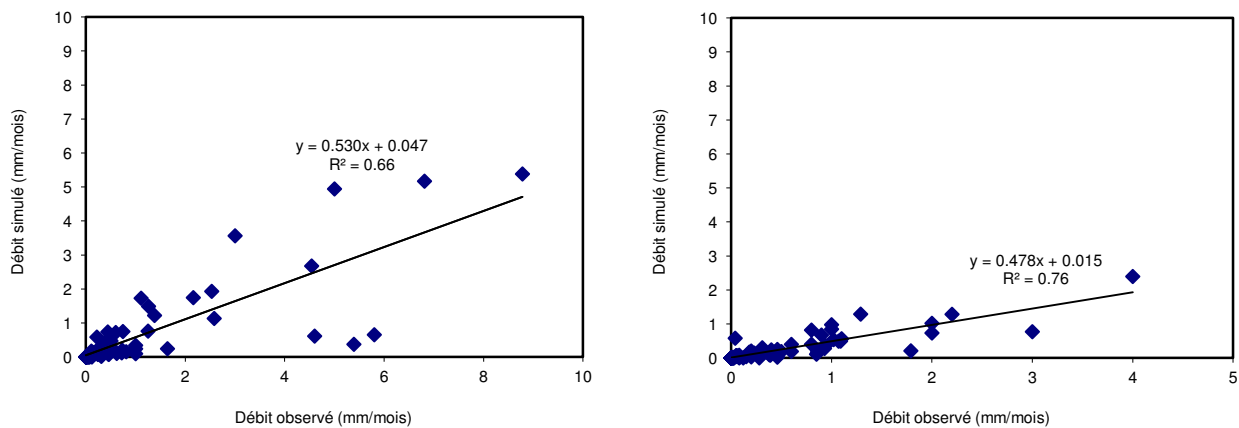


Figure II.51 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M - station (Medjerda)

b.2) Débit Mellegue

Le Tableau II.31 présente les trois (03) combinaisons de périodes ayant produit des Nash supérieurs à 60% en calage. Cependant, une seule combinaison D1 qui a produit des simulations avec un critère de Nash supérieur à 68% aussi bien en calage qu'en validation. La division D1 présente les résultats les plus pertinents avec une période de six ans de calage.

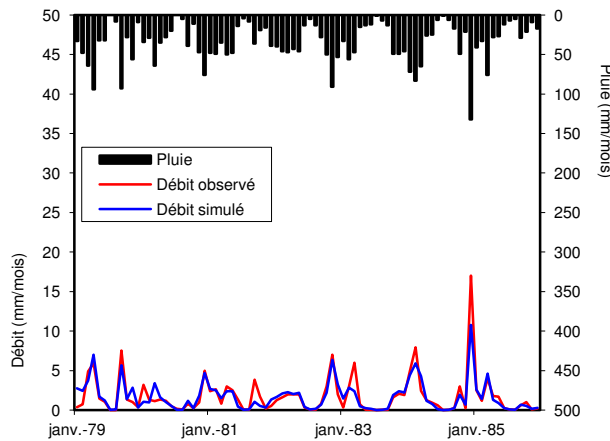
Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : $X1 = 1.02$ mm et $X2 = 0.23$.

Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans la simulation de D1 sont acceptables pour le calage et la validation (supérieure à 68%).

Tableau II.31 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Mellegue)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage (%)	Nash validation (%)
D1	1979-1985	1986-1992	1.02	0.23	79.1	68.8
D2	1981-1989	1990-1995	-5.08	0.22	60.6	3.9
D3	1993-1999	2000-2003	2.05	0.34	60	52.7

Calage



Validation

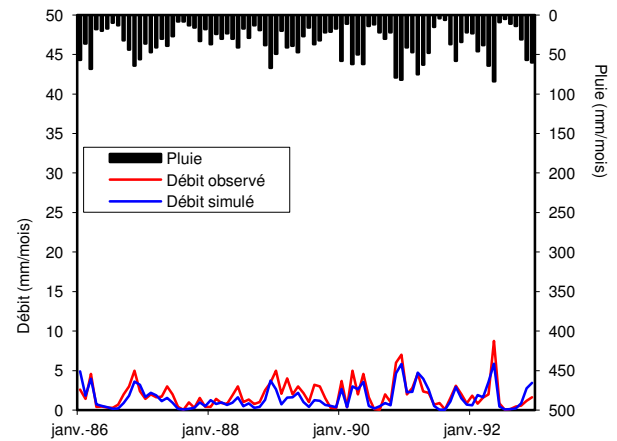


Figure II.52 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Mellegue)

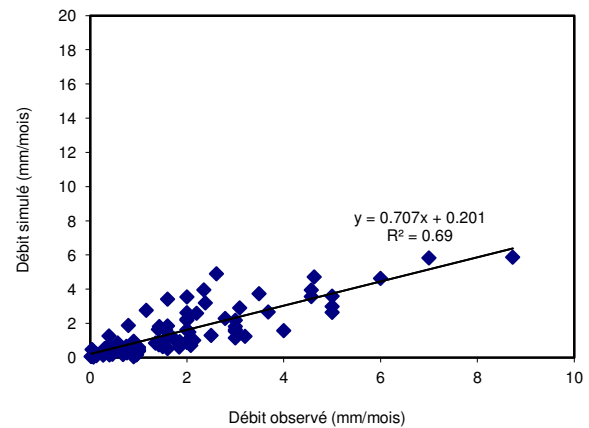
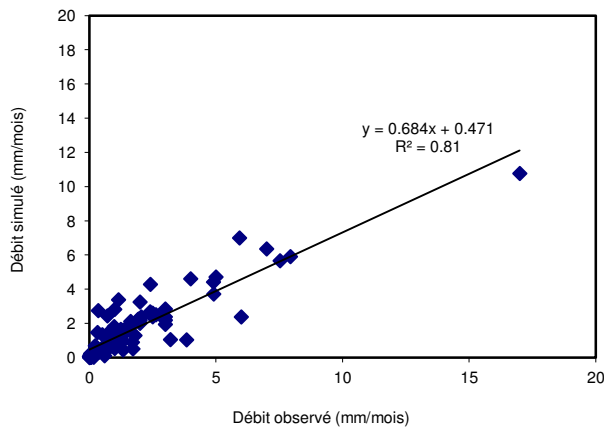


Figure II.53 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M-station (Mellegue)

b3) Débit Zerga

Le Tableau II.32 présente une combinaison de période ayant produit des Nash supérieurs à 80% en calage. Cependant, une seule combinaison D1 qui a produit des simulations avec un critère de Nash supérieur à 73% aussi bien en calage qu'en validation. La division D1 présente les résultats les plus pertinents avec des périodes de neuf ans.

La qualité des simulations de D1 a baissé au cours de la validation avec une diminution de Nash de 10.7% par rapport aux résultats du calage. Les paramètres du modèle GR2M calé et validé sont : X1= 1.09 et X2= 0.09.

Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans la simulation de D1 sont acceptables pour le calage et la validation supérieure à 70%.

Tableau II.32 : Qualité des simulations du calage et de la validation sur des combinaisons des périodes avec le model GR2M à la station (Zerga)

Division	Période de calage	Période de Validation	X1	X2	Nash calage (%)	Nash validation (%)
D1	1973-1982	1983-1988	1.09	0.09	84	73.3

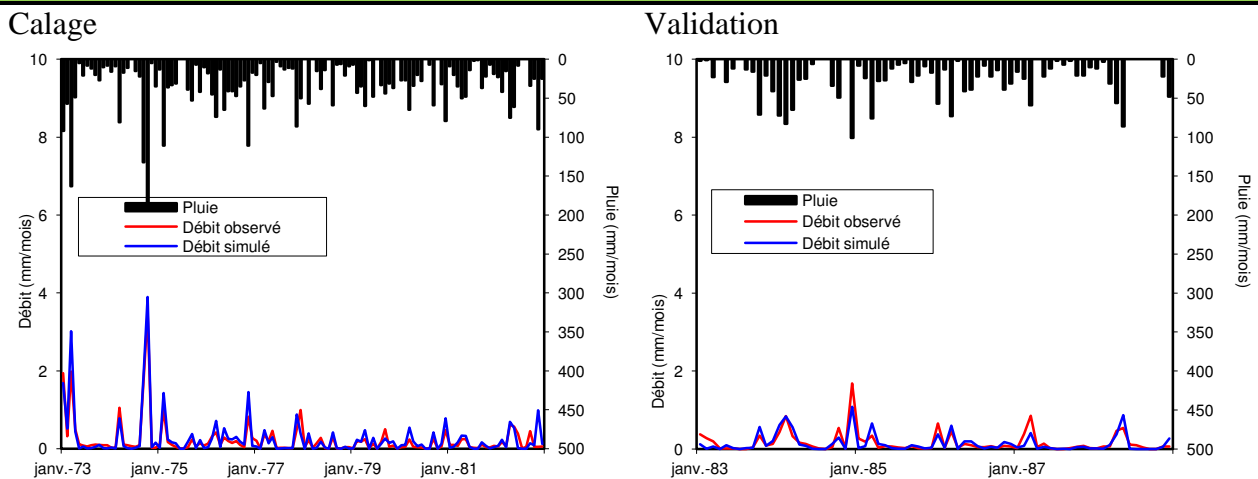


Figure II.54 : Qualité des simulations du calage et validation retenus pour la mise en œuvre du modèle GR2M - station (Zerga)

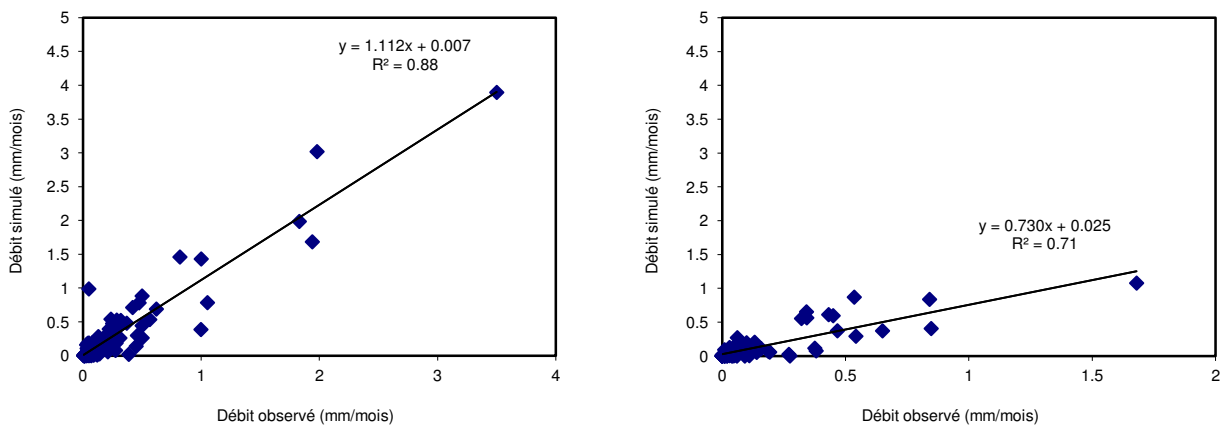


Figure II.55 : Corrélation entre débits simulés et observés dans le modèle GR2M–station (Zerga)

II.2.4 Conclusion

L'objectif de cette partie est la critique, le comblement et l'extrapolation des séries pluviométriques et hydrométriques retenus dans les bassins d'études.

L'évaluation de la pluviométrie est faite à l'aide de la Méthode des vecteurs régionaux. Grâce aux stations disponibles, quatre régions ont été identifiées pour le Cheliff et deux pour le bassin de la Medjerda ont été retenues. La constitution des régions a été limitée par la qualité du jeu de données, et la répartition spatiale de données. La critique des données a porté sur le comblement des lacunes à l'échelle mensuelle des stations pluviométriques dans les deux bassins du Cheliff et de la Medjerda comportent des lacunes faibles. Le comblement des données pluviométriques lacunaires ne va donc pas changer le signal des stations pluviométriques.

L'évaluation des débits est faite à l'aide du modèle hydrologique GR2M en utilisant les données climatiques et hydrométriques provenant de l'ANRH.

La qualité des simulations des stations étudiées est acceptable avec un Nash supérieur à 65% pour le calage et la validation. Les corrélations R^2 entre débits simulés et observés dans toutes les stations sont aussi acceptables, elles varient de 60% à 88% pour le calage et de 64% à 83% pour la validation.

Chapitre III :
Resultats et Discussions

III. 1 : Traitement des données

Chapitre III : Resultats et Discussions

III. 1 : Traitement des données

III.1.1 Tests de détection de ruptures sur les séries chronologiques

III.1.1.1 Interprétation et analyse des résultats

Les observations faites à partir des indices et précipitations des séries de références annuelles ont montré la présence de ruptures. Le(s) date(s) de rupture, le(s) test(s) de détection de rupture, ainsi que les dates de début et de fin de période des séries considérées seront précisés, dans ce qui suit, pour chaque région, et pour chaque station.

Des ruptures probables répétées au moins dans deux régions sont constatées en 1971, 1973 et 1976 sur les jeux de pluies annuelles.

Pour les quatre régions plusieurs ruptures ont observées.

Les ruptures des séries peuvent être dues à des phénomènes très locaux non représentatifs à l'échelle régionale, puisque celle-ci ne se retrouvent pas dans toutes les stations. Il est possible donc, d'émettre l'hypothèse qu'il s'agit plus de variabilité climatique locale que régionale à partir du moment qu'elle ne se retrouve pas dans toutes les stations.

Les résultats obtenus à l'échelle annuelle montrent que les différents tests présentent pratiquement les mêmes résultats pour chacune des stations. Une baisse de la pluviométrie apparaît en moyenne entre les décennies 70 et 80. Singla et al. (2010) et Mahe et al. (2010) ont retrouvé une période de rupture pratiquement semblable à celle-ci pour certaines régions du Maroc en utilisant les mêmes tests.

Tableau III.1 : Résultats des tests de détection de rupture sur les séries complées de précipitations annuelles pour chaque région du bassin du Chéllif et de la Medjerda

Bassin	Cheliff				Medjerda	
	Région Nord	Région Centre	Région Sud	Région Ouest	Région Nord	Région Sud
Segmentation de Hubert	1979;1980	1971;1972	1970;1982	1973	1970;1973	1970;1973
Lee et Heghinian	1979	1971;1976	1981	1973	1973	1973
Test de Pettitt	1976;1980	1971;1976	1976;1981	1973	1977	1977
Buishand et ellipse de bois	1976;1980	1971	1976;1981	1973	1973;1977	1973;1977
Nombre de stations	17	3	3	8	10	5

Tableau III.2 : Résultats des tests de détection de rupture sur les pluies annuelles pour chaque station et dans chaque région du bassin du Cheliff et de la Medjerda

Région	Stations	Nom	Buishand	Méthode non paramétrique Pettitt	Méthode bayésienne de Lee et Heghinian	Segmentation Hubert
Cheliff						
Région Nord	11404	Zoubiria mongorno	-	-	-	1986;2007
	11405	Ghrib bge	-	-	-	1975
	11509	Media secteur	2001	-	2001	2001;1970;1975
	11603	Bordj El Amir aek	-	-	-	-
	11605	Theneit El Had	-	-	2007	2011
	11702	Arib Cheliff	1971	1979	1976	1976
	11715	El Ababsa	1972	1972	1972	1972
	11717	El Khemisanrh	1974	1974	1974	1970;1974
	11801	Arib Ebda	1975	1979	-	-
	11803	Sidi Medjahed	1991	-	1991	-
	11806	El Anneb	-	-	1991	1970;1976
	11901	El Touaibia	1973	1975	1973	1971;1979
	11904	Rouina maire	1976	1976	1976	1979
	12001	El Abadia	1978	1978	1979	1979
	12201	Ouled Fares	1980	1980	1980	1980
	12219	Chlef anrh	1978	1978	1978	1978
	12309	Oued Sly	1976;1978	1978	1978	1972;1981;2007
Région Centre	10704	Ksar Chelala	1977	1977	1977	1970;1971
	11004	Khemisti	1971	1971	1971	1973;1984;1996
	11208	Boughzoul	1971	1971	1971	1971
Région Sud	10101	Brida	1981	-	1981	-
	10204	Sidi Bouzide	1974	1974	1974	1974
	10205	Guelta	1981	1981	1981	1981
Région Ouest	12704	Oued Yaich	1972	1972	1972	1980;1994
	12908	Tiaret Grha	1973;1980;1998	1980	1998	1998;2007
	13202	Rosfa	1973	1973	1973	1973
	13304	Takhmaret dh1	1972	1972	1972	1972
	13405	Zelamta	1972	1972	1972	1972
	13410	SMBA	1972	1973	1972	1972
	13507	L'Hillil	1980;1975	1980	1975	1975
	13606	Oued kheir	1973	1973	1973	1971
Medjerda						
Région Nord	120101	Souk ahras subd	-	-	2002	-
	120103	Ain seynour	1973; 1995	1973	1973	1973
	120115	Ain dalia bge	1995	1995	1995	1995
	120402	Ouenza	1970,1973	-	1970	1970
	120502	El aouinet	1973,1977	1977	1972	1973
	120503	Sakiet sidi youcef	1972,1980	1980	1980	1980
	140103	Berriche	1973	1984	1973	1973
	061804	Babar	1973	1973	1973	1973
	061815	El Habada	1985; 1989	1989	1985	1985
	062301	Cheria	1972; 1985	1972	1972	1972
	Région Sud	120201	La meskiana	1977; 1983	1983	1977
120202		Ain dalaa	1973,1977;1986	1986	1973	1973,1977
120318		MORSOT	1973,1976	1979	1973	1973
120501		Ras el aioun	1977	1977	1976	1970,1976
120514		Ain erkel	1970; 1973; 1977	-	1977	1970

III.1.2 Pluie Moyennes sur les bassins du Cheliff et de la Medjerda

Les pluies moyennes ont été calculées par la methode de theissen la figure montre l'influence de chaque station sur la region d'etude :

bassin du Cheliff

bassin de la Medjerda

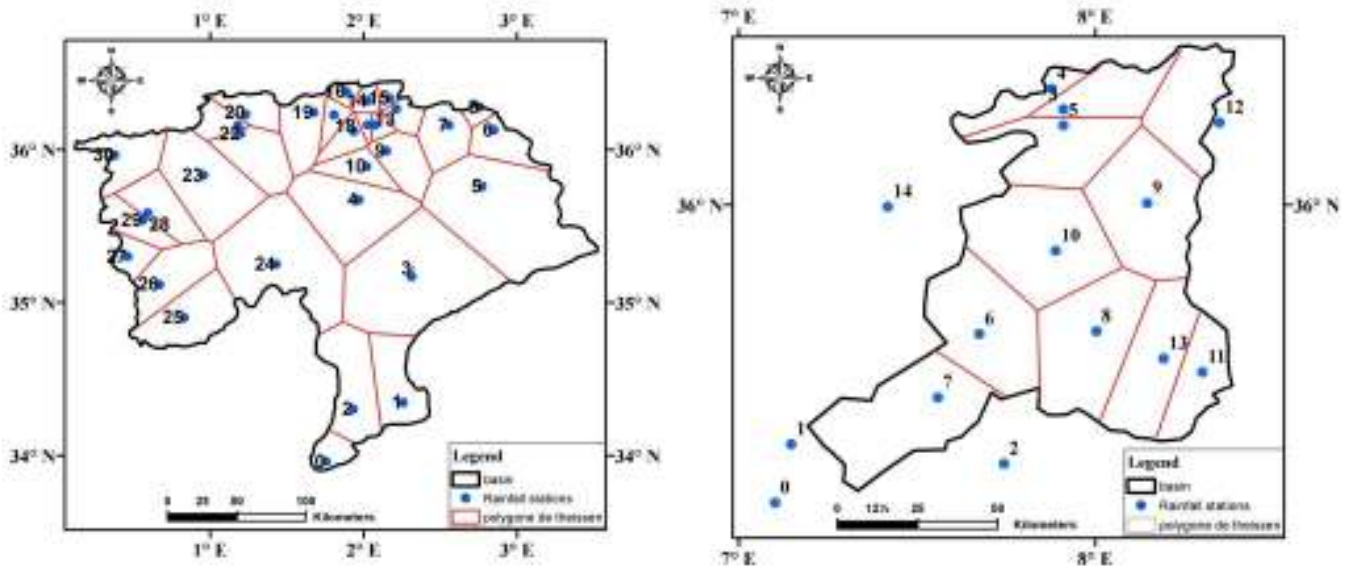


Figure III.1 : Les stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes et les polygones de Thiessen correspondant pour les bassins du Cheliff et de la Medjerda.

III.1.2.1 Pluie Moyennes sur les sous bassins du bassin du Cheliff et de la Medjerda par rapport aux stations hydrométrique

Pour avoir comparé les pluies moyenne avec les stations hydrometriques (exutoires des sous-bassins) dans la partie qui suit, on est obligé de calculer les pluies moyenne de chaque sous bassin figure III.2.

Bassin du Cheliff

Bassin de la Medjerda

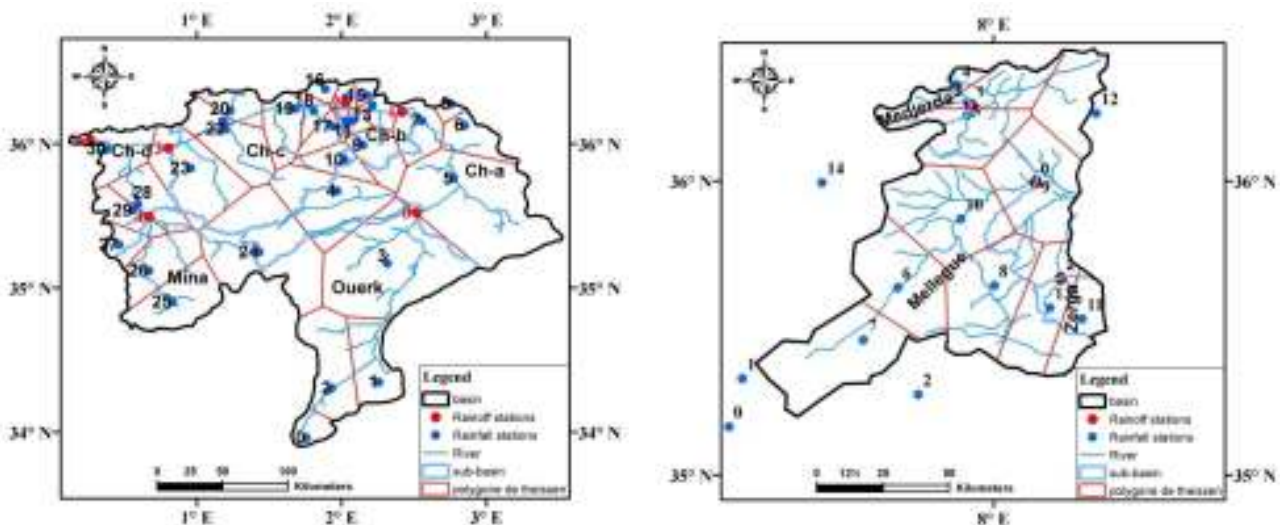


Figure III.2 : Calcul des pluies moyennes pour chaque sous bassins

III.1.3 Indice standardisé pour la pluviométrie

L'indice de pluie (SI) a été calculé pour chaque sous bassins celui ci a été utilisé pour déterminer les périodes sèches et humides et leur alternances. Il se caractérise par sa simplicité dans la détection des anomalies.

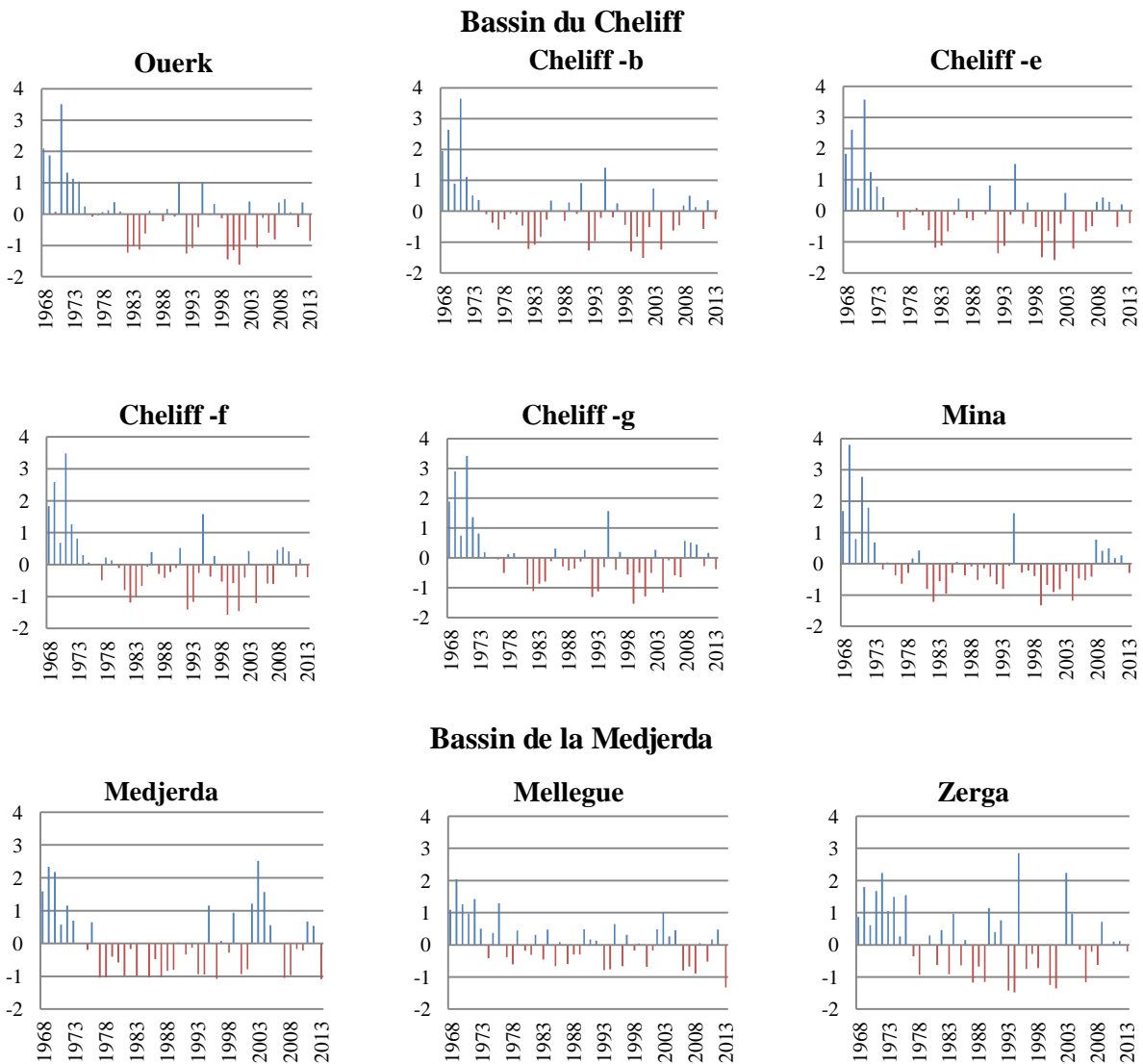


Figure III.3 : Indice standardisé moyen de la pluviométrie annuel dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

III.1.3.1 Test de Mann-Kendall, Pettitt (Rupture et tendance) et test de Kendall saisonnier pour l'indice standardisé

L'application du test de tendance Mann-Kendall sur la période de 1968 à 2013, a montré une tendance significative à la baisse de la pluviométrie annuelle au seuil de 5% pour tous les sous-bassins versants du Cheliff et de la Medjerda, qui a été observée avec des valeurs z maximales de -3,74 à la station Melegue, et valeurs z minimales de -1,70 à la station Ch-b (Tableau III.3). Le test de Pettitt a donné une rupture durant la décennie 1970-1980 (Tableau

III.3), où la réduction de la pluie est de l'ordre 30% en moyenne pour le bassin du Cheliff et de 36% en moyenne pour le bassin de la Medjerda. La période d'observation (1968-2013) est caractérisée par une alternance de périodes humides et sèches avec un retour aux conditions humides remarquées à partir de 2008 pour le bassin du Cheliff et dès 2003 pour le bassin de la Medjerda ce qui corrobore avec les résultats trouvés en Algérie par Nouaceur et al. (2014). En Espagne par (Santisteban et al. (2019) et Cardoso Pereira et al. (2020), En Italie par Tian et al. (2019), Baiamonte et al. (2019) et Gentilucci et al. (2020), En Grèce par Pakalidou and Karacosta (2018) et En Turquie et Iran par Vazifekhah and Kahya (2018).

Les précipitations dans le bassin du Cheliff ont connu des périodes excédentaires notamment de 1968 à 1973 et lors des années 1995, 2003 avec des indices standardisés maximum (> 3). Les déficits les plus accentués ont été enregistrés durant les années 1982 et 1984; entre 1992 et 1993, 1999 à 2001, et en 2004 avec un indice standardisé maximum (> -1) (Figure III.3).

Les précipitations dans le bassin de la Medjerda ont connu des périodes excédentaires notamment de 1968 à 1973, parfois jusqu'en 1976 et pendant les années 1995, 1999 et 2003-2004, avec un indice standardisé maximum ($> 2,5$). Les déficits les plus accentués sont illustrés par la figure III.3, où les indices standardisés maximaux (> -1) sont enregistrés.

Pour les périodes de déficit les plus marquées avec un indice supérieur à -1 , seules les années 1993 et 2001 sont similaires pour les deux bassins.

Cela montre une tendance générale à la baisse avec une augmentation des années sèches. Des pics ont été enregistrés après 1980 dans les deux bassins. Les mêmes observations ont été faites au Maroc, en Algérie et en Tunisie (Zamrane et al. 2016; Taibi et al. 2013; Jemai et al. 2017).

De nombreuses études ont également mis en évidence la diminution des précipitations dans les pays du Maghreb (Mahé et al. 2013; Meddi et al. 2002, 2010; Knippertz et al. 2003; Mahé et Paturel 2009; Laborde et al. 2010; Singla et al. 2010; Sebbar et al. 2011, 2012; Taibi et al. 2013, 2017; Zamrane et al. 2016; Jemai et al. 2017; Hallouz et al. 2018).

L'Algérie occidentale est la région la plus touchée par la sécheresse (Meddi et al. 2002; Taibi et al. 2013) où le déficit pluviométrique varie entre 16 et 43%.

La saisonnalité des données a été vérifiée au seuil de 5% pour tous les sous-bassins versants des bassins du Cheliff et de la Medjerda, par l'application du test de Kendall, les résultats montrent des valeurs de $|Z_{sk}| > Z_{crit\%}=1.64$ donc, les séries présentent de saisonnalité.

Tableau III.3 : Résultats des tests statistiques des pluies moyennes analysées sur le bassin du Cheliff et de la Medjerda. Le tableau indique la valeur P du test de Mann-Kendall et le Sen's slop de la tendance (+ si hausse, - si diminution). La dernière colonne contient la date probable de rupture du test de Pettitt

Sub-bassin	P. value	Z (Sen's slop)	Pettitt Test (date de rupture)
Bassin Cheliff			
Ouerk	6.04E-03*	-2.12	1974
Ch-b	4.28E-02*	-1.7	1975
Ch-e	1.99E-02*	-1.93	1975
Ch-f	1.79E-02*	-1.93	1974
Ch-g	2.42E-02*	-1.95	1973
Mina	0.49E-02*	-1.81	1973
Bassin Medjerda			
Medjerda	3.98E-02*	-2	1976
Mellegue	6.57E-03*	-3.74	1976
Zerga	3.81E-02*	-3.13	1976

* Tendence statistiquement significative au seuil de 5%

III.1.4 Hydrometrie

III.1.4.1 Evolution des débits annuels

En hydrologie le volume d'eau écoulé en une année à la sortie d'un bassin représente l'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en $m^3.s^{-1}$ et le module spécifique se traduit en $l.s^{-1}.km^{-2}$. Les séries hydrométriques étudiées sont de 45 années d'observations pour les bassins du Cheliff et de la Medjerda (Tableau III.4).

III.1.4.1.1 Variations des débits annuels moyens spécifiques (q l/s/km²)

En ramenant le débit à l'unité de surface les modules spécifiques (q_s l/s/Km²), on peut mieux cerner la variation de l'écoulement dans les bassins. La variation de l'abondance spécifique des bassins (Tableau III.4) est le résultat de la distribution des précipitations, de la lithologie (caractéristiques physiographiques) de chaque bassin, entre autres, le couvert végétal, la pente, etc...

Le bassin de l'Ouerk est situé dans le haut Cheliff, et couvre une superficie de 12 915.3 km² avec un débit spécifique est de $0.4 l.s^{-1}.km^{-2}$, soit une lame d'eau écoulée de 13 mm. C'est à son exutoire que prend naissance l'oued du Cheliff.

Pour le haut Cheliff, la station de Ghrib amont (Ch-b) contrôle une superficie de 24 326.09 km², son débit spécifique est de $0.2 l.s^{-1}.km^{-2}$, soit une lame d'eau écoulée de 6 mm. Elle est située à l'aval du barrage de Ghrib; celle d'Arib Cherif (Ch-c) qui contrôle une superficie de

26 271.39 km², reçoit un débit spécifique de 0.4 l.s⁻¹.km⁻², soit une lame d'eau écoulee de 12 mm. Elle est située à l'aval du barrage Harraza.

Pour le bas Cheliff, la station de Djidiouia (bas Cheliff) draine une surface de 36 512.32 km² son un débit spécifique de 0.4 l.s⁻¹.km⁻² équivalent à une lame d'eau écoulee de 14 mm.

Le Cheliff Maritime (Ch-d) est l'exutoire du bassin du Cheliff, c'est la dernière station avant l'arrivée à la mer. Elle contrôle une superficie de 45 929.32km², son débit spécifique est de 0.4 l.s⁻¹.km⁻², soit une lame d'eau écoulee de 14 mm.

La station de l'oued el Abtal (Mina) couvre une superficie de 5 597.67 km² avec un débit spécifique de l'ordre de 0.5 l.s⁻¹.km⁻² et une lame d'eau égale à 17 mm.

Le bassin de la Medjerda couvre une superficie de 285 km² avec un débit spécifique de 9.8 l.s⁻¹.km⁻², soit une lame d'eau écoulee de 310 mm. La station du Mellegue couvre une superficie de 4 540 km², soit avec un débit spécifique est de 0.7 l.s⁻¹.km⁻², soit la plus grande dans le bassin de la Medjerda, et une lame d'eau écoulee de 23 mm. Zerga couvre une surface de 383 km² avec un debit specifique de 1.1.l.s⁻¹.km⁻² et une lame d'eau égale à 35 mm.

Tableau III.4 : Débit spécifiques et lames d'eau écoulees - bassin du Cheliff et de la Medjerda

Bassin	Code	Oued	Q _{moy} (m ³ /s)	S(km ²)	q _s (l/s/km ²)	L ₀ (mm)
Cheliff	0	Ouerk	4.68	12915	0.4	13
	1	Cheliff (Ch-b)	4.14	24326	0.2	6
	2	Cheliff (Ch-c)	9.67	26271	0.4	12
	3	Cheliff (Bas Cheliff)	15.47	36512	0.4	14
	4	Mina	2.92	5597	0.5	17
	5	Cheliff Maritime (Ch-d)	19.42	45929	0.4	14
Medjerda	0	Medjerda	2.8	285	9.8	310
	1	Mellegue	3.35	4540	0.7	23
	2	Zerga	0.42	383	1.1	35

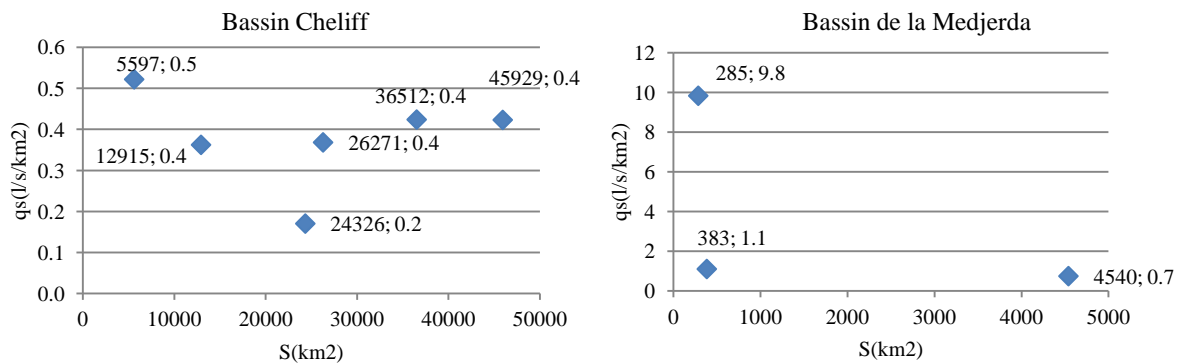


Figure III.4 : Répartition des débits spécifiques par rapport à la surface des sous bassins versant du bassin du cheliff et de la Medjerda

III.1.4.1.2 L'irrégularité inter annuelle des modules

les variations de l'hydraulicité (K) en l'occurrence le rapport du débit d'une année particulière Q_i au débit moyen d'une longue série d'observation (Q_{moy}) permettent de mesurer l'irrégularité inter annuelle de l'écoulement et peuvent être complétées par d'autres critères statistiques simples, notamment le coefficient de variation (rapport entre l'écart-type et la moyenne), et le coefficient d'immodération (R) donné par le rapport des modules extrêmes ($R = Q_{max}/Q_{min}$).

i- L'hydraulicité(Ki) :

Les séries hydrométriques permettent de cerner l'évolution des débits sur des années successives. Plus de 56% des années hydrologiques sont déficitaires (Tableau III.5).

ii- Coefficient d'immodération

Les coefficients d'immodération sont eux aussi élevés, ils varient entre 10 et 341.5 pour le bassin du Cheliff. La valeur la plus élevée est remarquée dans le bassin de l'Ouerk. Pour la Medjerda, ils varient entre 25.7 et 57. La valeur la plus élevée est enregistrée dans le bassin Zerga. Le coefficient d'immodération montre l'irrégularité de l'écoulement dans les deux bassins (Tableau III.5).

iii- Coefficient de variation

Les valeurs du coefficient de variation sont élevées (C_v) et montrent nettement la variation inter annuelle (Tableau III.5). Les plus fortes valeurs se retrouvent au niveau du Haut et bas Cheliff (bassin du Cheliff) et dans le Mellegue et Zerga pour le bassin de la Medjerda.

Tableau III.5 : Valeurs caractéristiques des modules au niveau des bassins versants du Cheliff et de la Medjerda

bassin	Code	Oued	Q_{max} (m^3/s)	Q_{min} (m^3/s)	Q_{moy} (m^3/s)	Ecart type S''	S (km^2)	Coeff. Immod $R=Q_{max}/Q_{min}$	Coeff.Var. $C_v=S''/Q_{moy}$	Ki% Ann. déficitaires
Cheliff	0	Ouerk	20.49 (1971)	0.06 (2001)	4.68	4.4	12915	341.5	0.94	56
	1	Cheliff (Haut Cheliff)	17.12 (1971)	0.62 (1996)	4.14	4.1	24326	27.6	0.99	71
	2	Cheliff (Haut Cheliff)	39.30 (1971)	1.53 (1992)	9.67	8.3	26271	25.7	0.86	71
	3	Cheliff (Bas Cheliff)	73.03 (1971)	1.96 (1992)	15.47	14.5	36512	37.3	0.94	64
	4	Mina	9.02 (1971)	0.90 (1983)	2.92	1.7	5597	10.0	0.58	60
	5	Oued Cheliff Maritime	92.34 (1971)	2.65 (1992)	19.42	17.9	45929	34.8	0.92	62
Medjerda	0	Medjerda	7.20(1990)	0.28 (1986)	2.8	1.8	285	25.7	0.64	56
	1	Mellegue	15.07(1972)	0.36 (2013)	3.35	3	4540	41.9	0.90	67
	2	zerga	1.71(1969)	0.03 (1985)	0.42	0.4	383	57.0	0.95	69

III.1.4.2 Evolution des débits mensuel

La variabilité saisonnière des débits moyens est spatialement très hétérogène (Figure III.5), reflétant à la fois celles des caractéristiques climatiques et morphologiques de notre zone.

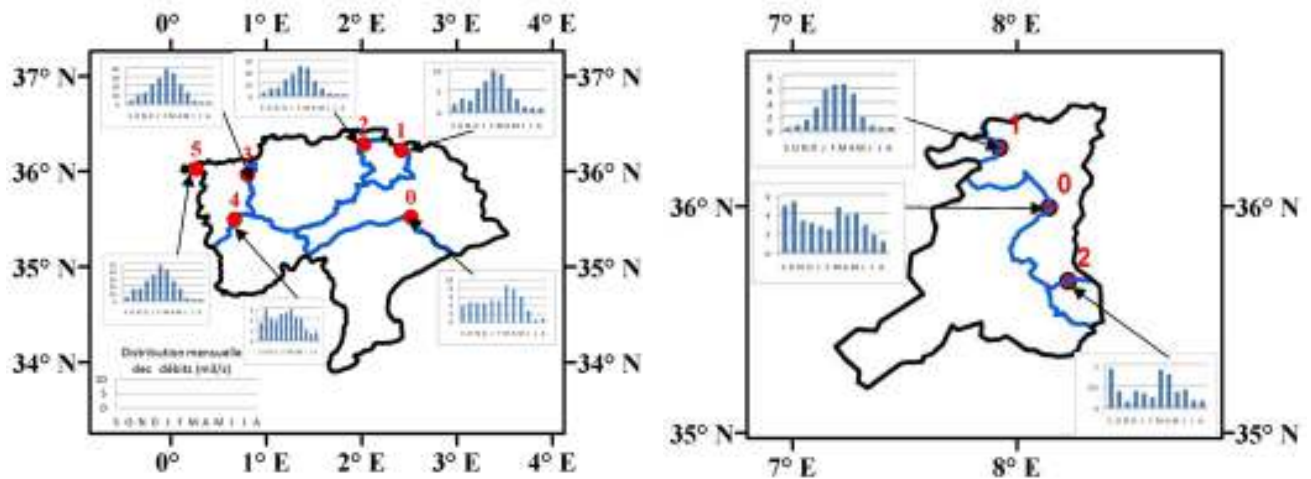


Figure III.5 : Distribution des débits mensuels moyens dans les bassins d'étude

II.1.4.3 Approche statistique : tests de détection des ruptures des débits

II.1.4.3.1 Pas de temps annuel

Les débits annuels du bassin du Cheliff connaissent une diminution globale depuis les années 1970 (Tableau III.6). Les dates de ruptures probables sont de 1972 à 1974 et en 1980. Une rupture avérée est observée en 1986. Des ruptures faibles dans la décennie 70, 2002 et 2003.

Les débits annuels du bassin de la Medjerda connaissent aussi une diminution depuis les années 1970 (Tableau III.6). Les dates de ruptures probables sont 1969 et 1972.

On constate une concordance avec quelques dates détectées sur les indices annuels pluviométriques.

Les résultats au pas de temps mensuels sont mentionnés en Annexe III.1, III.2 et III.3.

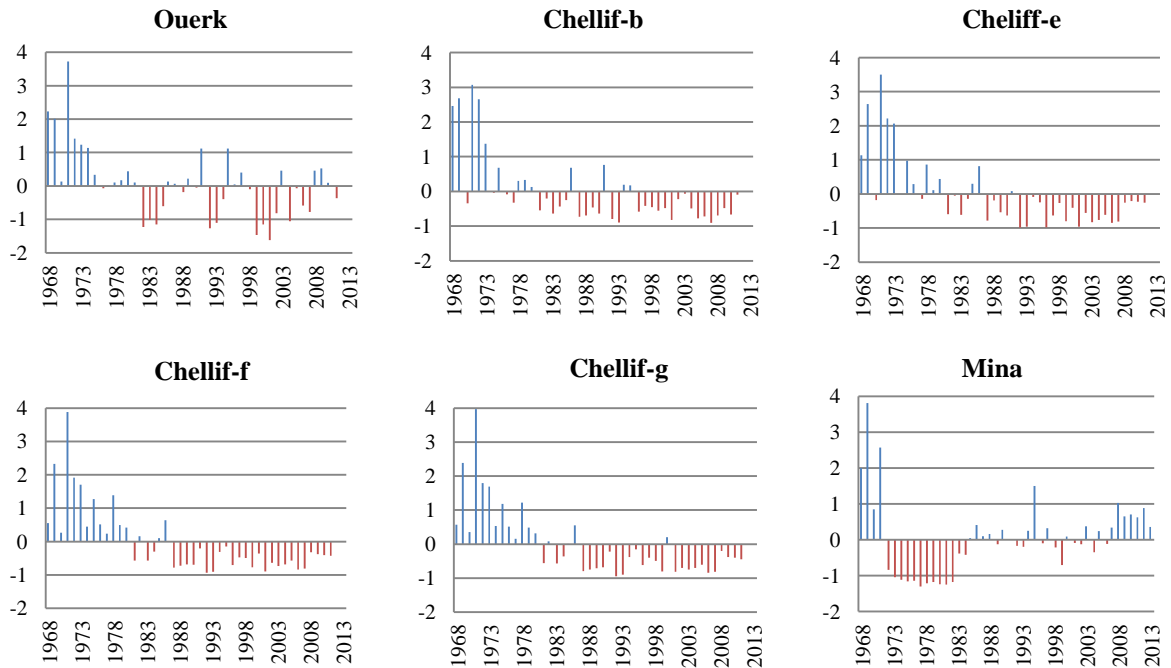
Tableau III.6 : Résultats des tests de détection de rupture sur les débits annuels pour chaque station dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

Année	Ouerk	Ch-b	Ch-e	Ch-f	Mina	Ch-g	Medjerda	Mellegue	Zerga
1968									
1969									bleu
1970									
1971	vert			vert		vert			
1972					bleu			bleu	vert
1973		bleu	bleu						
1974	bleu								
1975				vert		vert			
1976								vert	
1977									
1978									
1979						vert			
1980		bleu	vert	bleu					
1981									
1982									
1983									
1984									
1985	rouge								
1986		rouge	rouge	rouge		rouge			
1987									
1988									
1989									
1990							vert		
1991									
1992									
1993									
1994									
1995									
1996									
1997									
1998									
1999									
2000									
2001									
2002							vert		
2003								vert	
2004									
2005									
2006									
2007									
2008									
2009	vert								
2010									
2011									
2012									
2013									

Case vide : aucune rupture probable détectée ; **Couleur verte** : rupture faible (rupture détectée par un seul test) indique une probabilité plus faible de rupture ou un événement de moindre amplitude. ; **Couleur bleu** : rupture avérée probable (rupture détectée par au moins deux tests statistiques) ; **Couleur rouge** : rupture avérée (rupture détectée au moins par trois tests) indique donc une probabilité importante de rupture ou un événement de grande amplitude.

III.1.4.4 Indice standardisé pour le débit

Bassin du Cheliff



Bassin de la Medjerda

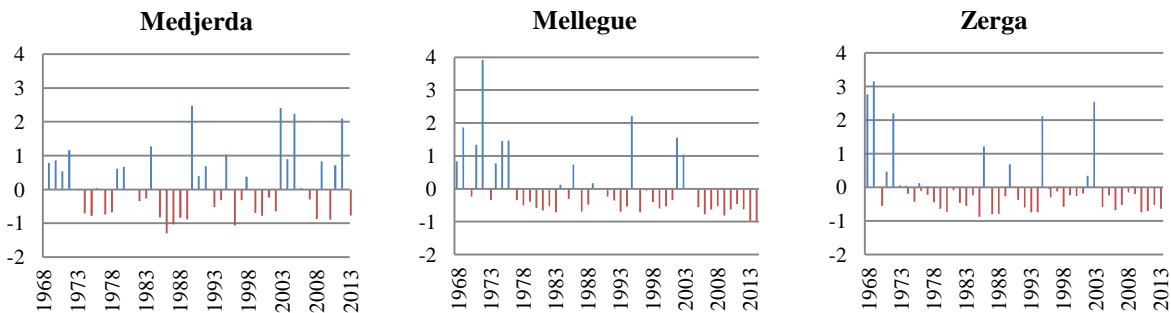


Figure III.6 : Indice standardisé moyen du débit annuel dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

III.1.4.4.1 Approche statistique : tests de détection des ruptures et tendances

Une forte variabilité des débits moyens annuels est observée dans toutes les stations de jaugeage du Cheliff et de la Medjerda. Des Changements importants sont détectés avec une tendance à la baisse des débits moyens dans le bassin du Cheliff avec une valeur maximale de z de -8,34 à la station Ch-g, et une valeur de z minimale de -0,0867 à la station de la Mina (Tableau III.7). Seule la station de la Mina montre une tendance à la baisse significative pour le test de Mann- Kendall (valeur $P < 0,1$) avec une rupture significative détectée vers 1986 par le test de Pettitt. Ces mêmes tests sont appliqués aux données de débit du bassin de la Medjerda sur la période 1968–2013. Ils ont révélé une tendance significative (valeur $P < 0,05$) avec des valeurs z maximales de - 0,6438 observées à la station de Mellegue et des valeurs z minimales de -0,3604 observées à la station Zerga, avec une rupture détectée au milieu des

années 1970 (tableau III.7). Seul le sous-bassin de la Medjerda présente une tendance à la baisse significative (valeur $P < 0,1$) avec une pente de $- 0,3604$ et une rupture détectée par le test de Pettitt vers 1984 (Tableau III.7). La réduction de débit est d'environ 61% en moyenne pour le bassin du Cheliff et de 43% en moyenne pour le bassin de la Medjerda.

Le débit au cours des années d'étude dans le bassin du Cheliff a connu des périodes excédentaires notamment de 1968 à 1980 et lors des années 1986, 1991 et 1995 avec un indice standardisé maximum (> 3). Des déficits plus accentués ont été enregistrés pour les autres années avec un indice standardisé maximum (> -1). Bien que le débit de certains cours d'eau a été supérieur à la moyenne au cours de la période 2008-2013. Le régime hydrologique de ce cours d'eau est très hétérogène d'une station hydrométrique à une autre à cause de l'emplacement de nombreux ouvrages construits sur son cours principal ou sur ses affluents.

Les résultats des débits dans le bassin de la Medjerda montrent une diminution remarquable à partir de la décennie 1970. Le débit a connu des périodes excédentaires différentes d'un bassin à l'autre.

Pour celles déficitaires, le bassin du Cheliff est le plus touché (Figure III.6), avec un indice maximal normalisé $> - 1$).

Les années excédentaires les plus remarquables sont les mêmes pour les deux bassins. Il concerne les années de 1968 à 1980, 1986 et 1995, avec diminution du débit avec quatre ans contre deux ans pour la Medjerda dans les années 1980, trois ans et un an pour la Medjerda dans les années 1990 et trois ans pour la Cheliff avec deux ans pour la Medjerda en 2000 (Figure III.6).

De nombreuses études ont également mis en évidence une réduction du ruissellement en Afrique du Nord et en Méditerranée occidentale (Bergaoui et Louati, 2010; Laborde et al., 2010; Singla et al., 2010; Zamrane et al., 2016; Belarbi et al., 2017; Hallouz et al., 2018). Ces observations sont cohérentes avec celles observées au Maroc par Singla et al. (2010); Zamranane et al. (2016) où le ruissellement mensuel et annuel au Maroc a révélé une diminution depuis la fin des années 1970 et le début des années 1980. Bergaoui et Louati (2010) ont montré, en Tunisie, que le déficit pluviométrique affecte le ruissellement fluvial et par conséquent les afflux de réservoirs. Il est probable que cette tendance à la baisse soit en partie due au changement climatique. De plus, Laborde et al. (2010) ont trouvé une diminution relative modérée des précipitations dans le nord de l'Algérie qui a eu un effet majeur sur le ruissellement de surface, une diminution de 15% des précipitations a entraîné une réduction de 40% du ruissellement.

Tableau III.7 : Résultats des tests statistiques sur les ruissèlements analysés sur le bassin du Cheliff et de la Medjerda. On fournit, la valeur p du test de Mann-Kendall et le Sen's slop de la tendance (+ si hausse, - si diminution). La dernière colonne contient la date probable de rupture du test de Pettitt

Sub-bassin	P. value	Sen's slop	Pettitt Test (date de rupture)
Bassin Cheliff			
Ouerk	< 0.0001 ^a	-2.2213	1985
Ch-b	< 0.0001 ^a	-1.152	1986
Ch-e	< 0.0001 ^a	-3.5588	1986
Ch-f	< 0.0001 ^a	-7.2138	1986
Ch-g	< 0.0001 ^a	-8.9478	1986
Mina	0.06678 ^b	-0.0867	1986
Bassin Medjerda			
Medjerda	0.0900 ^b	-0.3604	1984
Mellegue	0.0002 ^a	-0.6438	1976
Zergua	0.01065 ^a	-0.0416	1977

^aTendance statistiquement significative au seuil de 5% ; ^bTendance statistiquement significative au seuil de 10%

III.1.5 Coefficient d'écoulement

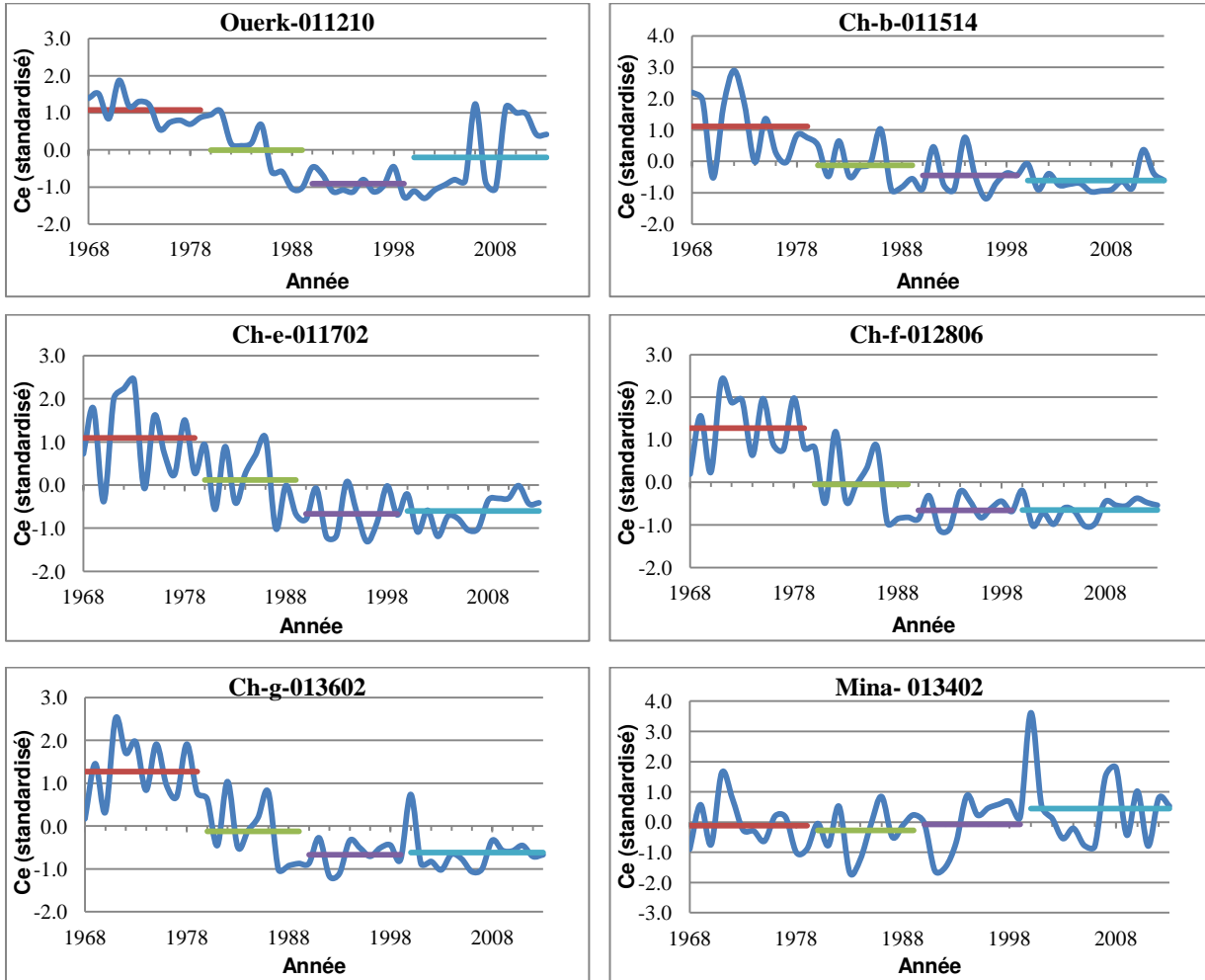
Le coefficient d'écoulement (CE) représente le ratio entre la quantité d'eau écoulee et la quantité d'eau précipitée pendant une période donnée et sur un bassin donné (Maurice 1929; Colin & Michel 1980 ; Mahé et al. 2010).

Est-ce que le bassin d'étude est touché par les deux changements climatique et anthropique ? Pour répondre à cette question, on va étudier ces coefficients tout en observant leur évolution dans le temps.

$$Ce = \frac{L}{P}$$

Les valeurs de coefficient d'écoulement annuel moyen (CE) sont très variables d'une décennie à une autre dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda (Figure III.7) (Tableau III.8). Les valeurs les plus élevées sont remarquées dans la décennie 70 et s'expliquent par les fortes précipitations durant cette période. La décennie 80 montre une diminution de ces coefficients pour la totalité des bassins. Cette baisse peut être mise en relation avec la baisse des précipitations. Dans la décennie 90, une baisse dans tous les sous bassins a été observée sauf pour celui du bassin de la Mina où l'on note une augmentation par rapport à 1980, pour la Medjerda l'ensemble des sous bassin est en hausse par rapport à la decenie 80. Durant la décennie 2000, on remarque une augmentation dans les sous bassins du Cheliff à l'exception de la station (Cheliff-b). Pour la Medjerda, deux bassins sont en regression alors que Zerga et en augmentation.

bassin du Cheliff



bassin de la Medjerda

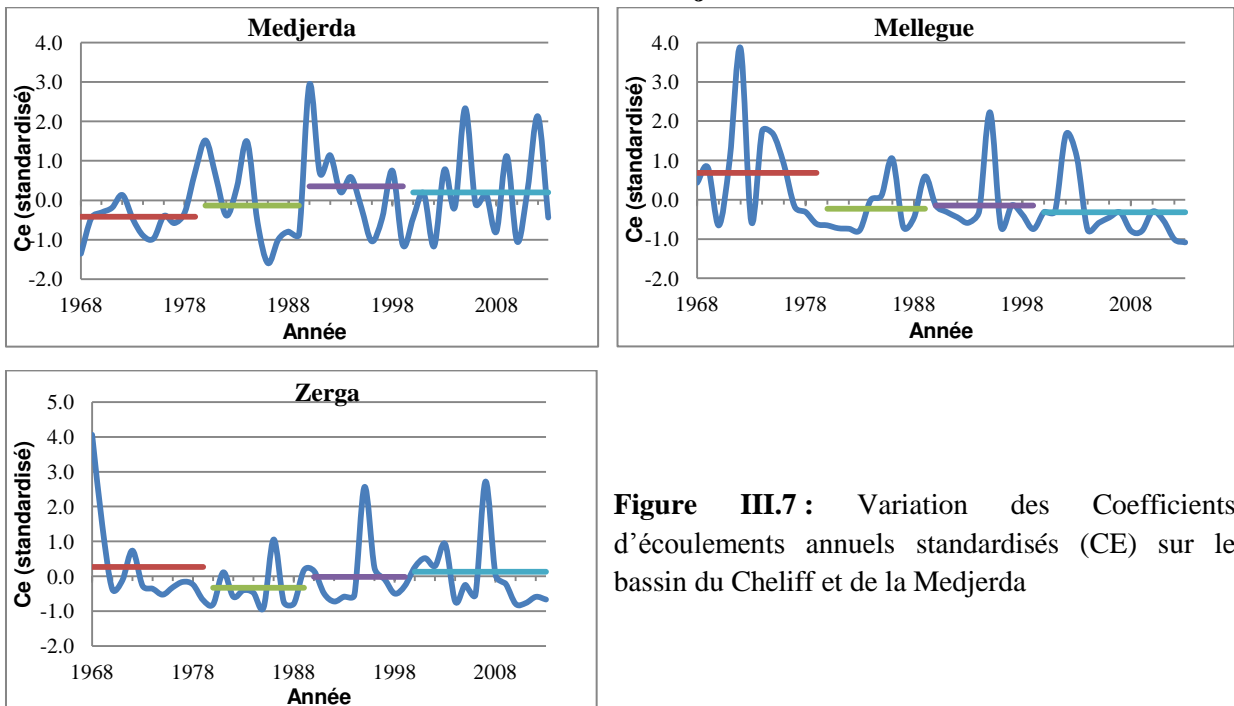


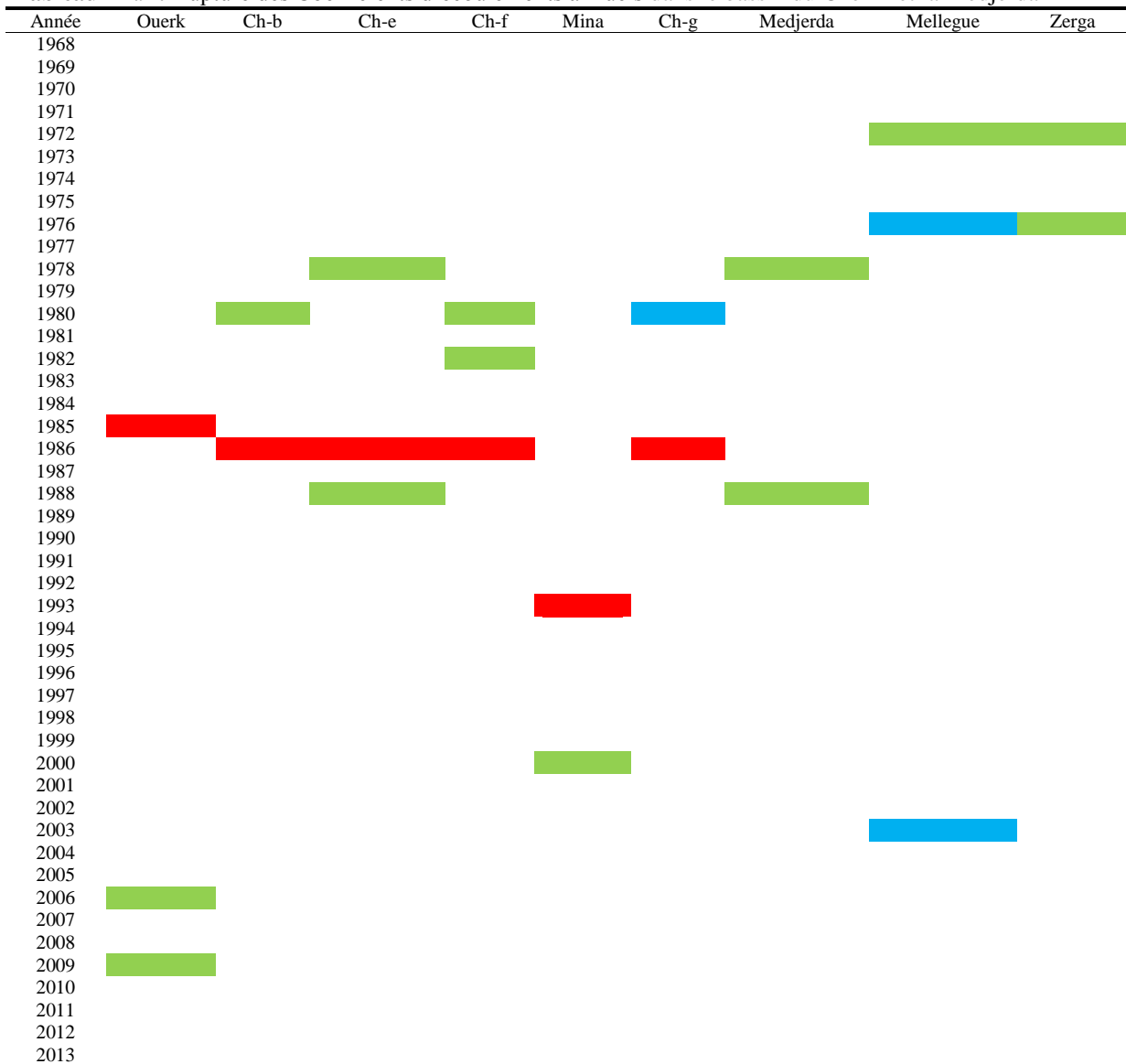
Figure III.7 : Variation des Coefficients d'écoulements annuels standardisés (CE) sur le bassin du Cheliff et de la Medjerda

Tableau III.8: Variation des coefficients d'écoulements annuels standardisés dans les décennies étudiées dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

Coefficient d'écoulement moyen Standardisé	Bassin du Cheliff						Bassin de la Medjerda		
	Décennie	Ouerk	Cheliff-b	Cheliff-e	Cheliff-f	Mina	Cheliff-g	Medjerda	Mellegue
1968-1979	1.08	1.11	1.09	1.27	-0.12	1.27	0.42	0.68	0.27
1980-1989	-0.01	-0.13	0.12	-0.05	-0.28	-0.12	-0.13	-0.23	-0.33
1990-1999	-0.91	-0.45	-0.67	-0.66	-0.08	-0.67	0.35	-0.15	-0.02
2000-2013	-0.2	-0.61	-0.6	-0.65	0.45	-0.62	0.2	-0.32	0.13

Les Coefficient d'écoulement annuels du bassin du Cheliff montrent une rupture probable en 1980 dans le Ch-g et avec une rupture averée en 1986 Tableau III.9. Pour la Medjerda, des ruptures probables en 1976 et 2003.

Tableau III.9 : Rupture des Coefficients d'écoulements annuels dans le bassin du Cheliff et la Medjerda



Case vide : aucune rupture probable détectée ; **Couleur verte** : rupture faible (rupture détectée par un seul test) indique une probabilité plus faible de rupture ou un événement de moindre amplitude. ; **Couleur bleu** : rupture averée probable (rupture détectée par au moins deux tests statistiques) ; **Couleur rouge** : rupture averée (rupture détectée au mois par trois tests) indique donc une probabilité importante de rupture ou un événement de grande amplitude.

III.1.5.1 Evolutions des écoulements Impact climatique ou anthropique ?

D'après les résultats obtenus par les tests de détection de rupture sur les débits et les coefficients d'écoulements, nous constatons une concordance avec les indices annuels pluviométriques dans les décennies 70-80.

Ce constat fait supposer que la diminution des écoulements sur les bassins d'étude, serait donc, due à une diminution globale des précipitations. Aussi, depuis 1978 de nombreux barrages ont été construits dans le bassin du Cheliff, 12 barrages parmi les 18 existants ont été mis en service entre 1978 et 2005.

Nous avons donc, vérifié si certaines dates de ruptures sur certains bassins versants concordaient avec les dates de construction des barrages.

En ce qui concerne les volumes cumulés annuels, nous remarquons 03 ruptures. Une rupture averée en 1986 et deux autres faibles en 1987 et en 2004 (Tableau III.10). Nous avons donc vérifié les dates de ruptures sur les volumes cumulés avec les dates de rupture des débits et coefficients d'écoulement.

Pour la rupture averée en 1986, cette date peut s'expliquer par la construction d'un nombre important des barrages (Tableau II.14), elle coïncide avec des ruptures probables dans les séries des débits (Tableau III.6), et du coefficient d'écoulement (Tableau III.9), et qui n'apparaît pas dans les séries pluviométriques (Tableaux III.1, III.2, III.3). Les barrages ont donc une influence directe sur le régime d'écoulement dans le bassin du Cheliff.

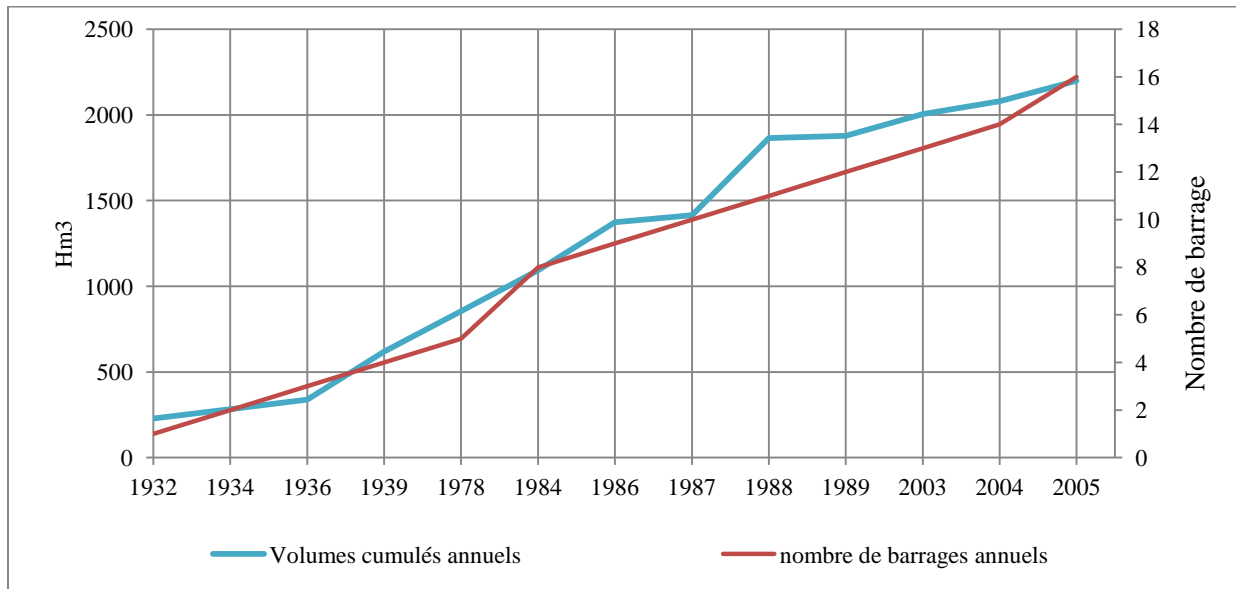


Figure III.8 : Graphique représentant les courbes de volumes cumulés annuels et le nombre des barrages dans le bassin du Cheliff.

Tableau III.10 : Détection des ruptures pour les volumes cumulés annuels des barrages dans le bassin du Cheliff

Stations	Buishand	Méthode non paramétrique Pettitt	Méthode Bayésienne de Leeet Heghinian	Segmentation Hubert
Volumes cumulés annuels	1986	1986	1986	1987, 2004

III.1.6 Conclusion

Les ruptures détectées dans les séries d'indices annuels des précipitations de différentes régions du bassin du Cheliff présentent moins d'occurrences que les séries de données ponctuelles observées pour chaque station.

En effet, les dates de ruptures détectées sur les séries observées indiquent probablement une variabilité climatique plus locale que régionale qui peut s'ajouter au signal régional.

Enfin, il est à noter une tendance à la diminution des précipitations au début des années 70, dans les deux bassins. De nombreuses ruptures faibles sont observées tandis que peu de ruptures très probables sont détectées.

D'après les résultats obtenus, nous constatons une concordance entre les dates détectées sur les indices annuels pluviométriques, débit, coefficient d'écoulement et les volumes cumulés annuels des barrages. Ce qui permet d'avancer que le bassin du Cheliff est touché par les changements climatiques et anthropiques.

Pour le bassin de la Medjerda on remarque que le coefficient d'écoulement dans le sous bassin de la Medjerda varie différemment aux deux autres sous bassins (Mellegue et Zerga), cette différence peut être expliquée par l'existence d'une influence anthropique (barrage Ain Dalia) sachant que la mise en service du barrage a été dans la décennie 80.

En conclusion, nous pouvons dire que les débits annuels sur les bassins versants étudiés, ont tendance à diminuer depuis le début des années 80.

Or, si on se réfère à la littérature, nous remarquons que les précipitations ont diminué en Algérie lors de ces mêmes périodes (Meddi 2001; Meddi et Hubert 2003; Sircoulon 1976 ; Taibi et al. 2013,2017).

Nous pouvons alors en déduire que la diminution de débits est due en première approche à une diminution des pluies dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda et également à la réalisation de nombreux barrages dans le bassin du Cheliff.

Chapitre III : Resultats et Discussions

III.2: Détermination des modes de variabilités des débits et pluviométriques par la méthode des ondelettes continues.

Chapitre III : Resultats et Discussions

III.2 : Détermination des modes de variabilités pluviométriques et des débits par la méthode des ondelettes continues

III.2.1 Détermination des modes de variabilités pluviométriques par la méthode des ondelettes continues

Contrairement à la transformée de Fourier, la transformée en ondelettes permet une localisation dans le temps de la variabilité d'un signal donné (Meyer et al. 1987 ; Morizet 2006). De plus, cette méthode permet de dépasser une seconde limitation de la transformée de Fourier, et facilite la détection des cycles (Morizet 2006). La description correcte des fluctuations, l'identification des « pics d'énergie » ou des « bandes d'énergie » recouvrant certaines échelles de temps, sont facilités par la transformée en ondelettes que ce soit pour des fluctuations périodiques ou non (Benner et al. 1999). Cette méthode constitue donc un outil particulièrement adapté à l'étude des variables non-stationnaires, comme les paramètres climatiques ou hydrologiques (Meyer et al. 1987, Larbat 2006 ; Andreo et al. 2006 ; Jemai et al. 2017 ; Turki et al. 2016 ; Li et al. 2020; Zhou et al. 2020)

Afin de mieux comprendre l'évolution temporelle de la variabilité hydrologique dans la région d'étude, la transformée en ondelettes continues est utilisée pour distinguer les éventuelles périodicités, ruptures ou discontinuités temporelles susceptibles d'affecter les séries de débits et de précipitations, signaux qui peuvent être très instationnaires (Morizet 2006). Les spectres en ondelettes sont réalisés sur des signaux débarrassés de leur tendance, et montrent la distribution de la puissance du signal au cours de la période d'étude.

Les analyses en ondelettes continues sont donc utilisées ici pour identifier les principaux modes de variabilité des débits et des précipitations au niveau des bassins du Cheliff et de la Medjerda avec leurs principaux affluents, ainsi que pour détecter d'éventuelles ruptures temporelles dans la structuration de cette variabilité.

III.2.1.1 Étude de la variabilité des pluies de 1968-2013

Dans cette partie, nous allons voir la variabilité de la pluviométrie situationnelles dans tous les sous-bassins étudiés. La période étudiée s'étend de 1968 à 2013. Pour toute cette durée, des bandes d'énergie multiples ont été observées sur le flux des spectres d'ondelettes dans les deux bassins Cheliff et Medjerda : 1 an, 2 ans, 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans (Figure III.9), (Tableau III.11).

a) Bassin du Cheliff

Deux périodes ont été notées : la première allant de 1968 à 1980 caractérisée par des bandes d'énergie de fort signal d'un an et de 8-16 ans, cependant la bande de 2 ans n'a été observée qu'au niveau de quelques bassins situés au sud et ouest du bassin du Cheliff (Figure III.9).

Pour la 2^{ème} période allant de 1980 à 2013, une alternance de périodes humides et sèches ont été observées la bande de 1 an, avec l'apparition du mode 2-4 ans et l'absence du mode de variabilité de 2 ans et de 8-16 ans (Figure III.9).

Pour la bande d'énergie d'un an, les hautes et basses énergies définissent successivement les périodes humides et sèches dans les bassins d'études. Le signal d'un an apparaît dans tous les sous bassins avec des périodes d'alternation très importantes et une diminution de l'énergie. Elle apparaît au maximum sept (07) fois entre 1968-2013. La distribution des bandes d'énergies illustre un point de changement clair dans la stationnarité lors de la décennie 70. Le bassin de la Mina situé à l'extrême ouest du bassin du Cheliff a été le plus affecté par la baisse de l'énergie (Figure III.9). L'absence totale de ce signal à partir de la décennie 90 confirme la réduction de la pluviométrie observée dans le Nord Ouest Algérien montrée par Meddi et al. (2002), Taibi et al. (2017) et dans l'Est Marocain par Zamrane et al. (2016).

La bande d'énergie de deux ans correspond à un fort signal dans le sud et l'ouest du bassin (sous bassin Ouerk et Mina). La bande d'énergie de 2 à 4 ans est observée dans la plus part des sous bassins avec de faibles intensités et une discontinuité après l'année 2000. La bande de variabilité 8-16 ans de fort signal est visible sur l'ensemble des sous bassins pour la première période allant de 1968 à 1980. Ce signal a disparu après cette date sauf pour la partie aride du bassin représenté par le bassin d'Ouark.

Pendant la période d'étude, trois discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries pluviométriques du bassin du Cheliff :

La première discontinuité visible durant la décennie 1970 est marquée par l'apparition des bandes de 1 an, 2 ans et 8-16 ans concordant avec Hasanean (2004) qui a montré que les cellules anticycloniques subtropicales sont caractérisées par une augmentation de pression depuis les années 1970, coïncidant avec la baisse des précipitations dans la Méditerranée occidentale. La deuxième discontinuité est visible durant la décennie 1980 avec l'apparition d'un nouveau mode à savoir 2 ans et l'interruption du mode de 8-16 ans. La troisième discontinuité est apparente durant la décennie 1990 qui a été marquée par l'apparition du

mode 2-4 ans. Cette discontinuité peut être mise en relation avec un très fort indice de NAO négatif en hiver (Ward et al. 1999).

b) Bassin de la Medjerda

Deux périodes ont été notées : la première allant de 1968 à 1980 caractérisée par des bandes d'énergie de fort signal d'un an et 2-4 ans, et de 8-16 ans (Figure III.9).

Pour la 2^{ème} période allant de 1980 à 2013, une alternance de périodes humides et sèches ; la bande de 1 an a été observée avec l'apparition d'un nouveau mode 4-8 ans et l'absence du mode de variabilité de 8-16 ans (Figure III.9).

La bande d'énergie de 2 à 4 ans est constatée dans la plus part des sous bassins avec de faibles intensités et une discontinuité après l'année 2000, sauf pour le bassin de Zerga situé dans le sud du bassin. La bande de variabilité 8-16 ans de fort signal est visible sur l'ensemble des sous bassins pour la première période (1968 à 1980). Ce signal a disparu après cette date.

Sur la durée de la période étudiée, trois discontinuités majeures ont été relevées à partir du spectre d'ondelette dans les séries pluviométriques du bassin de la Medjerda :

La première discontinuité est visible durant la décennie 1970 qui est marquée par l'apparition des bandes de 1 an 8-16 ans et parfois 2-4 ans.

La deuxième discontinuité n'est visible que pendant la décennie 1980 avec l'apparition du mode 1 an avec un fort signal et l'interruption du mode de 8-16 ans dans quelque sous bassins.

La troisième discontinuité est apparente lors de la décennie 1990-2000 marquée par l'apparition d'un nouveau mode à savoir 4-8 ans.

Les résultats obtenus montrent une variabilité et une hétérogénéité des pluies assez importante dans les deux bassins du Cheliff et de la Medjerda. Différents signaux ont été observés : 1 an, 2 ans 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans. Ces résultats corroborent avec ceux trouvés au Maroc par Zamrane et al. (2016), en Tunisie (Jemai et al. 2017 et Kotti et al. 2016) et dans la partie centrale de l'Algérie (Turki et al. 2016).

Bassin du Cheliff

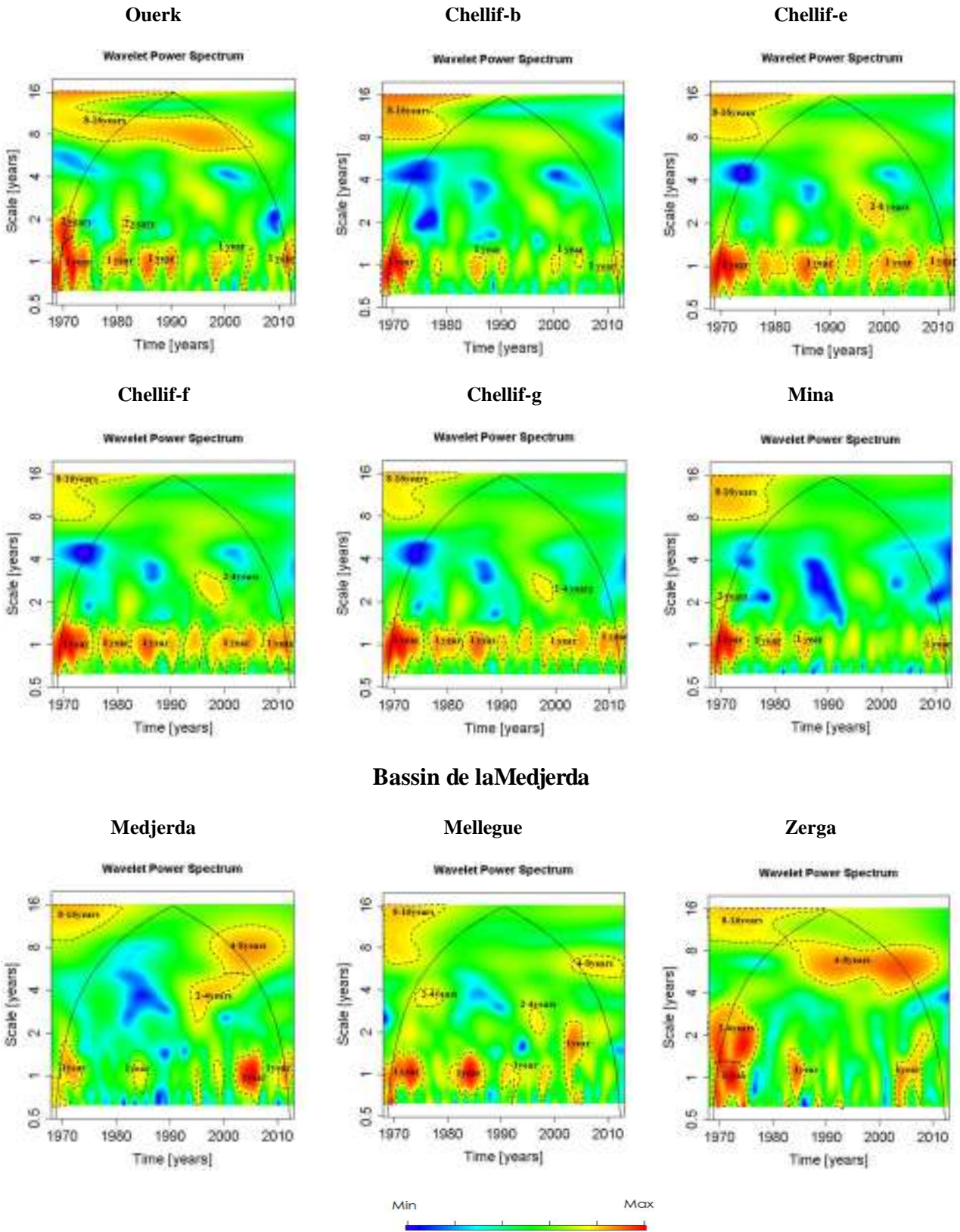


Figure III.9 : Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

Tableau III.11 : La variation temporelle des modes de variabilité des précipitations, extraite de l'analyse en ondelettes continue, au sous-bassin de Cheliff et Medjerda

sous-bassin	1 an	2 ans	2-4 ans	4-8 ans	8-16 ans
Cheliff basin					
Ouerk	1968-1976; Une succession d'années humides et sèches jusqu'à 2013	1968-1972; 1980-1981	-	-	1968-2005
Chellif-b	1968-1976 ; Une succession d'années humides et sèches jusqu'à 2013	-	-	-	1968-1980
Chellif-e	1968-1976 ; Une succession d'années humides et sèches jusqu'à 2013	-	1995-2000	-	1968-1980
Chellif-f	1968-1976 ; Une succession d'années humides et sèches jusqu'à 2013	-	1995-2000	-	1968-1980
Chellif-g	1968-1976 ; Une succession d'années humides et sèches jusqu'à 2013	-	1995-2000	-	1968-1980
Mina	1968-1973; 1980; 1987;2008-2013	1970	-	-	1968-1980
Medjerda basin					
Medjerda	1968-1976;1982-1984;1995; 1999; 2003-2006;2010-2013	-	1995-2000	1995-2010	1968-1980
Mellegue	1968-1976;1980-1988;1990-1992; 1997-1999;2003-2006	-	1973-1976; 1995-2000	2003-2010	1968-1980
Zerga	1968-1976;1980-1988;1992; 2003-2010	-	1968-1976	1984-2010	1968-1990

III.2.1.2 Étude de la variabilité des débits de 1968-2013

Le spectre d'ondelettes des débits dans le Cheliff et de la Medjerda (Figure III.10) présente plusieurs bandes de fréquences, de l'annuelle aux fréquences interannuelles fortement puissantes. Nous identifions : (Tableau III.12)

a) Bassin du Chélif

Les mêmes bandes d'énergie que celles des séries pluviométriques sont apparentes dans les sous bassins du Cheliff (celles d'un an, de 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et de 8 à 16 ans). Celles ci se retrouvent dans leur majorité et n'apparaissent pas toujours lors de la même période.

Deux périodes sont également constatées comme pour la pluviométrie :

La première s'étale entre 1968 et mi-1980 et elle est caractérisée par des bandes d'énergie de fort signal d'un (01) an et de 2-4 ans dans la plupart des sous bassins ainsi que 8-16 ans pour l'ensemble des bassins.

La deuxième période commence de la mi-1980 à 2013. Elle présente une apparition du mode 2-4 ans dans les sous bassins d'Ouerk et l'apparition des modes 1 an, 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans dans la Mina. On constate l'absence du mode de variabilité de 1 an de 2-4 ans et de 8-16 ans dans le reste du bassin du Chélif (Figure III.10). Cette baisse de débit est en relation avec la baisse des précipitations accentuée par la construction de barrages dans la 2^{ème} période (mi-80-2013) également responsables de cette diminution des débits dans les cours d'eau telque précisé par Chaponnière and Smakhtin (2006).

Cependant, il y a lieu de signaler que la partie nord-est présente une baisse hydrométrique importante comparée à la partie ouest qui est caractérisée par des apports atmosphériques faibles. Cette anomalie est certainement due à l'effet anthropique (barrages, déforestation,...) ainsi qu'à l'état morphologique du terrain qui a une influence directe sur le régime de l'écoulement (Oued Cheliff et oued Mina).

La bande d'un an de fort signal apparaît dans tous les sous bassins avec une perte importante à partir de la décennie 70, prouvant le lien direct entre les données pluviométriques et hydrométriques. En ce qui concerne la bande de deux ans qui apparaît dans un seul sous bassin du Cheliff-g. La bande de 2-4 ans existe au niveau de quelques bassins. La bande de 2-4 ans est présentée dans la plupart des sous bassins sauf dans ceux du nord. Une bande de 4-8 ans apparaît uniquement dans le sous bassin Mina situé à l'ouest. La bande de 8-16 ans de fort signal est observée dans le bassin du Chélif dans sa totalité.

Pendant la période d'étude deux discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries des débits :

La première discontinuité est visible durant la décennie 1970 marquée par l'apparition des modes d'énergies de 1 an, 2-4 ans et 8-16 ans.

La deuxième discontinuité est visible durant l'année 1986 marquée par l'interruption de mode de variabilité 8-16 et l'apparition du mode 1 an.

b) Bassin de la Medjerda

La bande d'un an de fort signal apparaît dans tous les sous bassins avec une perte importante à partir de la décennie 70 ; elle est apparue 6 fois au maximum (Figure III.10).

En ce qui concerne les bandes de 2-4 ans et de 4-8 ans, elles apparaissent au niveau de l'ensemble des sous bassins aux maximums 2 fois. La bande de 8-16 ans de fort signal est observée dans la totalité du bassin de la Medjerda.

Pendant la période d'étude, trois discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries des débits du bassin de la Medjerda :

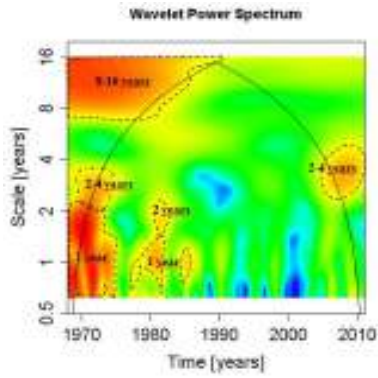
La première discontinuité est visible durant la décennie 1970 marquée par l'apparition des modes d'énergies de 1 an, 2-4 ans et 8-16 ans.

La deuxième discontinuité est observée durant l'année 1986 marquée par l'apparition de nouveau mode de variabilité 4-8 ans.

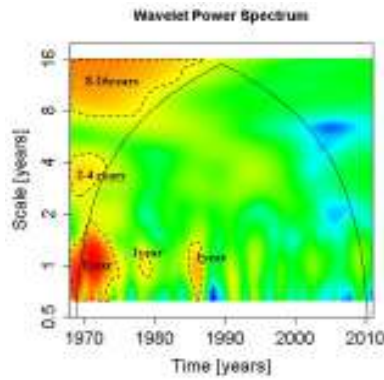
La troisième discontinuité est visible pendant la décennie 2000 marquée par l'apparition des modes de variabilité 1 an, 2-4 et 4-8 ans et l'absence du signal 8-16 ans.

Bassin du Cheliff

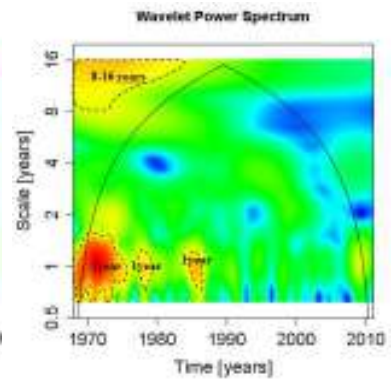
Ouerk



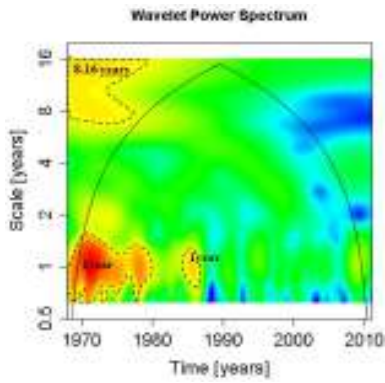
Cheliff-b



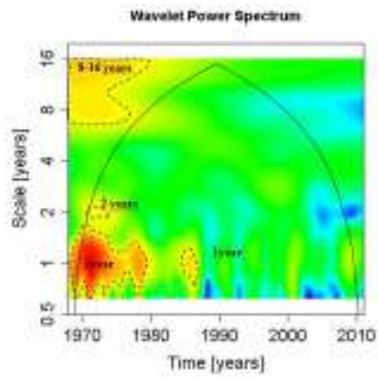
Cheliff-e



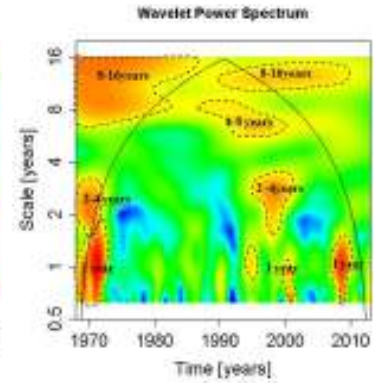
Cheliff-f



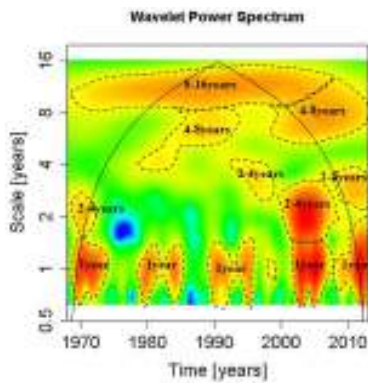
Cheliff-g



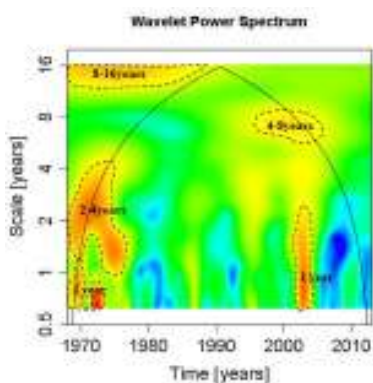
Mina



Medjerda



**Bassin de la Medjerda
Mellegue**



Zerga

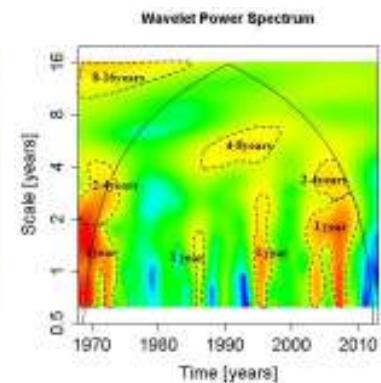


Figure III.10 : Spectres de l'analyse en ondelettes continues des débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

Tableau III.12 : Récapitulatif de la variation temporelle de la variabilité du ruissellement, extraite de l'analyse en ondelettes continue, au sous-bassin de Cheliff et Medjerda

sous-bassins	1 an	2 ans	2-4 ans	4-8 ans	8-16 ans
bassin Cheliff					
Ouerk	1968-mi70; 1980;1986	1980	1968-mi70 ; mi2000-2010	-	1968-1990
Chellif-b	1968-mi70, 1980, 1986	-	1968-1970	-	1968-1980
Chellif-e	1968-1980; 1986	-	-	-	1968-1980
Chellif-f	1968-1980;1986	-	-	-	1968-mi1980
Chellif-g	1968-1980;1986	1971-1973	-	-	1968-mi1980
Mina	1968-1970; 1995; 2000-2003; 2008-2010	-	1968-1970; mi1990-2000	mi1980-2000	1968-2013
bassin Medjerda					
Medjerda	1968-1973, Périodes alternées	-	1968-1972 ; 1990-2013	1980-1990; 1995 -2013	1968-2013
Mellegue	1968-1973;2003	-	1968-1976	1990-mi2000	1968-1990
Zerga	1968-1973;1986;1995;2003-2008	-	1968-mi1970; 2003-2010	1986-2000	1968-1980

III.2.1.3 Détermination de l'origine des modes de variabilité des débits de la zone d'étude : Comparaison avec les pluies

Afin de déterminer l'origine de la structuration de la variabilité des débits, les principaux modes de variabilité observés sont en première approche, comparés à ceux observés dans les précipitations. Cette comparaison doit permettre dans un premier temps de savoir si les modes observés sont d'origine climatique, et par opposition, d'origine interne aux bassins versants (milieu physique). La caractérisation et l'identification par la méthode des ondelettes des principaux modes de variabilité des pluies et débits, permettra donc, de comparer la structuration de la variabilité des précipitations avec celle des débits.

Les résultats obtenus de l'analyse par ondelettes montrent trois discontinuités dans les années 1970, 1980 et 1990. L'analyse par ondelettes montre des bandes d'énergie communes dans la première période entre les précipitations et les débits des cours d'eau, à échelle annuelle et decennale de 8 à 16 ans. Elles ont été identifiées entre les pluies et les débits pour tous les sous bassins de la Medjerda et du Cheliff surtout de 1968 à 1980, après une discontinuité de ce signal apparaît dans la majorité des sous bassins. Le mode de 4-8 ans est observé seulement dans l'ensemble des sous bassins de la Medjerda. Le signal est observé dans le bassin de la Medjerda pour le débit pendant la deuxième et la troisième périodes et pour les précipitations pendant la troisième période (Tableau III.13).

Pour le bassin du Cheliff, seul le débit du bassin de la Mina montre une apparition de ce signal dans la deuxième et la troisième périodes.

Le mode 2-4 ans est observé dans l'ensemble des sous bassins de la Medjerda pour le débit et pour la pluviométrie dans la première et la troisième périodes. Par contre, ce mode n'apparaît pas pour les deux variables climatique et hydrométrique en même temps pour le bassin du Cheliff. Ce mode apparaît pendant la première et la troisième périodes pour le débit et seulement pendant la deuxième période pour les précipitations (Tableau III.13).

Le mode 2 ans caractérise le sous bassin Ourek, situé dans le sud du bassin du Cheliff, il est observé pendant la première période pour le débit et la pluie.

Il existe une bonne corrélation entre les bandes de 1 an et de 8 à 16 ans relatives aux débits et pluies dans la majorité des sous bassins pour la période allant de 1968 à 1980. Pour la période de 1985 à 2013, la bande 8-16 ans disparaît des deux bassins à l'exception de la partie ouest du bassin du Cheliff (sous bassin de la Mina) et de la partie Nord du bassin de la Medjerda (Figure III.9 et III.10). Ce changement est peut-être dû à l'influence anthropique (barrage Bakhadda pour le Mina) et (barrage Ain Dallia pour la Medjerda).

Les résultats obtenus à partir des analyses en ondelettes continues ont montré l'existence de certaines relations entre les modes observés dans les débits et les précipitations sur la zone d'étude avec toutefois quelques différences. Il serait intéressant de pouvoir caractériser plus précisément la variabilité commune (ou différente) entre ces deux paramètres, et surtout de pouvoir estimer l'impact des modes de variabilité des précipitations sur la variabilité des débits. En cette perspective, l'analyse de la cohérence par ondelettes permet de caractériser le degré de linéarité entre deux processus, à différents niveaux d'échelles, au cours du temps.

L'analyse de la cohérence entre la variabilité des débits et des précipitations est montrée sur la (Figure III.11) pour chaque bassin versant.

La variabilité des débits montre globalement une forte cohérence avec les précipitations observées. On notera toutefois des pertes de cohérences (signifiées en bleu sur les spectres) aux échelles interannuelles, observées dans les bassins d'étude (Figure III.11).

Ces pertes (ou diminutions) de cohérence peuvent être dues aux données choisies elles mêmes, ou dues à d'autres facteurs d'origines diverses (physiographie des bassins, impact anthropique, autres composantes du cycle de l'eau, autres facteurs climatiques...). Il sera donc nécessaire d'approfondir ces résultats ultérieurement afin de déterminer l'origine de ces différences. La forte cohérence observée entre la variabilité des débits et des précipitations suggère une influence de la variabilité du climat sur la réponse hydrologique de la région d'étude. Cette influence peut être estimée globalement en calculant la cohérence moyenne débits/précipitations sur la période de temps (Tableau III.14).

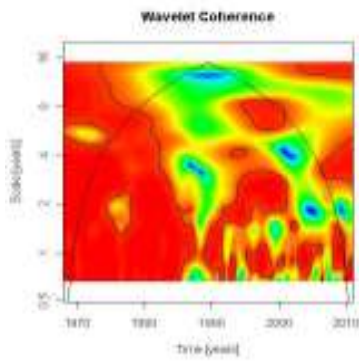
Tableau III.13 : Comparaison entre les précipitations et les débits, au sous-bassin du Cheliff et de la Medjerda

sous-bassins	Pluie					Débit				
	1 an	2 ans	2-4 ans	4-8 ans	8-16ans	1 an	2 ans	2-4 ans	4-8ans	8-16 ans
bassin Cheliff										
Ouerk	1968-1976; succession des années humides et seches	1968-1972 ;1980-1981	-	-	1968-2005	1968-mi70, 1980,1986	1980	1968-mi70 ; mi2000-2010	-	1968-mi1990
Chellif-b	1968-1976 ; succession des années humides et seches	-	-	-	1968-1980	1968-mi70 , 1980, 1986	-	1968-1970	-	1968-mi1980
Chellif-e	1968-1976 ; succession des années humides et seches	-	1995-2000	-	1968-1980	1968-1980; 1986	-	-	-	1968-1980
Chellif-f	1968-1976; succession des années humides et seches	-	1995-2000	-	1968-1980	1968-1980; 1986	-	-	-	1968-mi1980
Chellif-g	1968-1976; succession des années humides et seches	-	1995-2000	-	1968-1980	1968-1980; 1986	1971-1973	-	-	1968-mi1980
Mina	1968-1973;1980 ;1987;2008-2013	1970	-	-	1968-1980	1968-1970;1995; 2000-2003; 2008-2010	-	1968-1970 ;mi1990-2000	mi1980-2000	1968-2013
bassin Medjerda										
Medjerda	1968-1976;1982-1984;1995-2000; 2003-2006;2010-2013	-	1995-2000	1995-2010	1968-1980	1968-1973, succession humides et sèches	-	1968-1972 ; 1990-2013	80-mi1990 ;1995-2013	1968-2013
Mellegue	1968-1976;1980-1988;1990-1992; 1997-1999;2003-2006	-	1973-1976; 1995-2000	2003-2010	1968-1980	1968-1973; 2003	-	1968-1976	1990-mi2000	1968-1990
Zerga	1968-1976;1980-1988;1990-1992; 2003-2010	-	1968-1976	1984-2010	1968-1990	1968-1973; 1986; 1995; 2003-2008	-	1968-mi 1970 ; 2003-2010	1986-2000	1968-1980

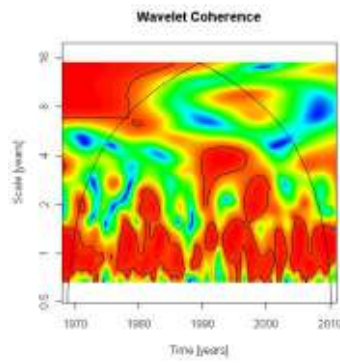
Vert presence du singal dans les deux(pluie et debit); **rouge** absence du singal dans les deux; **jaune** presence du singal dans l'un des deux; **bleu** presence du signal mais avec des periode differente.

Bassin Cheliff

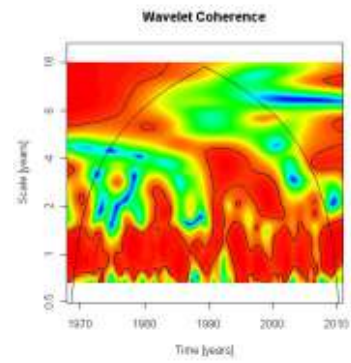
Ouerk



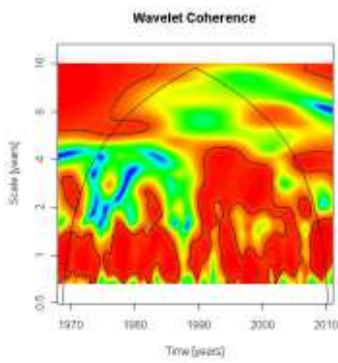
Cheliff-b



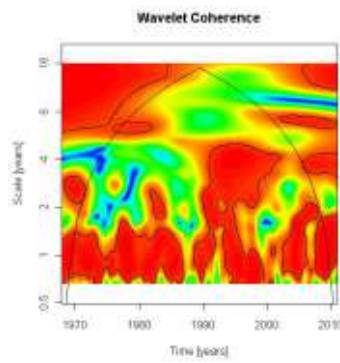
Cheliff-e



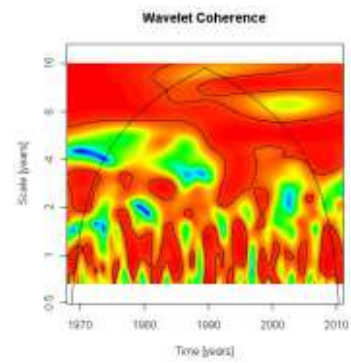
Cheliff-f



Cheliff-g

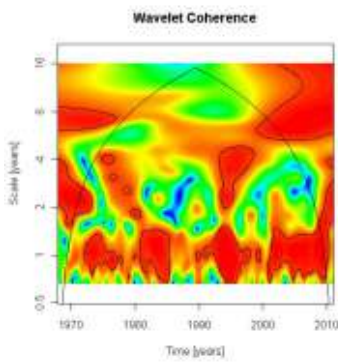


Mina

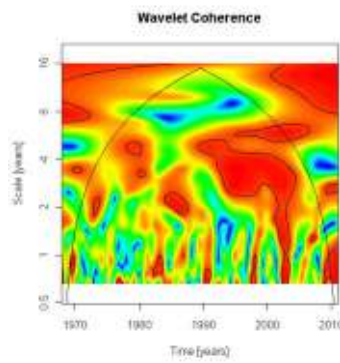


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

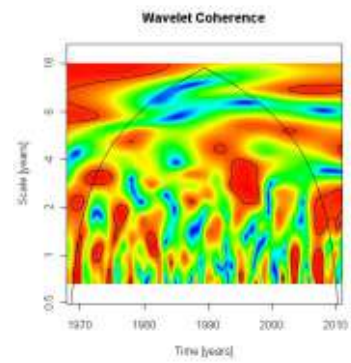


Figure III.11 : Spectres locaux de l'analyse de la cohérence des débits/précipitations par ondelettes sur les bassins du Cheliff et de la Medjerda

Tableau III.14 : Quantification des relations entre débits et précipitation à l'échelle du bassin versant du Cheliff et de la Medjerda

Bassin	Station	Variabilité totale
Cheliff	Ouerk	83%
	Cheliff-b	72%
	Cheliff-e	76%
	Cheliff-f	79%
	Cheliff-g	78%
	Mina	85%
	Medjerda	76%
Medjerda	Mellegue	76%
	Zerga	70%

Les résultats indiquent l'existence d'une très forte cohérence entre la variabilité des débits et des précipitations dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda, dans le Cheliff allant de 72% au minimum pour Cheliff-b jusqu'à 85% au maximum pour la Mina, et dans la Medjerda allant de 70% au minimum pour Zerga jusqu'à 76% au maximum pour la Medjerda et le Mellegue. Malgré les pertes de cohérences ponctuellement observées, il apparaît que la variabilité des débits est fortement influencée par une variabilité d'origine climatique. Autrement dit, seulement 15% à 30% (en fonction des bassins) de la variabilité observée dans les débits ne sont pas directement reliées aux variations de précipitations (ce qui n'implique pas nécessairement que ce ne soit pas d'origine climatique, d'autres facteurs comme la température ou l'évapotranspiration peuvent également influencer la réponse hydrologique). Comme suggéré par les spectres locaux des analyses en ondelettes continues, les principaux modes de variabilité sont faiblement similaires entre les débits et les précipitations, que ce soit en termes de fréquence, d'occurrence temporelle ou d'amplitude. Ces différences peuvent être imputées à plusieurs facteurs (structuration propres des signaux...), ou encore par d'autres facteurs internes aux bassins (occupation des sols, constructions de barrages et réservoirs...).

III.2.2 Conclusion

Des fluctuations communes sont enregistrées dans tous les sous bassins pour les précipitations moyennes, avec en outre, une variabilité de fréquence de 1 an et 8-16 ans identifiées dans tous les sous-bassins tout le long de la série chronologique.

Des fluctuations interannuelles (2-4 ans et 4-8 ans) apparaissent dans tous les sous bassins de la Medjerda à des décennies différentes, ce qui n'est pas le cas dans le bassin du Cheliff où l'on ne retrouve pas le signal 4-8 ans et où la fluctuation 2-4 ans n'apparaît que dans quelque sous- bassins.

Les mêmes bandes d'énergie dans les séries des débits que des séries pluviométriques sont apparentes dans les sous bassins d'études (celles d'un an, de 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et de 8 à 16 ans).

La variabilité des pluies in situ est assez importante et trop hétérogène, trois principales discontinuités apparaissent sur le spectre d'ondelettes locales:

1. Une première discontinuité est visible autour de 1970 ;
2. Une seconde discontinuité est visible autour de 1980 ;
3. Une troisième discontinuité peut être observée vers 1990.

Pendant la période d'étude, des discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries des débits du bassin du Cheliff (1970 et 1986) et dans le bassin de la Medjerda (1970,1986 et pendant la décennie 2000).

Les résultats indiquent l'existence d'une très forte cohérence entre la variabilité des débits et des précipitations dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda, il apparaît que la variabilité des débits est fortement influencée par une variabilité d'origine climatique (pluie). Autrement dit, seulement 15% à 30% (en fonction des bassins) de la variabilité observée dans les débits ne sont pas directement reliées aux variations de précipitations. Cette variabilité est peut-être dû à l'influence anthropique.

Chapitre III :
Resultats et Discussions

***III.3 : Apport de la coherence par ondelettes continues pour
determiner les liens entre indices climatiques, pluies et debits***

Chapitre III : Resultats et Discussions

III.3 : Apport de la coherence par ondelettes continues pour determiner les liens entre indices climatiques, pluies et debits

Les signaux de précipitations et de débits sont marqués par des structures annuelles et interannuelles à la fois en termes de fréquences et de périodes d'occurrences de ces modes. Puisque ces modes d'oscillations sont présents à la fois dans les débits et dans les précipitations, ils peuvent être liés à des fluctuations climatiques. Nous choisissons ici d'envisager ces fluctuations au moyen de quatre indices climatiques, la NAO (Oscillation Nord-Atlantique), le SOI (Oscillation Australe), le WeMOi (Western Mediterranean Oscillation Index). Ces indices climatiques ayant un impact reconnu sur les États-Unis et sur l'Europe et influencent le climat méditerranéen de l'Afrique du Nord (Hurrell et al. 2001 ; Cullen et al. 2002; Di Mauro 2008; Zamrane et al. 2016; Turki et al. 2016; Jemai et al. 2017; Coulibaly et Burn, 2004; Coulibaly 2006; Massei et al. 2007, 2009, 2011). Taïbi (2014) a introduit un nouvel indice N-A (Indice Algérien) qui caractérise le Nord Algérien. Cet indice se calcule à partir de deux stations pluviométriques situées dans les deux extrémités Est et Ouest du Nord de l'Algérie et a une influence sur le Nord Algérien.

Bien que la variabilité de la réponse hydrologique soit liée à une tendance générale (structurée), il reste important de pouvoir distinguer si ces variations sont connectées à des phénomènes de plus larges ampleurs spatiales et temporelles, ou s'ils sont seulement une expression des effets locaux. Plusieurs études ont relié les variations hydrologiques (débits des rivières, précipitations) aux fluctuations du climat (Coulibaly 2006; Coulibaly et Burn 2004; Collins 2009; Labat 2006, 2008; Massei et al. 2007, 2009, 2011; Labat 2010; Zemrane et al. 2016, Li et al. 2020; Zhou et al. 2020) dans le but de comprendre les changements abrupts, les fluctuations et les tendances observées. À titre d'exemple, Labat (2006, 2008, 2010) a identifié les fluctuations récentes du cycle hydrologique de surface dans les débits de plusieurs grands fleuves mondiaux, en relation avec les principaux modes de variabilité du climat (ENSO, NAO, PDO). À l'échelle de l'Amérique du Nord, des fluctuations sont également détectées dans la variabilité interannuelle des débits et des précipitations du Canada (Coulibaly et Burn 2004 ; Coulibaly 2006), en relation avec l'ENSO, la NAO, la NAM et la PNA.

Les principaux indices climatiques discutés et qui seront également utilisés au cours de cette partie sont présentés sur la figure III.12.

III.3.1 Utilisation de la cohérence par ondelette pour déterminer les liens entre indices climatiques, pluie et débit

III.3.1.1 Identification de la variabilité des indices climatiques par ondelette

Pour chaque indice climatique, une description des principaux modes de variabilité est proposée pour une échelle de temps allant de 1968-2013, la significativité statistique ; ainsi que la caractérisation des non stationnarités de ces modes.

III.3.1.1.1 Identification des modes de variabilité des fluctuations du climat

a) NAO

Le NAO est affecté par plusieurs discontinuités temporelles dans sa composition spectrale pour les années de 1968 à 2013. Le NAO (Figure III.12) est légèrement dominé par la fluctuation de basse fréquence de l'échelle multi décennale (8-16 ans). Les fluctuations d'échelle interannuelle (2-4 ans, 4-8 ans) s'organisent différemment au cours du temps avec une apparition de quatre fois pour la bande 2-4 ans et une fois pour la bande 4-8 ans. La fluctuation annuelle d'un an est la fluctuation la plus dominante, elle apparaît cinq fois (figure III.12), les résultats trouvés corroborent avec ceux trouvés par Zamrane et al. au Maroc (2016). Le NAO affiche plusieurs caractéristiques non stationnaires (Appenzeller et al. 1998; Higuchi et al. 1999) qui peuvent être facilement détectées à l'aide d'analyses en ondelettes continues, spécialement conçues pour l'étude des signaux non stationnaires Massei et al. (2007).

Pendant la période d'étude 1968-2013, trois discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans le NAO :

-La première discontinuité est visible dans la décennie 1970. Elle a été marquée par l'apparition des bandes de 1 an, 2-4 ans et 4-8 ans. Un changement majeur, donc, a été signalé dans la décennie 70. Selon Massei et al. (2011), cette discontinuité concerne l'ensemble des indices climatiques. Il est considéré comme une période majeure du climat observé dans plusieurs domaines (Alheit and Niquen 2004 ; Alexander et al. 2008 ; Zamrane et al. 2016 ; Turki et al. 2016). L'indice NAO était négatif, cela s'est donc, probablement manifesté par une année très pluvieuse dans le bassin méditerranéen.

-La deuxième discontinuité est visible durant la décennie 1980 marquée par l'interruption de mode de variabilité 1an et l'apparition de 2-4 ans. Depuis 1980, le NAO a eu tendance à rester dans une phase extrême.

-La troisième discontinuité est visible durant la décennie 1990 marquée par l'apparition d'un nouveau mode de variabilité de 8-16 ans, et la présence des modes de variabilités 1an et 2-4 ans. Hurrell et Van Loon (1997), Hurrell et al. (2001) ont trouvé, durant les dernières

décennies, que l'indice NAO s'est régulièrement renforcé avec une augmentation de son indice bas avec un maximum historique qui a été enregistré durant les années 1990. En conséquence, le NAO a été introduit dans le débat sur le réchauffement climatique avec la recherche de mécanismes qui pourrait résoudre dans quelle mesure cette tendance est une combinaison de facteurs anthropiques perturbation et variabilité naturelle (Hoerling et al. 2001).

Les trois discontinuités trouvées ont été également observées par Rossi et al. (2009) sur le Mississippi (USA) et il a montré la présence des discontinuités autour des années 1970 et 1980. Par contre, Massei et al. (2009) ont identifiées d'autres discontinuités durant la période allant de 1970 à 1990 dans le Colorado. Ainsi que trois discontinuités ont été observées dans les années 1980, 1990 et 2000 au Maroc par Zamrane et al. (2016).

b) SOI

Le SOI est affecté par plusieurs discontinuités temporelles dans sa composition spectrale pour les années allant de 1968 à 2013. Le SOI (Figure III.12) est dominé par une fluctuation de basse fréquence de l'échelle décennale (8-16 ans). Les fluctuations d'échelle interannuelle (2-4 ans, 2-8 ans) s'organisent différemment au cours du temps avec l'apparition d'une fois pour la bande 2-4 ans et une fois pour la bande 4-8 ans avec absence totale de la fluctuation annuelle d'un an (Figure III.12). Une seule discontinuité trouvée autour de la décennie 2000. Elle a été marquée par l'apparition de la bande 2-4 ans, et l'atténuation du signal 2-8 ans.

Les modes de variabilité détectés sont tous significatifs à un niveau de confiance de 90%. De plus, certains de ces modes correspondent aux fluctuations inter-annuelles composant et caractérisant le SOI, en particulier, la bande d'énergie à 2-8 ans (Torrence and Compo 1998).

c) WeMOi

Le WeMOi est affecté par plusieurs discontinuités temporelles dans sa composition spectrale pour les années de 1968 à 2013. Le WeMOi (Figure III.12) est dominé par la fluctuation de basse fréquence de l'échelle décennale (8-16 ans) sur toute le période d'étude. Les fluctuations d'échelle interannuelle (2-4 ans) s'organisent au cours du temps avec une apparition d'une seule fois dans la décennie 70 après elle a disparu. La fluctuation annuelle d'un an est la fluctuation la plus dominante, elle apparait huit fois (Figure III.12).

Le WeMOi affiche plusieurs caractéristiques non stationnaires (Appenzeller et al. 1998, Higuchi et al. 1999) qui peuvent être facilement détectées à l'aide d'analyses en ondelettes continues, spécialement conçues pour l'étude des signaux non stationnaires Massei et al. (2007).

Pendant la période d'étude 1968-2013, quatre discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans le WeMOi :

-La première discontinuité est visible dans la décennie 1970. Elle a été marquée par l'apparition des bandes de 1 an, 2-4 ans et 8-16 ans. Un changement majeur donc, a été signalé dans la décennie 70. Selon Massei et al. (2011) ; Zamrane et al. (2016); Turki et al. (2016), cette discontinuité concerne l'ensemble des indices climatiques. Elle est considérée comme une période majeure du climat observé dans plusieurs régions (Alexander et al. 2008 ; Alheit and Niquen 2004; Zamrane et al. 2016; Turki et al. 2016).

-La deuxième discontinuité est visible durant la décennie 1980 marquée par l'interruption de mode de variabilité 1 an et de 2-4 ans.

-La troisième et la quatrième discontinuité sont visibles durant les décennies 1990 et 2000 marquées par l'interruption de mode de variabilité de 1 an.

d) N-A

Le N-A est affecté par plusieurs discontinuités temporelles dans sa composition spectrale pour les années de 1968 à 2013. Le N-A (Figure III.12) est dominé par la fluctuation de basse fréquence, de l'échelle décennale (8-16 ans) sur toute la période. Les fluctuations d'échelle interannuelle (2 ans, 2-4 ans) s'organisent différemment avec apparition de deux fois pour la bande 2-4 ans et une fois pour la bande 2 ans. La fluctuation annuelle d'un an est la fluctuation la plus dominante avec huit (08) apparitions (Figure III.12).

Pendant la période d'étude 1968-2013 trois discontinuités majeure sont été observées à partir du spectre d'ondelette dans le N-A :

-La première discontinuité est visible dans la décennie 1970. Elle a été marquée par l'apparition des bandes de 1 an et 2-4 ans. Un changement majeure a été signalé dans la décennie 70.

-La deuxième discontinuité est visible durant la décennie 1980. Elle est distinguée par l'interruption de mode de variabilité 2-4 ans et l'apparition de 2 ans.

-La troisième discontinuité est visible durant la décennie 1990 marquée par l'apparition du mode de variabilité 2-4 ans, et la présence des modes de variabilités 1 an et 8-16 ans.

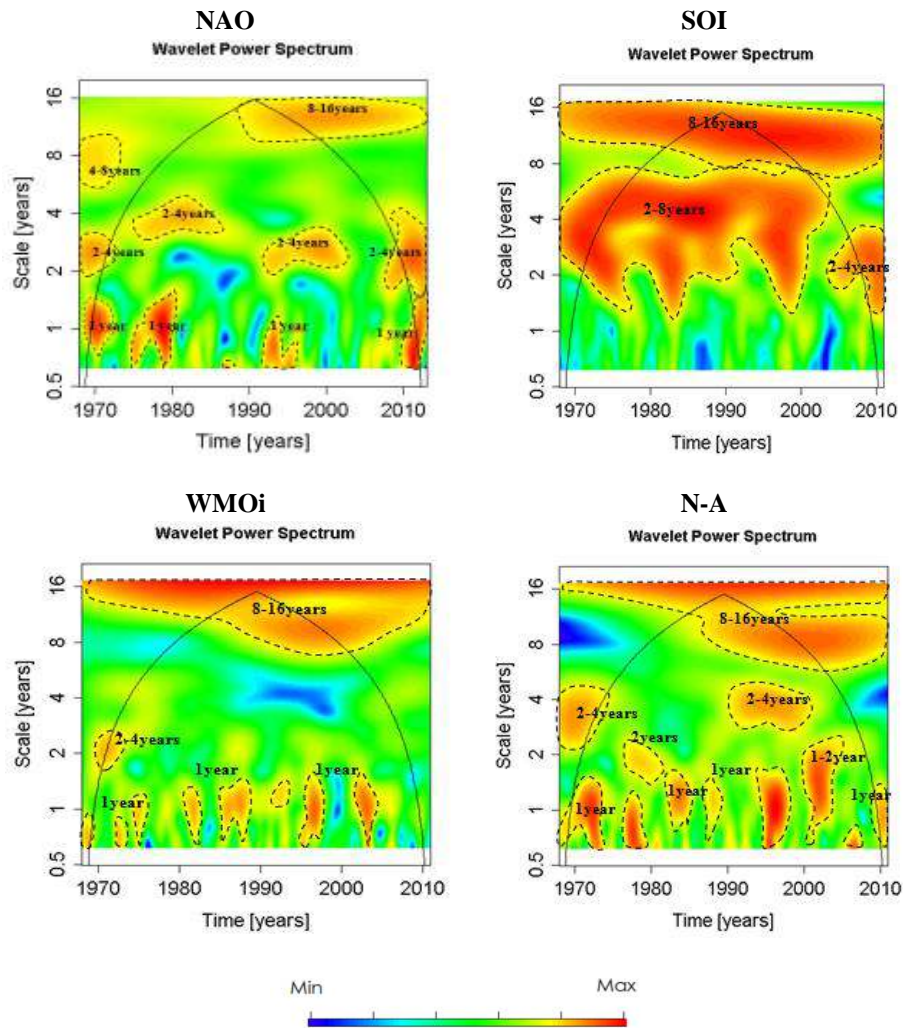


Figure III.12: Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des principaux indices climatiques NAO, SOI, WeMOi, N-A les contours en pointillés figurent les fluctuations statistiquement significatives, a un niveau de confiance de 90%. La ligne noire figure le cône d'influence

III.3.1.1.2 Synthèse des échelles de temps caractéristiques des fluctuations climatiques à l'échelle globale

Les échelles de temps observées dans les indices climatiques sont synthétisées dans le tableau III.15. Un regroupement selon les différents niveaux d'échelles observés dans les indices climatiques est proposé. Ce regroupement s'effectue selon les occurrences temporelles des fluctuations dans chaque indice, selon les gammes de fréquences communes.

Tableau III.15. Synthèse globale des fluctuations identifiées par analyses en ondelettes continues dans les principaux indices climatiques

Echelles observées	NAO	SOI	WMOI	N-A
1 an	✓		✓	✓
1-2ans				
2ans	✓			✓
2-4ans	✓	✓		✓
2-8ans		✓		
4-8ans	✓		✓	
8-16ans	✓	✓	✓	✓

III.3.1.2 Apports de la cohérence par ondelettes continues pour la caractérisation des liens potentiels entre indices climatiques, pluies et débits

III.3.1.2.1 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI, WeMOi et N-A) et précipitation

La corrélation est mesurée entre deux séries temporelles comme une fonction de la fréquence (Torrence and Compo 1998).

Le calcul de la cohérence par ondelettes continues entre ces différentes variables (indices climatiques, pluies et débits) est donc utilisé afin de déterminer plus précisément les modalités de leur corrélation, et de vérifier les observations réalisées précédemment à partir des spectres en ondelettes univariés. Elle exprime la relation de linéarité entre le signal d'entrée et de sortie, grâce à l'utilisation des spectres simples d'énergie S_x et S_y et du spectre d'énergie de la fonction d'intercorrélacion S_{xy} (Laignel et al. 2010). Le résultat du spectre de cohérence caractérise le degré de linéarité entre deux processus (Maraun and Kurths 2004; Maraun et al. 2007). La cohérence fournit une valeur comprise entre 0 et 1 suivant le degré de corrélation linéaire des variables comparées (Maraun et al. 2007).

De nombreuses études ont été menées afin de déterminer la relation entre la NAO et les paramètres hydrologiques (Massei et al. 2007, 2009, 2011; Laignel et al. 2010). (Massei et al. (2009) montrent la contribution du NAO dans la bande de 8 ans tombant sur la seconde moitié du siècle dernier. L'oscillation annuelle a toujours été représentée dans la série des débits et elle a été affectée par une augmentation de la puissance à partir de 1990 dans la rivière de la Seine. Zamrane et al. (2016), Jemai et al. (2017) ont montré une bonne relation entre les

indices climatique NAO, WeMOi et SOI avec les données climatiques et hydrométriques au Maroc et en Tunisie.

III.3.1.2.1.1 Relation entre indices climatique et pluies

Il semble alors utile de comparer l'évolution du NAO, SOI, WeMOi et N-A et les changements de précipitation par l'analyse de cohérence d'ondelette pour tenter de mieux identifier leur degré de corrélation et améliorer notre compréhension de la relation existante entre la précipitation et les indices climatique.

a) NAO

La relation entre NAO et précipitations par l'analyse de la cohérence des ondelettes (Figure III.13) fait ressortir l'apparition des bandes d'énergies annuelles, interannuelles et decenales. Ces périodes peuvent être distinguées par la présence ou l'absence de corrélations significatives sur l'échelle de variabilités lors des décennies d'observation. Les différentes échelles de variabilité des précipitations semblent être clairement liées au NAO avec différents degrés de corrélation avec une moyenne variant de 66% à 73% (Tableau III.16).

La bande d'énergie d'un an se trouve dans l'ensemble des sous bassins avec des variations allant de 65 à 71% pour le bassin du Cheliff et de 67 à 68% pour la Medjerda Tableau III.17. Pour celle de 2 ans, les variations vont de 54 à 69% pour le Cheliff et de 69 à 70% pour la Medjerda. La bande de 2 à 4 ans est mal corrélée dans le bassin du Cheliff avec des variations allant de 60 à 68% et une bonne corrélation (de 67 à 73%) pour la Medjerda. Il est à noter une corrélation statistiquement significative entre le NAO et les précipitations à l'échelle de variabilité de 4-8 ans avec un taux de variation variant de 69 à 82% pour le Cheliff et de 65 à 68% pour la Medjerda. Il y a lieu de signaler également la présence d'une corrélation significative entre le NAO et les précipitations concernant la bande de 8-16 ans pour toutes les stations avec des corrélations variant de 70 à 89% pour les deux bassins. Les bandes de un (01) an, de 4-8 ans et de 8-16 ans ont des signaux les mieux corrèles avec (NAO/Précipitation) pour le bassin du Cheliff et les bandes 2-4 ans et 8-16 ans pour le bassin de la Medjerda. Les résultats sont très cohérents avec les résultats obtenus au Maroc par Zamrane et al. (2016) où la contribution moyenne varie de 63% à 78% et en Tunisie par Jemai et al. (2017) où la contribution moyenne varie de 66% à 72%.

b) SOI

La relation entre SOI et précipitations par l'analyse de la cohérence des ondelettes présente une cohérence moins importante de l'échelle annuelle jusqu'au inter-annuelle (Figure III.14).

Ces périodes peuvent être distinguées par la présence ou l'absence de corrélations significatives sur l'échelle de variabilités lors des décennies de mesure. La corrélation moyenne de 61% à 66% pour le Cheliff et de 64% à 68% au niveau du bassin de la Medjerda a été observée (Tableau III.16).

La bande d'énergie d'un an apparait, dans tous les sous bassins avec des variations qui vont de 65 à 68% pour le bassin du Cheliff et de 63 à 66% pour la Medjerda (Tableau III.18). Pour celle de 2 ans, est mal corrélée avec le SOI, les variations vont de 52 à 56% pour le Cheliff et 59 à 65% pour la Medjerda. La bande de 2 à 4 ans presente une bonne corrélation avec le SOI dans le bassin du Cheliff avec des variations allant de 63 à 76% et une bonne corrélation de 60 à 74% pour la Medjerda. Il est à noter une corrélation statistiquement significative entre le SOI et les précipitations pour l'échelle de variabilité de 4-8 ans avec un taux de variation variant de 53 à 63% pour le Cheliff et de 58 à 65% pour la Medjerda. Il y a lieu de signaler également la présence d'une corrélation significative entre le SOI et les précipitations concernant la bande de 8-16 ans pour toutes les stations avec des corrélations variant de 60 à 72% pour le Cheliff et de 70% à 76% pour le bassin de la Medjerda. Les bandes de un (01) an, de 2-4 ans et de 8-16 ans ont des signaux les mieux corrèles avec l'indice SOI pour le bassin du Cheliff et les bandes 2-4 ans et 8-16 ans pour le bassin de la Medjerda.

c) WeMOi

La cohérence élevée entre Le WeMOi et les pluies de l'échelle annuelle jusqu'au inter-annuelle (Figure III.15). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 1 an jusqu'au 8-16 ans dans le bassin du Cheliff, elle est moins importante pour le bassin de la Medjerda (Figure III.15). Les différentes échelles de variabilité des précipitations semblent être clairement liées au WeMOi avec différents degrés de corrélation variant de 66% à 73% (Tableau III.16).

Pour la bande d'énergie d'un an, celle-ci se situe dans tous les sous bassins avec des variations de 65 à 71% pour le bassin du Cheliff et de 66 à 68% pour la Medjerda (Tableau. III.19).

Pour celle de 2 ans, les variations vont de 70 à 75% pour le Cheliff et de 67 à 70% pour la Medjerda. La bande de 2 à 4 ans est bien corrélée dans le bassin du Cheliff avec des variations allant de 70 à 75% et une corrélation juste moyenne entre 57 et 68% pour la Medjerda. Il est à noter l'existence d'une corrélation statistiquement significative entre le WeMOi et les précipitations pour l'échelle de variabilité de 4-8 ans avec un taux de variation variant de 70 à

84% pour le Cheliff et de 68 à 70% pour la Medjerda. Il y a lieu de signaler également la présence d'une corrélation significative entre le WeMOi et les précipitations concernant la bande de 8-16 ans pour toutes les stations avec des corrélations variant de 67 à 78% pour les deux bassins. Toutes les bandes ontcorrèeles avec l'indice WeMOi pour le bassin du Cheliff. Cette corrélation et moins importante pour le bassin de la Medjerda.

d) N-A

La cohérence entre N-A et précipitations est moins importante de l'échelle annuelle jusqu'à l'inter-annuelle (Figure III.16). Ces périodes peuvent être caractérisées par la présence ou l'absence de corrélations significatives à l'échelle de variabilités durant les décennies d'observations considérées dans ce travail. Une corrélation moyenne de 62% à 66% pour le Cheliff et de 65% à 67% au niveau du bassin de la Medjerda ont été enregistrées (Tableau III.16).

La bande d'énergie d'un an pour l'ensemble des sous bassins avec des variations de 69 à 78% pour le bassin du Cheliff et de 68 à 71% pour la Medjerda (Tableau III.20). Pour celle de 2 ans, les variations vont de 66 à 74% pour le Cheliff et de 60 à 69% pour la Medjerda. La bande de 2 à 4 ans est corrélée dans le bassin du Cheliff avec des variations allant de 62 à 69% et pour la Medjerda (64 à 69%). Il est à noter une corrélation statistiquement significative entre le N-A et les précipitations pour l'échelle de variabilité de 4-8 ans avec un taux de variation variant de 61 à 67% pour le Cheliff et de 64 à 69% pour la Medjerda. Il existe également une corrélation faible entre le N-A et les précipitations concernant la bande de 8-16 ans pour la totalité les stations avec des corrélations allant de 40 à 58% pour le Cheliff et de 60% à 64% pour le bassin de la Medjerda. Les bandes de un (01) an, de 2 ans ont des signaux bien corrèeles avec l'indice N-A pour les deux bassins.

Tableau III.16 : Récapitulatif des corrélations moyens des indices climatiques avec les pluies moyen par chaque sous bassins

bassin	Sous-bassin	NAO	SOI	WeMOi	N-A
Cheliff	Ouerk	66	61	71	65
	Chellif-b	68	61	72	66
	Chellif-e	70	61	73	66
	Chellif-f	70	63	72	65
	Chellif-g	69	63	72	65
	Mina	71	66	73	62
Medjerda	Medjerda	69	64	66	67
	Mellegue	73	68	66	65
	Zerga	71	66	68	65

Tableau III.17 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre NAO/pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

Bassin	Region	Années	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	65	60	64	69	70	66
	Est	Chellif-b	70	60	68	70	72	68
		Chellif-e	70	59	67	79	73	70
	Nord	Chellif-f	71	56	65	82	75	70
		Chellif-g	71	54	64	80	75	69
	Ouest	Mina	71	72	60	76	78	71
Total			70	60	65	76	74	69
Medjerda	Nord	Medjerda	68	70	67	68	74	69
	Centre	Mellegue	68	70	71	67	89	73
	Sud	Zerga	67	69	73	65	90	71
	Total			68	70	80	67	84

Tableau III.18 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre SOI/pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés.

Bassin	Region	Années	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	67	56	67	53	60	61
	Est	Chellif-b	67	52	65	59	62	61
		Chellif-e	66	54	63	57	67	61
	Nord	Chellif-f	65	50	73	59	69	63
		Chellif-g	68	53	70	53	72	63
	Ouest	Mina	67	52	76	63	72	66
Total			66	53	69	57	67	63
Medjerda	Nord	Medjerda	64	65	60	58	75	64
	Centre	Mellegue	66	59	74	65	76	68
	Sud	Zerga	63	62	72	63	70	66
	Total			64	62	69	62	74

Tableau III.19 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre WeMOi/pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

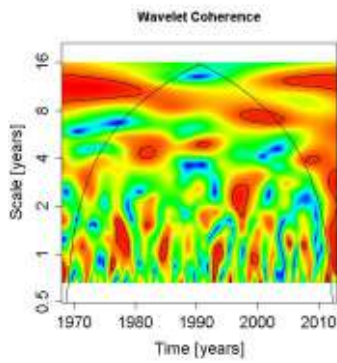
Bassin	Region	Années	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	71	71	70	70	74	71
	Est	Chellif-b	71	75	70	70	75	72
		Chellif-e	70	70	75	72	77	73
	Nord	Chellif-f	67	71	71	73	78	72
		Chellif-g	65	75	72	74	74	72
	Ouest	Mina	66	72	74	84	69	73
	Total			68	72	72	74	75
Medjerda	Nord	Medjerda	66	70	57	70	69	66
	Centre	Mellegue	66	67	59	68	68	66
	Sud	Zerga	68	67	68	68	67	68
	Total			67	68	61	69	68

Tableau III.20 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre N-A/pluviométries moyenne pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

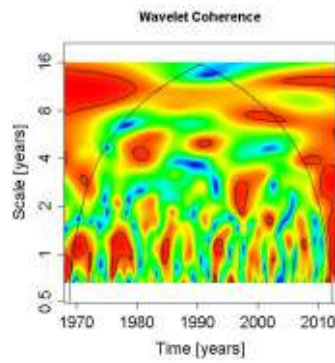
Bassin	Region	Années	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	70	66	68	63	58	65
	Est	Chellif-b	72	68	69	65	56	66
		Chellif-e	75	70	69	64	51	66
	Nord	Chellif-f	78	71	62	63	52	65
		Chellif-g	72	74	68	61	49	65
	Ouest	Mina	69	71.3	66	67	40	62
	Total			73	70	67	64	51
Medjerda	Nord	Medjerda	71	69	69	64	64	67
	Centre	Mellegue	68	68	64	65	62	65
	Sud	Zerga	70	60	67	69	60	65
	Total			70	66	67	66	62

Bassin Cheliff

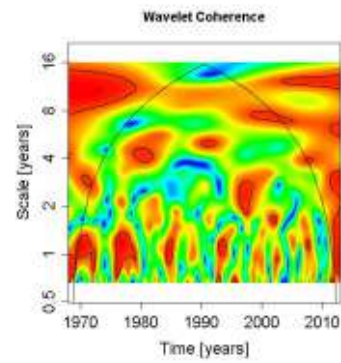
Ouerk



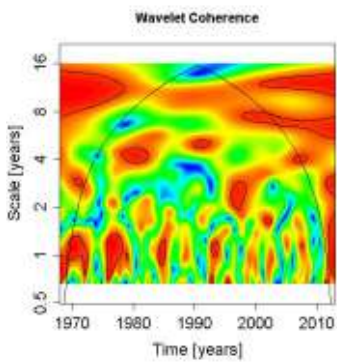
Chellif-b



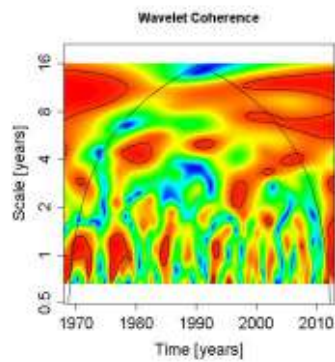
Chellif-e



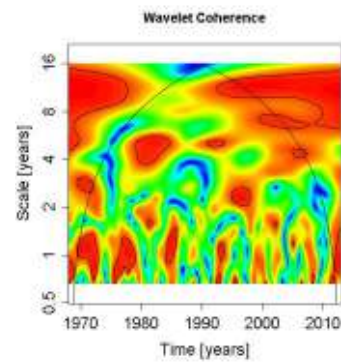
Chellif-f



Chellif-g

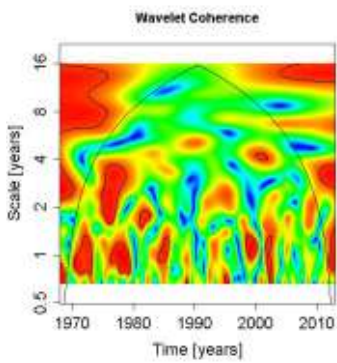


Mina

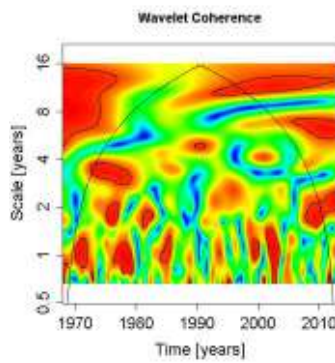


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

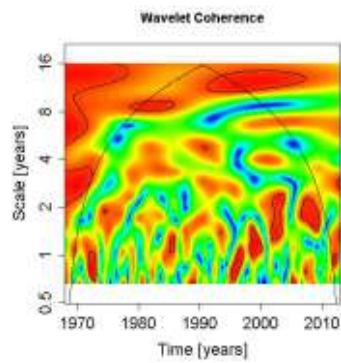
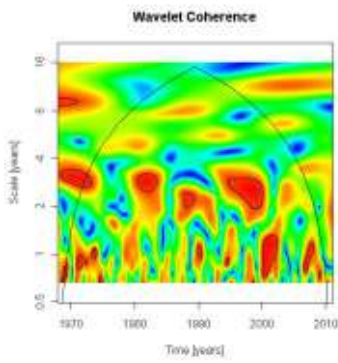


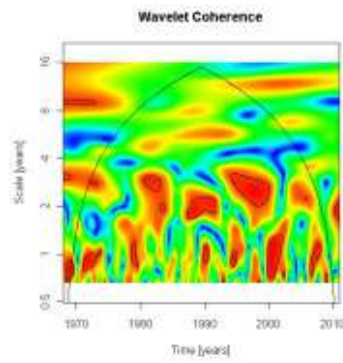
Figure III.13 : Spectres de cohérence en ondelettes entre NAO et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

Bassin Cheliff

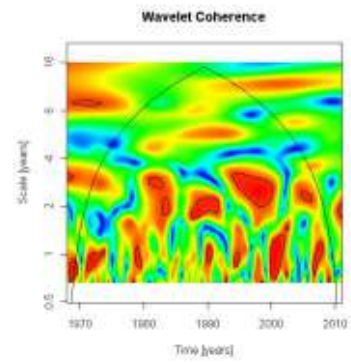
Ouerk



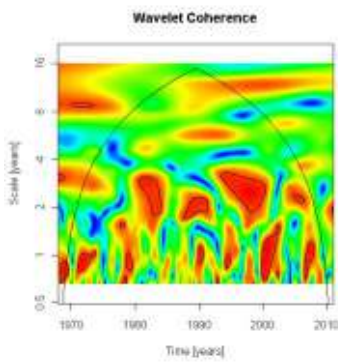
Chellif-b



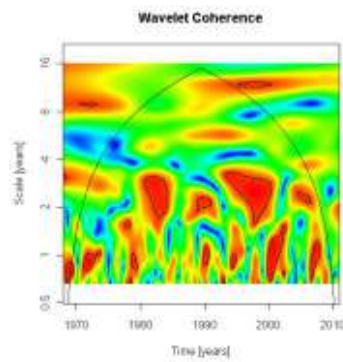
Chellif-e



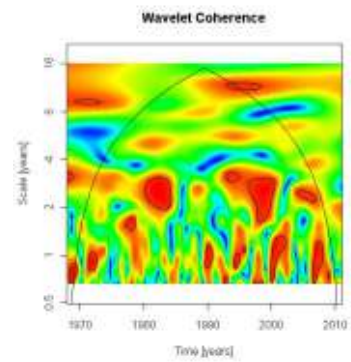
Chellif-f



Chellif-g

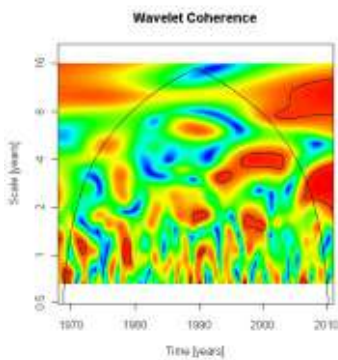


Mina

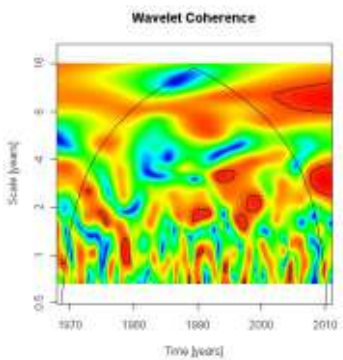


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

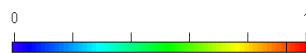
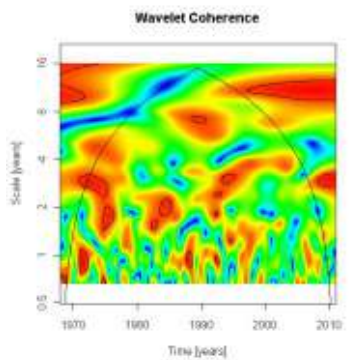
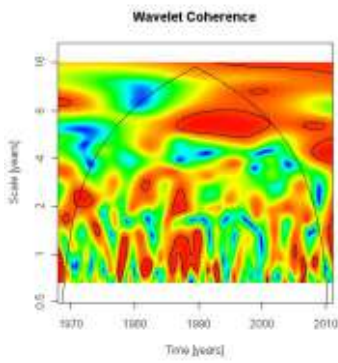


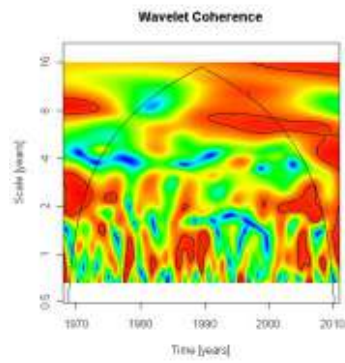
Figure III.14: Spectres de cohérence en ondelettes entre SOI et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

Bassin Cheliff

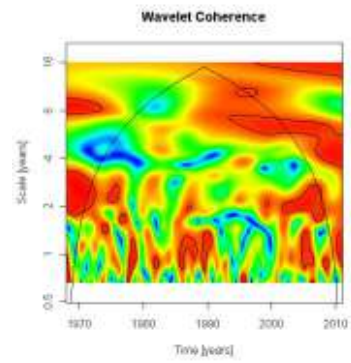
Ouerk



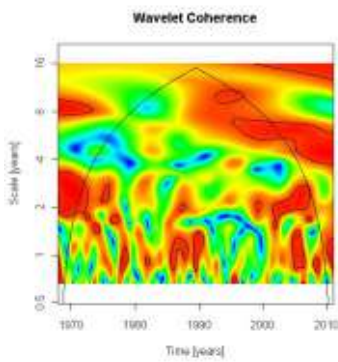
Chellif-b



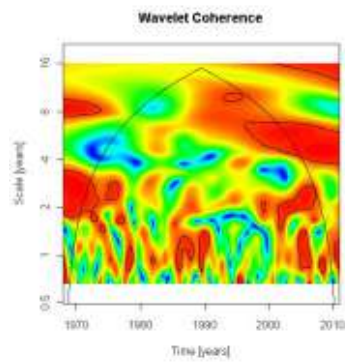
Chellif-e



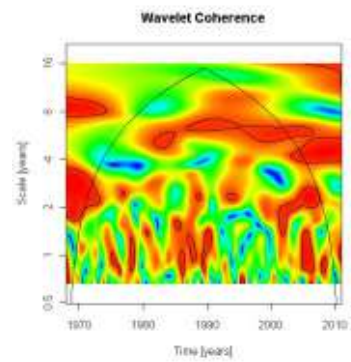
Chellif-f



Chellif-g

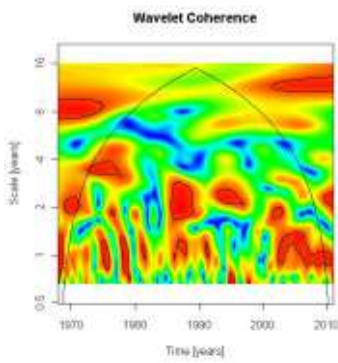


Mina

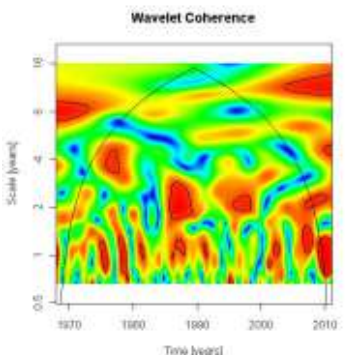


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

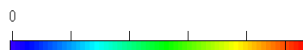
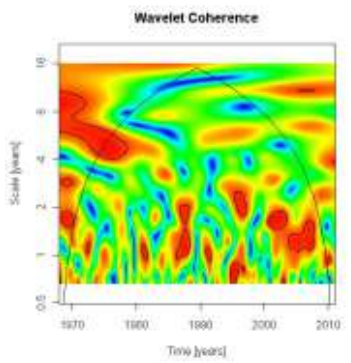
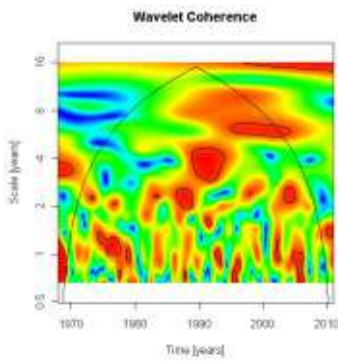


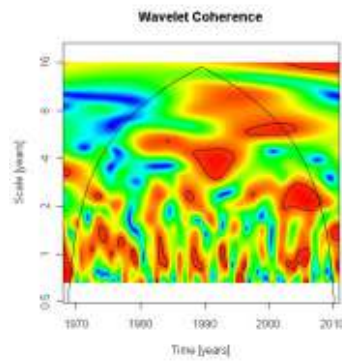
Figure III.15 : Spectres de cohérence en ondelettes entre WeMOi et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

Bassin Cheliff

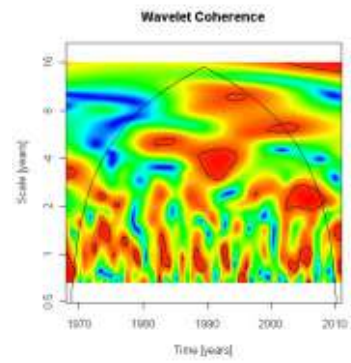
Ouerk



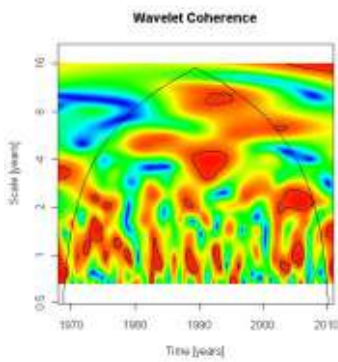
Chellif-b



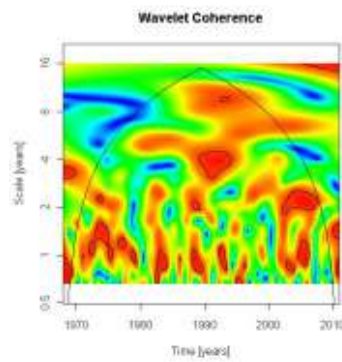
Chellif-e



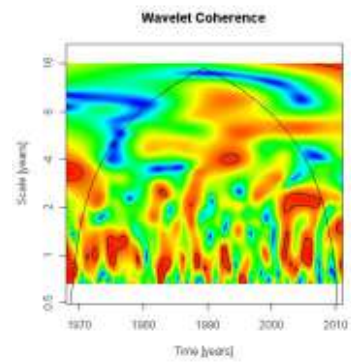
Chellif-f



Chellif-g

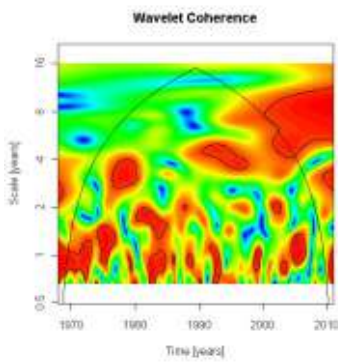


Mina

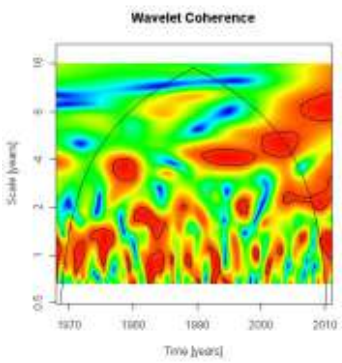


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

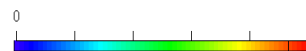
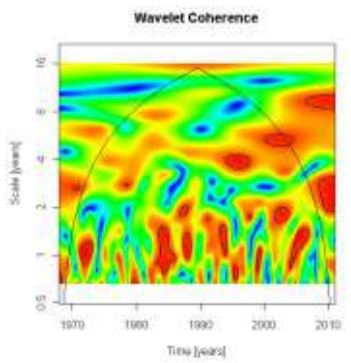


Figure III.16 : Spectres de cohérence en ondelettes entre N-A et les données de précipitations mensuelles dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

III.3.1.2.2 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI, WeMOi et N-A) et Débit.

Pour pouvoir adopter l'échelle de temps, il est indispensable de tester la corrélation entre le débit et les indices climatiques pour les échelles de temps synchrone et décalée (1 mois, 2 mois et 3 mois). Les résultats trouvés montrent que l'échelle de temps synchrone donne les meilleures corrélations entre ruissellement et les indices climatiques (Tableau III.21, Annexe III.4, 5, 6).

Tableau III.21 : Comparaison des corrélations moyens entre NAO/ écoulements (débit) synchrones et retardés 1 mois, 2 mois et 3 mois

Bassin	Région	Nom	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Moyenne
Chelif	Sud	Ourek	70%	71%	71%	62%	68%	68%
		ourek-1mois	49%	54%	66%	61%	56%	57%
		ouerk-2 mois	46%	55%	66%	50%	56%	55%
		ouerk-3mois	44%	43%	68%	59%	49%	52%
		Max	70%	71%	71%	62%	68%	
		ch-b	71%	70%	73%	60%	67%	68%
	Est	ch-b-1mois	71%	46%	73%	62%	63%	63%
		ch-b-2mois	60%	53%	69%	62%	44%	58%
		ch-b-3mois	69%	43%	67%	61%	49%	58%
		Max	71%	70%	73%	62%	67%	
		ch-e	71%	66%	67%	66%	78%	70%
		ch-e-1mois	50%	66%	60%	45%	74%	59%
	Nord	ch-e-2mois	47%	64%	68%	51%	76%	61%
		ch-e-3mois	48%	63%	66%	50%	70%	59%
		Max	71%	66%	68%	66%	78%	
		ch-f	71%	66%	69%	70%	70%	69%
		ch-f-1mois	67%	59%	70%	63%	70%	66%
		ch-f-2mois	53%	59%	62%	69%	72%	63%
	Ouest	ch-f-3mois	50%	64%	66%	70%	59%	62%
		Max	71%	66%	70%	70%	72%	
		ch-g	71%	64%	77%	77%	75%	73%
		ch-g-1mois	62%	64%	77%	77%	73%	71%
		ch-g-2mois	54%	63%	74%	74%	69%	67%
		ch-g-3mois	55%	62%	72%	76%	66%	66%
	Nord	Max	71%	64%	77%	77%	75%	
		Mina	70%	67%	73%	71%	85%	73%
		Mina-1mois	43%	55%	58%	57%	85%	60%
		Min-2mois	50%	57%	57%	68%	84%	63%
		Min-3mois	55%	58%	59%	71%	80%	65%
		Max	70%	67%	73%	71%	85%	
Medjerda	Nord	Medjerda	75%	69%	80%	75%	74%	75%
		Medjerda -1mois	73%	48%	68%	68%	76%	67%
		Medjerda -2mois	72%	69%	80%	74%	72%	73%
		Medjerda -3mois	75%	52%	80%	67%	69%	69%
		Max	75%	69%	80%	75%	76%	
		Mellague	67%	66%	62%	64%	66%	65%
	Centre	Mellague -1mois	56%	66%	56%	49%	66%	59%
		Mellague -2mois	61%	63%	52%	40%	64%	56%
		Mellague -3mois	66%	52%	58%	47%	63%	57%
		Max	67%	66%	62%	64%	66%	
		Zerga	68%	67%	63%	66%	72%	67%
		Zerga -1mois	67%	58%	50%	68%	73%	63%
Sud	Zerga -2mois	61%	57%	57%	64%	72%	62%	
	Zerga -3mois	56%	58%	55%	64%	67%	60%	
	Max	68%	67%	63%	68%	73%		

a) NAO

D'après l'analyse de cohérence des ondelettes, la corrélation NAO/débit est acceptable. Elle présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au décennale. Elle varie de 60 à 85% pour la totalité des sous bassins du Cheliff et de la Medjerda (Tableau III.23, Figure III.17).

Pour la bande d'un an, on a constaté que le NAO est bien corrélé avec le débit pour la totalité du bassin du Cheliff. Elle varie de 69 à 71% pour le Cheliff et de 67-75% pour la Medjerda. Pour celle de 02 ans, la corrélation varie de 64 à 71% pour l'ensemble des bassins. La bande de 2-4 ans présente une corrélation variant de 67 à 77% pour le Cheliff et de 62-80% pour la Medjerda. Pour la bande de 4-8 ans, les débits sont corrélés avec l'indice climatique où la bande oscille entre 60 et 77% pour l'ensemble des bassins. La bande 8-16 ans est fortement corrélée (66 à 85%).

b) SOI

Le SOI présente une bonne cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au décennale (Tableau III.24, Figure III.18).

La contribution de la variabilité SOI sur les débits dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda, pour la bande d'un an, est faible avec le débit sur la totalité du bassin du Cheliff où elle varie de 61 à 63% et de 60 à 66% pour la Medjerda. Pour celle de 02 ans, la corrélation est aussi faible et varie de 50 à 64% pour l'ensemble des bassins. La bande de 2-4 ans présente une bonne corrélation variant de 71 à 85% pour le Cheliff et de 64-73% pour la Medjerda. Pour la bande de 4-8 ans, les débits sont moyennement corrélés avec SOI où la bande oscille entre 59 et 68% pour l'ensemble des bassins. La bande 8-16 ans est fortement corrélée (64 à 95%).

c) WeMOi

Le WeMOi présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au décennale (Tableau III.25, Figure III.19). Pour la bande d'un an, on a constaté que le WeMOi est moyennement corrélé avec le débit sur la totalité du bassin du Cheliff où elle varie de 59 à 66% et de 66 à 67% pour la Medjerda. Pour celle de 02 ans, la corrélation est moyenne et elle varie de 63 à 69% pour l'ensemble des bassins. La bande de 2-4 ans présente une forte corrélation variant de 71 à 76% pour le Cheliff et de 65-70% pour la Medjerda. Pour la bande de 4-8 ans, les débits sont corrélés avec l'indice climatique WeMOi où la bande oscille entre 55 et 84% pour l'ensemble des bassins. La bande 8-16 ans est fortement corrélée (63 à 92%) pour l'ensemble des bassins.

d) N-A

Le N-A présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au décennale (Tableau III.26, Figure III.20).

Pour la bande d'un an, le N-A est corrélé avec le débit sur la totalité du bassin du Cheliff (Figure III.20) où elle varie de 64 à 68% et pour la Medjerda, elle varie de 67- 69%. Pour celle de 02 ans, la corrélation est faible dans quelques stations variant de 56 à 70% pour l'ensemble des bassins. La bande de 2-4 ans présente une bonne corrélation et fluctue de 63 à 71% pour le Cheliff et de 60-76% pour la Medjerda. Pour la bande de 4-8 ans, les débits sont corrélés avec l'indice climatique N-A pour le bassin du Cheliff où la bande oscille entre 57 et 68% et elle est fortement corrélée pour la Medjerda (68 à 78%). La bande 8-16 ans est faiblement corrélée (40 à 58%) pour le bassin Cheliff et entre 56% à 66% pour le bassin de la Medjerda où la corrélation est légèrement meilleure.

Tableau III.22 : Récapitulatif des corrélations moyens des indices climatiques avec les debits moyen par chaque sous bassins.

bassin	Sous-bassin	NAO	SOI	WeMOi	N-A
Cheliff	Ouerk	68	65	65	56
	Chellif-b	68	66	67	64
	Chellif-e	70	69	65	64
	Chellif-f	69	67	66	64
	Chellif-g	73	69	66	64
	Mina	73	74	70	63
Medjerda	Medjerda	75	67	65	65
	Mellegue	65	69	72	70
	Zerga	67	66	73	64

Tableau III.23 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre NAO/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

Bassin	Region	années	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	70	71	71	62	68	68
	Est	Chellif-b	71	70	73	60	67	68
		Chellif-e	71	66	67	66	78	70
		Chellif-f	71	66	69	70	70	69
	Nord	Chellif-g	71	64	77	77	75	73
		Ouest	Mina	70	67	73	71	85
		Total	71	67	72	68	74	70
Medjerda	Nord	Medjerda	75	69	80	75	74	75
	Centre	Mellegue	67	66	62	64	66	65
	Sud	Zerga	68	67	63	66	72	67
			Total	70	67	68	68	71

Tableau III.24 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre SOI/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

Bassin	Region	années	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	61	60	71	68	64	65
	Est	Chellif-b	62	58	72	66	70	66
		Chellif-e	61	60	76	61	86	69
	Nord	Chellif-f	63	63	77	59	71	67
		Chellif-g	61	64	76	64	80	69
	Ouest	Mina	63	62	85	64	95	74
			Total	62	61	76	64	78
Medjerda	Nord	Medjerda	66	50	72	65	80	67
	Centre	Mellegue	61	63	73	67	79	69
	Sud	Zerga	60	60	64	63	82	66
			Total	62	58	70	65	80

Tableau III.25 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre WeMOi/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

Bassin	Region	années	1 an	2 ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	61	63	71	69	63	65
	Est	Chellif-b	66	67	71	58	72	67
		Chellif-e	61	68	72	55	68	65
	Nord	Chellif-f	60	66	76	62	67	66
		Chellif-g	59	69	74	60	68	66
	Ouest	Mina	61	63	72	84	71	70
			Total	61	66	73	65	68
Medjerda	Nord	Medjerda	66	69	65	61	64	65
	Centre	Mellegue	67	68	70	71	83	72
	Sud	Zerga	67	67	67	72	92	73
			Total	67	68	67	68	80

Tableau III.26 : Le pourcentage moyen de la cohérence en Ondelettes entre N-A/ débits pour les différents modes de variabilité (un an, 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et 8 à 16 ans) dans les sous-bassins sélectionnés

Bassin	Region	Years	1y	2y	2-4y	4-8y	8-16y	Total
Cheliff	Sud	Ouerk	64	56	63	57	40	56
	Est	Chellif-b	66	60	68	67	58	64
		Chellif-e	68	68	69	68	47	64
	Nord	Chellif-f	67	69	70	61	53	64
		Chellif-g	66	70	71	67	46	64
	Ouest	Mina	65	67	68	66	50	63
			Total	66	65	68	64	49
Medjerda	Nord	Medjerda	68	62	71	68	56	65
	Centre	Mellegue	69	61	76	78	66	70
	Sud	Zerga	67	60	60	72	59	64
			Total	68	61	69	73	60

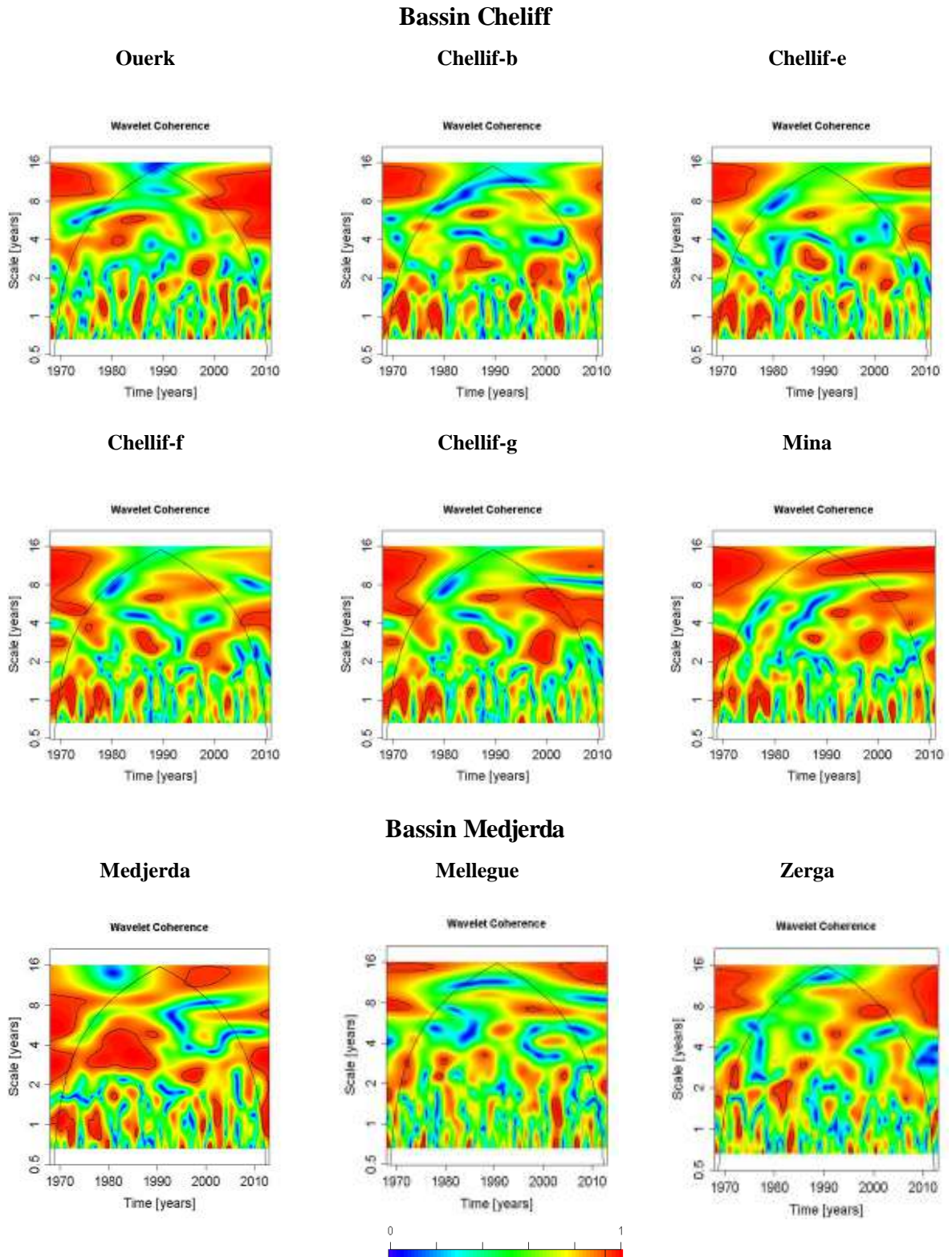
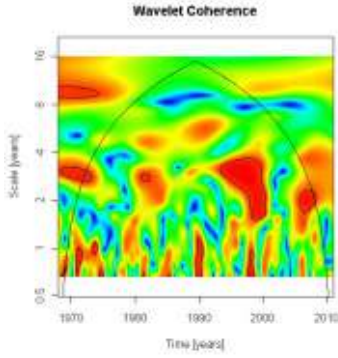


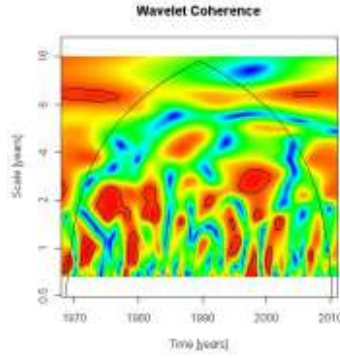
Figure III.17 : Spectres de cohérence en ondelettes entre NAO et données mensuelles des débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

Bassin Chelif

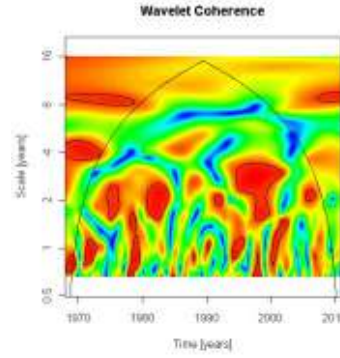
Ouerk



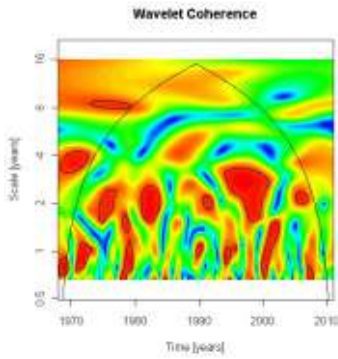
Chellif-b



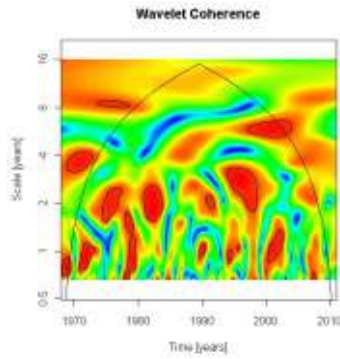
Chellif-e



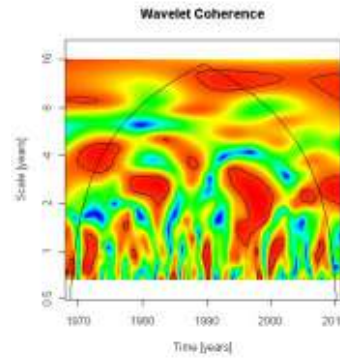
Chellif-f



Chellif-g

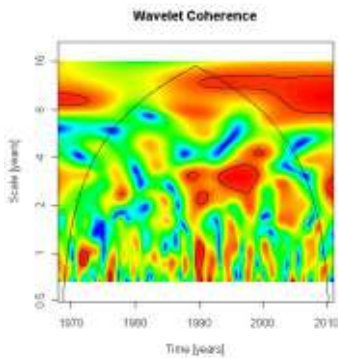


Mina

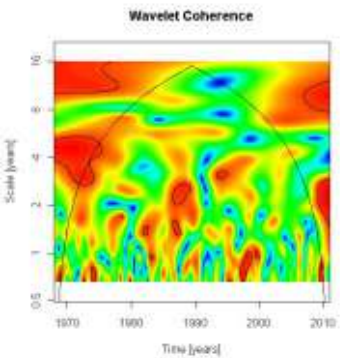


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

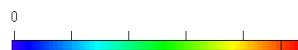
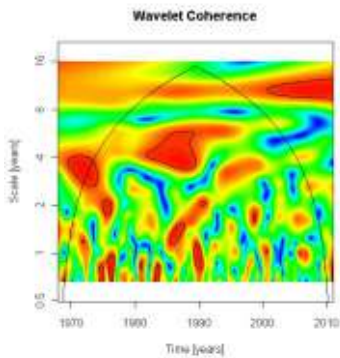


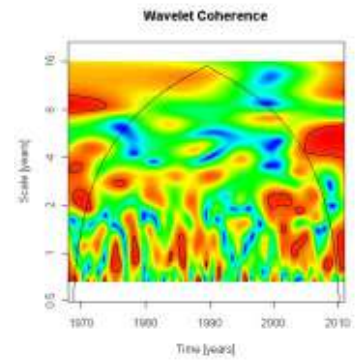
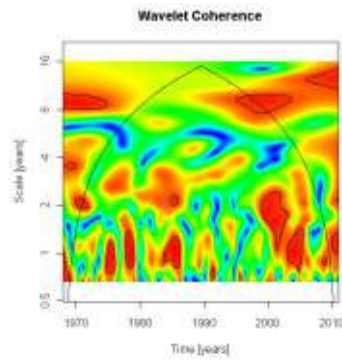
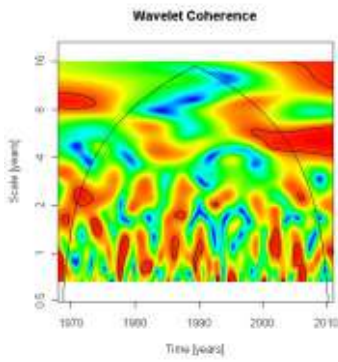
Figure III.18 : Spectres de cohérence en ondelettes entre SOI et données mensuelles débits dans les sous-bassins du Chelif et de la Medjerda

Bassin Cheliff

Ouerk

Chellif-b

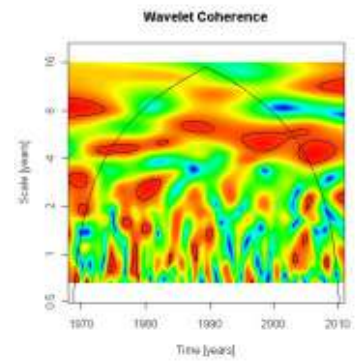
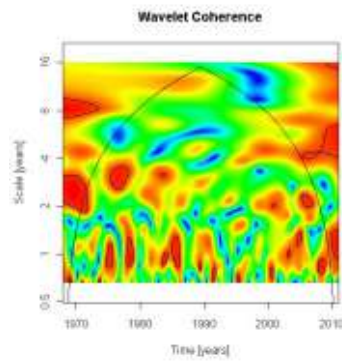
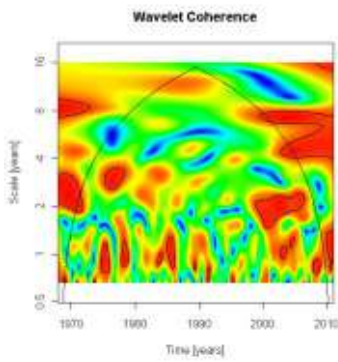
Chellif-e



Chellif-f

Chellif-g

Mina



Bassin Medjerda

Medjerda

Mellegue

Zerga

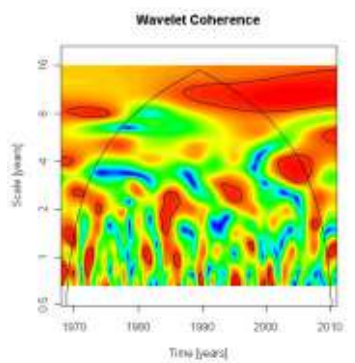
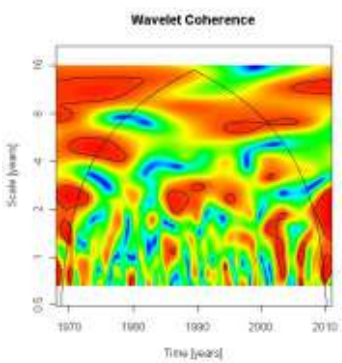
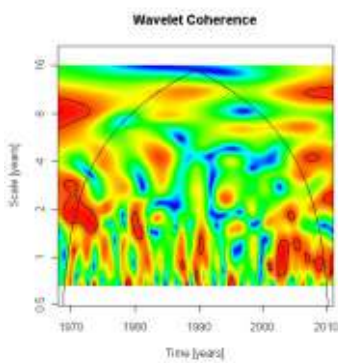
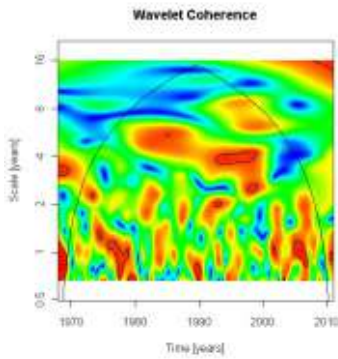


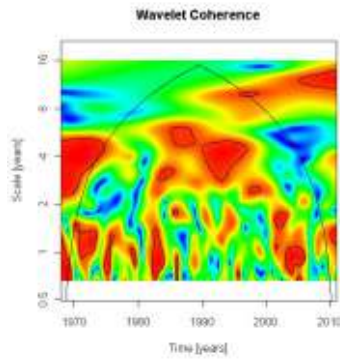
Figure III.19 : Spectres de cohérence en ondelettes entre WeMOi et les données mensuelles débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda.

Bassin Cheliff

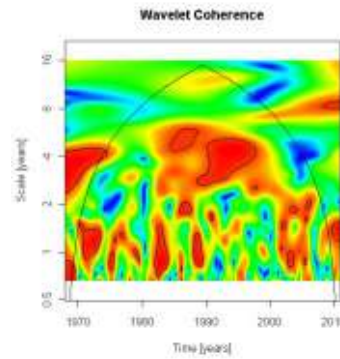
Ouerk



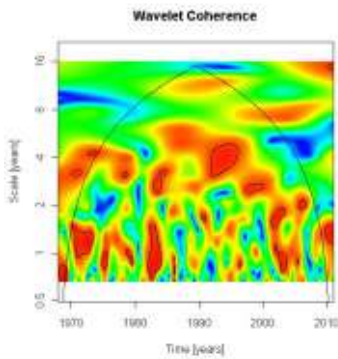
Chellif-b



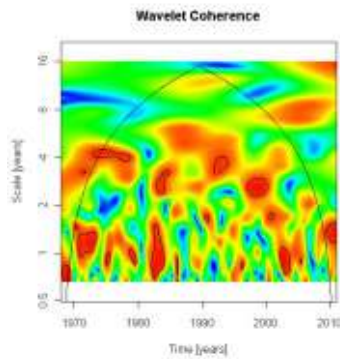
Chellif-e



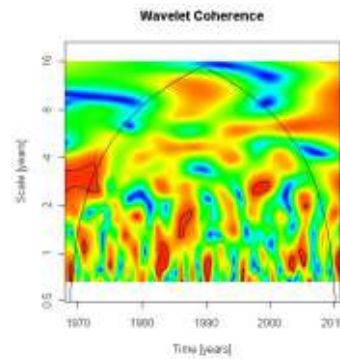
Chellif-f



Chellif-g

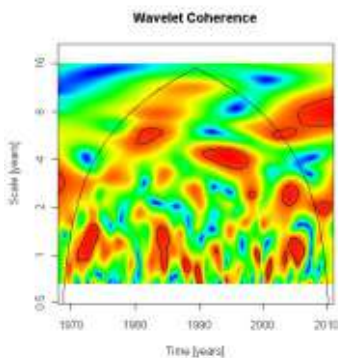


Mina

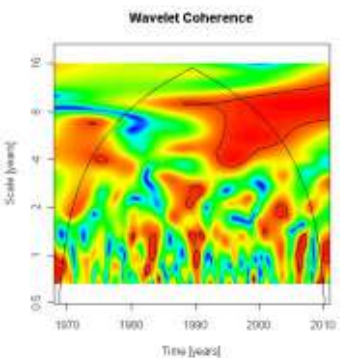


Bassin Medjerda

Medjerda



Mellegue



Zerga

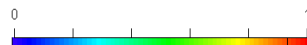
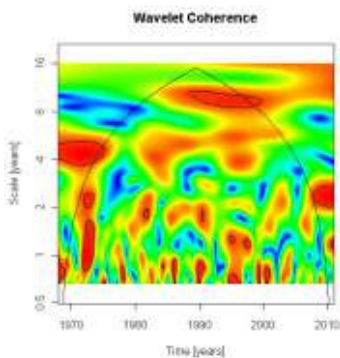


Figure III.20 : Spectres de cohérence en ondelettes entre N-A et les données mensuelles débits dans les sous-bassins du Cheliff et de la Medjerda

III.3.2 Conclusion

Les modes de variabilités identifiés dans les débits sont différents d'un bassin à l'autre, les mêmes bandes d'énergie que celles des séries pluviométriques sont visibles dans les sous bassins du Cheliff (celles d'un an, de 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et de 8 à 16 ans).

Les résultats indiquent que les indices climatiques dominants sur les modes de variabilité des précipitations sur les bassins d'études sont (NAO, WeMOi) avec une contribution de 66%-73%, et les indices climatiques dominants sur les modes de variabilité des débits sont les NAO et SOI pour le bassin du Cheliff et NAO et WeMOi pour le bassin de la Medjerda. Avec une contribution varie de 65%-73% selon les sous bassins.

Chapitre III: Resultats et Discussions

III 4: Synthèse de l'influence climatique sur les pluies et les débits à l'échelle annuelle, interannuelle et décennale.

Chapitre III : Resultats et Discussions

III.4: Synthèse de l'influence climatique sur les pluies et les débits à l'échelle interannuelle et décennale.

Les principaux modes de variabilité des pluies et débits de la zone d'étude précédemment identifiés n'apparaissent pas comme étant directement reliés à un seul indice climatique au cours du temps, mais plutôt à une combinaison de plusieurs d'entre eux, suivant une structuration particulière qui dépend de l'échelle de temps considérée.

Afin de mieux représenter les liens préférentiels existants, une synthèse schématique représentant les échelles de temps identifiées par l'analyse de la cohérence des composantes associées dans les pluies et débits est proposée aux échelles annuelle, interannuelle et décennale (Figure III.21 et III.22), pour chaque bassin versant de la zone d'étude.

Deux schémas généraux peuvent être identifiés : une alternance des liens préférentiels entre les pluies/débits et quelques modes de variabilité du climat à l'échelle interannuelle, et une influence plus globale (modes communs), ou à l'inverse plus localisée (un mode particulier).

III.4.1 Influence climatique alternative sur les précipitations à l'échelle interannuelle dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

Les composantes des précipitations aux différentes échelles (annuelle, interannuelles et décennale) associées aux modes climatiques prédominants à ces échelles de temps (Figure III.21) indiquent également un schéma général pour le Cheliff et de la Medjerda. Ces échelles de temps se caractérisent soit par des modes communs de variabilité, soit par les modes prédominants (localisés) d'un mode de la variabilité climatique en particulier.

Les Composantes des précipitations à l'échelle interannuelle (2-4 ans et 4-8ans) et décennale (8-16ans) associée aux modes climatiques prédominants à cette échelle de temps (Figure III.21) montrent un schéma général pour les bassins du Cheliff et de la Medjerda. Cette échelle de temps se caractérise par une alternance de l'influence de quelques indices climatiques :

a) Cheliff

Chaque sous bassin est caractérisé par un schéma particulier.

Des modes communs de variabilité et des modes prédominants caractérisent l'échelle de temps.

- **Pour le signal de 8-16 ans :**

Le NAO, SOI et WeMOi entre 1968-1980 et 2000-2013 montrent des modes communs de variabilités.

Entre 1980 et 1990 le bassin du Cheliff est prédominé par N-A.

Entre 1990 et 2000 il se caractérise par les modes communs de SOI, WeMOi et N-A, avec l'apparition du mode NAO pour le Ch-g et la Mina.

- **Pour le 4-8 ans**

Entre 1968-1970 aucune influence n'a été observée sur l'Ouerk, Ch-f, Ch-g et Mina. Le NAO prédomine les bassins Ch-b et Ch-e.

Entre 1970-1980 aucune influence.

Entre 1980-2013 l'ensemble du bassin est influencé par WeMOI et N-A avec l'apparition de NAO sur Ouerk (Sud du bassin), Ch-b et Ch-e au Nord Est du bassin.

- **Pour le 2-4 ans**

Entre 1968-1970 le signal se caractérise par les modes communs SOI, WeMOi et N-A pour tous les sous bassins avec l'apparition de NAO dans les trois premiers bassins (Ouerk, Ch-b et Ch-e).

Le SOI et WeMOI et N-A entre 1980-1990 et 2000-2010 montrent des modes communs de variabilités dans l'ensemble des bassins, avec l'apparition du NAO en plus durant la période 1990-2000.

Entre 2010-2013 le NAO, WeMOi et N-A présentent des modes communs de variabilités dans l'ensemble du bassin, à l'exception du bassin Ouerk où l'on note uniquement la présence du NAO.

b) Medjerda

Chaque sous bassin est caractérisé par un schéma particulier. Ces échelles de temps se caractérisent par des **modes communs** de variabilité et des **modes prédominants**.

- **Pour le 8-16 ans**

Tout le bassin est influencé par Le NAO, SOI et WeMOi entre 1968-1980.

Entre 1980 et 1990, Zerga est prédominé par le NAO, tandis que pour la Medjerda et le Mellegue aucune influence n'a été notée.

Entre 1990 et 2000, la Medjerda est prédominé par le NAO, Mellegue et Zerga par le NAO et le WeMOi.

LE NAO, SOI, WeMOi et N-A montrent des modes communs de variabilités entre 2000 et 2013 pour tous les bassins.

- Pour le 4-8 ans

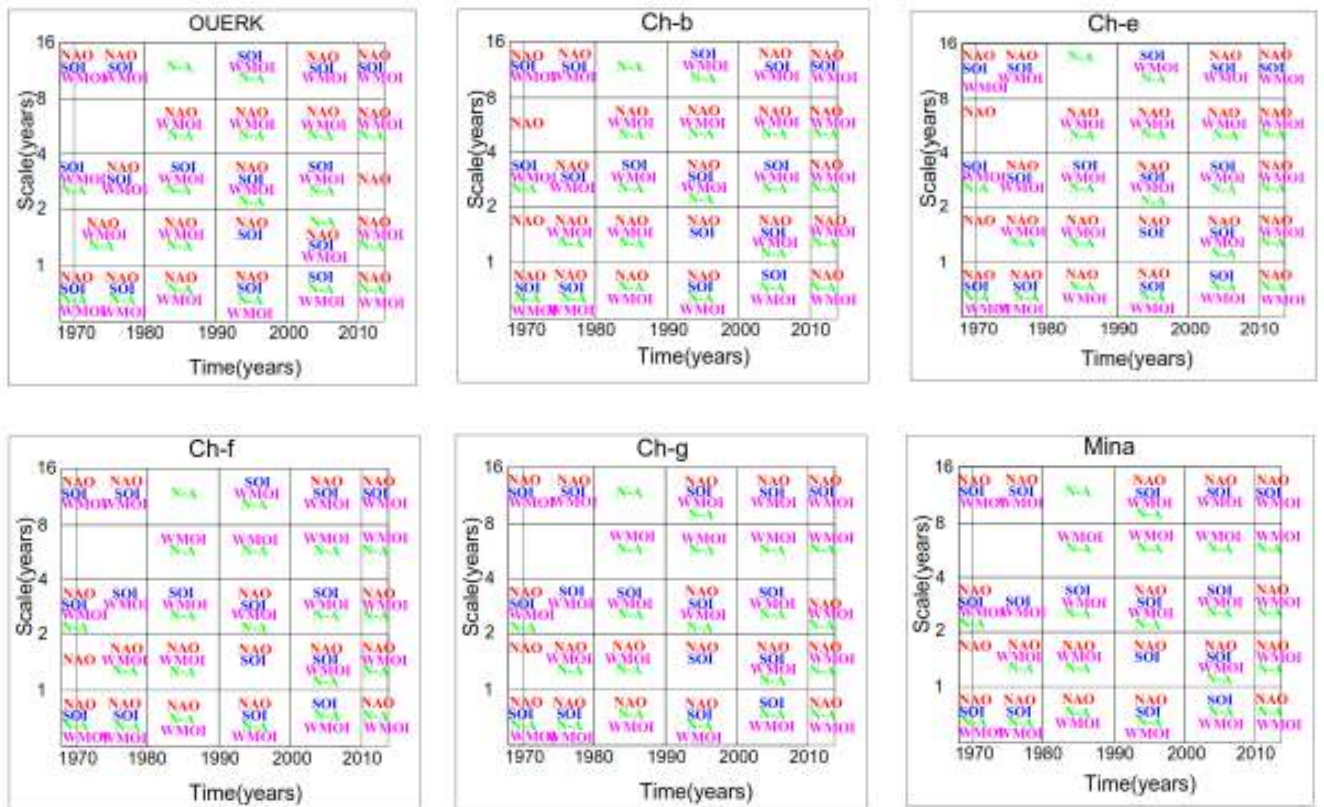
Entre 1968-1970, tous les bassins sont influencés par le mode NAO.

Entre 1970-1980, les sous bassins Mellegue et Zerga sont marqués par le mode de variabilité SOI, tandis que la Medjerda est caractérisée par les modes communs SOI et NAO.

Entre 1980-1990 le signal, WeMOi est présent dans l'ensemble du bassin.

Entre 1990-2000, les modes communs de variabilité WeMOi et N-A caractérisent les trois sous bassins avec apparition en plus du mode NAO durant la période allant de 2000-2013.

Bassin Cheliff



Bassin Medjerda

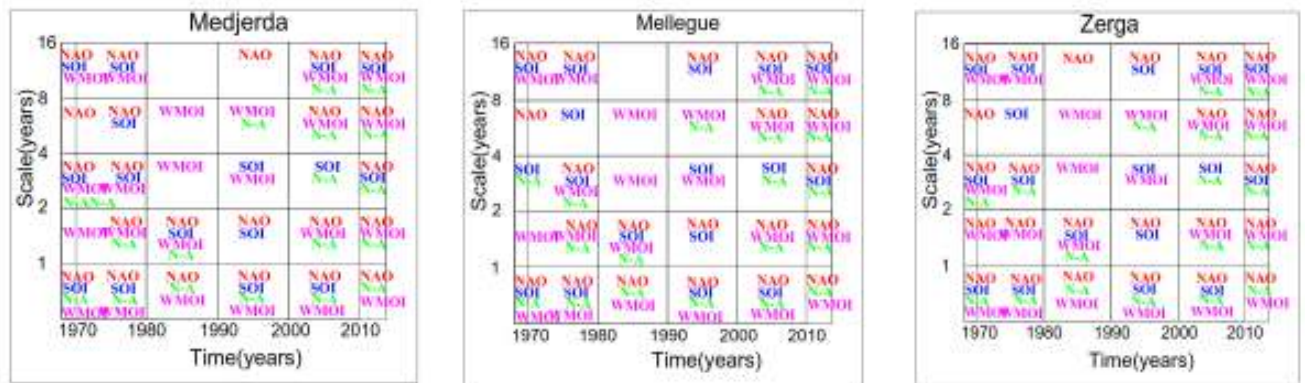


Figure III.21 : Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les précipitations moyennés dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda

- **Pour le 2-4 ans**

Entre 1968-1970, les sous bassins Medjerda et Zerga sont caractérisés par les modes communs NAO, SOI, WeMOi et N-A alors que pour le Mellegue seuls SOI et N-A sont observés.

Entre 1970-1980, le bassin de la Medjerda se caractérise par les modes communs de variabilité NAO, SOI, WeMOi et N-A, avec l'absence du mode WeMOi dans le sous bassin de Zerga.

Entre 1980-1990, le bassin de la Medjerda est prédominé par le WeMOi.

Entre 1990-2000, le signal est caractérisé par SOI et WeMOi.

Entre 2000-2010, le signal est caractérisé par SOI et N-A, avec l'apparition en plus de NAO

Entre 2010-2013 pour tout le bassin.

III.4.2 Influence climatique alternative sur les débits à l'échelle interannuelle, décennale et annuelle dans le bassin du Cheliff et de la Medjerda

L'association aux échelles de temps interannuelles, decenales et annuelle des composantes des débits, aux modes climatiques predominants à ces périodes (Figure III.22) indiquent le schéma général des oueds Cheliff et Medjerda et leurs principaux affluents. Ces échelles de temps sont caractérisées par des modes communs de variabilité, ou bien par des modes prédominants (localisé) d'une variabilité climatique particulière.

C'est ainsi que les Composantes des débits à l'échelle interannuelle (2-4 ans et 4-8 ans) et décennale (8-16 ans) associée aux modes climatiques prédominants lors de ces intervalles de temps (Figure III.22) montrent un schéma général pour les deux (02) bassins. Ces échelles de temps se caractérisent par une alternance de l'influence de quelques indices climatiques.

a) Cheliff

Un schéma particulier caractérise chaque sous bassin.

- Pour le 8-16 ans : cette échelle de temps est caractérisée par des modes prédominants et des modes communs de variabilité.

Le NAO, SOI et WeMOi entre 1968-1980 et 2000-2013 montrent des modes communs de variabilités pour tout le bassin.

Entre 1980 et 1990 absences d'indices sur l'Ouerk, l'ensemble des sous bassins sont dominés par WeMOi avec l'apparition du NAO sur le Mina.

Entre 1990 et 2000 l'Ouerk, Ch-f et Ch-g sont prédominés par NAO, le Ch-b par WeMOi et N-A, au niveau du Ch-e aucune influence trouvée, tandis que pour le Mina des modes communs de variabilités NAO, SOI et WeMOI sont observés.

- **Pour le 4-8 ans**

Entre 1968-1980 au niveau des bassins Ch-b et Ch-e SOI domine, sur l'Ouerk aucune apparition n'est remarquée. Le reste des bassins sont influencés par les indices communs NAO et WeMOI.

Entre 1980-2000 l'ensemble des bassins se caractérisent par les indices communs NAO et N-A. Avec l'atténuation de l'indice NAO dans la décennie 1980-1990 pour les trois sous bassins Ch-f, Ch-g et Mina avec l'apparition du WeMOi pour le Mina et Ouerk.

Entre 2000-2013 le WeMOi et NAO sont présents dans tout le bassin.

- **Pour le 2-4 ans** le signal se caractérise par les modes communs NAO, SOI, WeMOi et N-A.

Entre 1968-1970 présence de NAO, SOI et WeMOI.

Entre 1970-1980 le SOI, WeMOI et NAO caractérisent l'ensemble du bassin sauf pour les 3 premiers bassins du Cheliff (Ouerk, Ch-b et Ch-e) où l'absence de NAO est notée.

Entre 1980-1990 les 4 indices influencent l'ensemble du bassin sauf pour l'Ouerk où le NAO est absent.

Entre 1990-2000 le signal est caractérisé par NAO, SOI et N-A dans tout le bassin.

Entre 2000-2010 tous les sous bassins sont influencés par SOI et WeMOI.

Entre 2000-2013 le signal est caractérisé par NAO et SOI pour l'ensemble.

b) Medjerda

Chaque sous bassin a un schéma particulier.

- **Pour le mode 8-16 ans** : cette échelle de temps est caractérisée par des modes communs de variabilité et des modes prédominants.

Entre 1968-1980, Le NAO, SOI et WeMOi montrent des modes communs de variabilités dans tout le bassin.

Entre 1980 et 1990 on remarque l'absence de NAO et l'apparition de N-A.

Entre 1990 et 2000 Medjerda est influencé par NAO et SOI alors que le Mellegue et Zerga se caractérisent par NAO et WeMOi.

Entre 2000-2013 NAO, SOI, WeMOi et N-A caractérisent l'ensemble du bassin.

- **Pour le 4-8 ans**

Entre 1968-1980 les bassins Mellegue et Zerga sont caracterisés par le SOI, WeMOi et N-A, tandis que le sous bassin de la medjerda est influencé par NAO et WeMOi.

Entre 1980-1990 le sous bassin Mellegue est prédominé par le SOI, le Medjerda par NAO et N-A alors que Zerga est influencé par le SOI et N-A.

Entre 2000-2010 l'ensemble du bassin est influencé par WeMOi et N-A.

Entre 2010-2013 le sous bassin Mellegue est dominé par N-A, Zerga est influencé par WeMOi et le sous bassin Medjerda par WeMOi et N-A.

- **Pour le 2-4 ans** le signal est caractérisé par les modes communs NAO, SOI, WeMOi et N-A

Entre 1968-1970 les trois bassins de la medjerda sont influencés par les modes NAO, WeMOi et N-A.

Entre 1970-1980 les NAO, WeMOi et N-A caracterisent le bassin de Medjerda, SOI et N-A influence Zerga et Mellegue avec en plus l'apparition du mode NAO sur Mellegue.

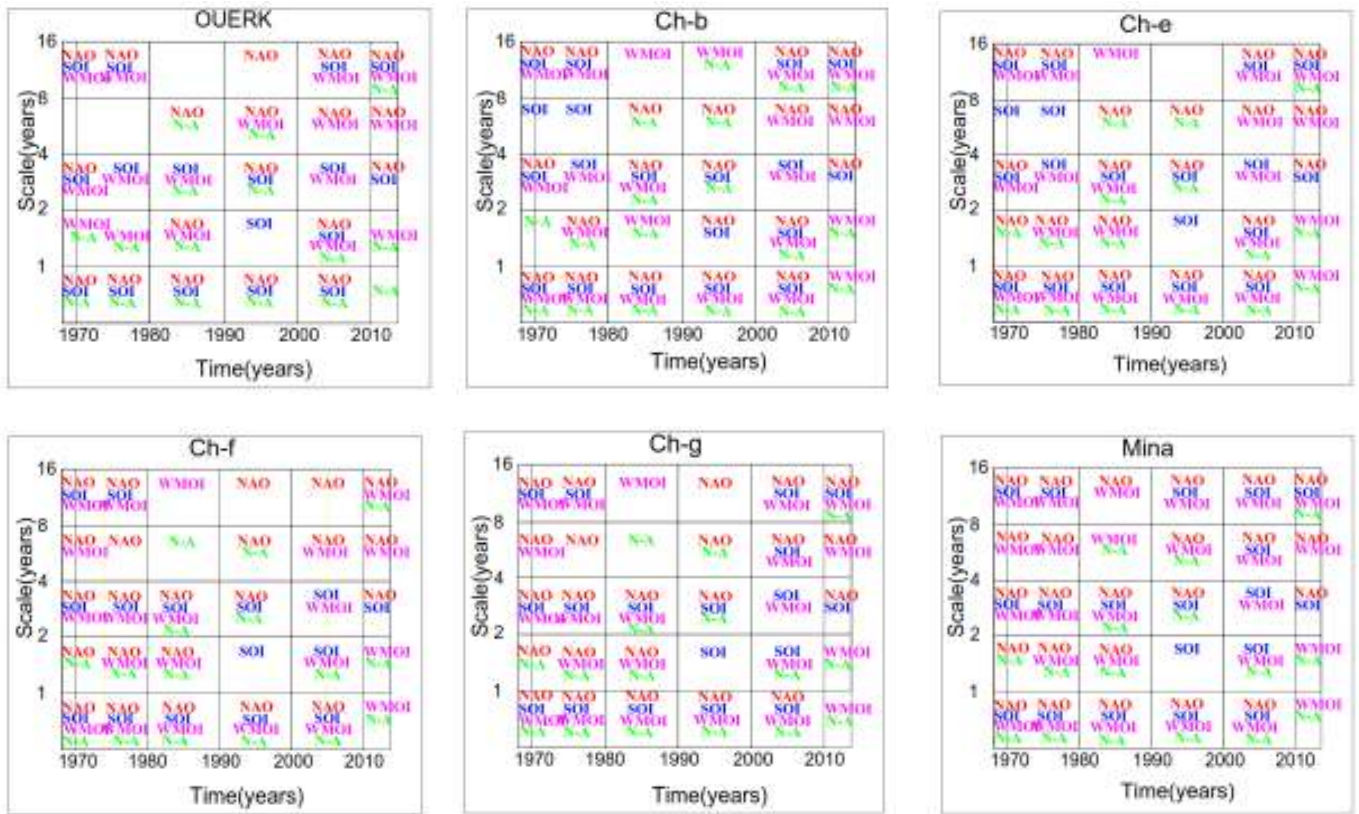
Entre 1980-1990 Medjerda, Mellegue et zerga sont prédominés par NAO. Avec en outre l'influence de WeMOi pour les 2 derniers.

Entre 1990-2000 le signal est influence par NAO et SOI pour les trois bassins avec en plus l'apparition du WeMOi pour Mellegue et Zerga.

Entre 2000-2010 le NAO prédomine dans les sous bassins medjerda et Zerga. Le Mellegue ne présente aucun indice.

Entre 2010-2013 le signal est caractérisé par les modes communs NAO, SOI, WeMOi et N-A dans tous les bassins avec absence de NAO pour Zerga.

Bassin Cheliff



Bassin Medjerda

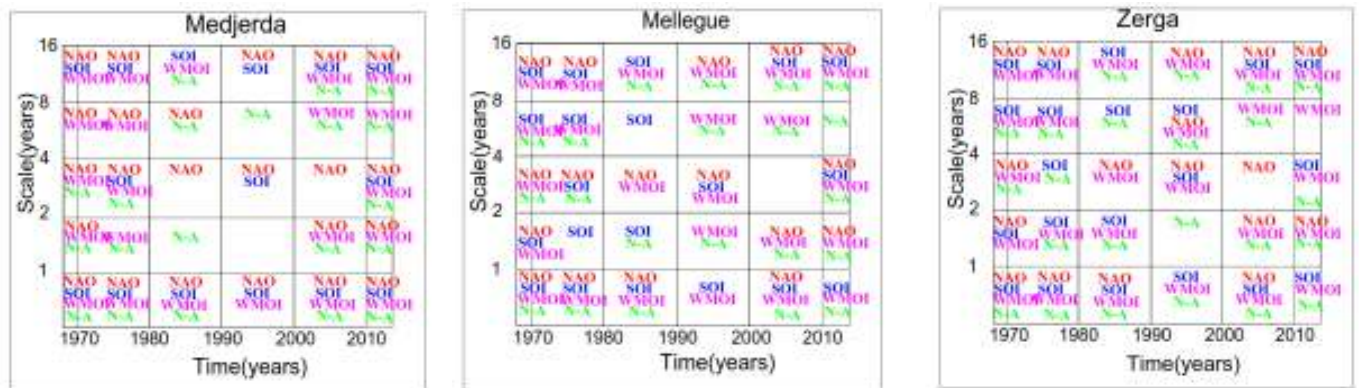


Figure III.22 : Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les débits des bassins du Cheliff et de la Medjerda

III.4.3 Conclusion

L'analyse de la cohérence indique une influence assez importante des différents indices climatiques sur la variabilité des pluies et des débits, incluant les modes de variabilité identifiés et décrits précédemment, de l'échelle annuelle jusqu'au décennale.

Pour les pluies, les modes de variabilité sont dominés par des modes de variabilité détectés dans le NAO, le SOI et le WeMOi et le N-A.

L'analyse de la cohérence montre une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des précipitations et des débits des bassins étudiés.

On peut dire que l'influence des indices climatiques est assez importante, la contribution moyenne et généralement supérieure à 60% dans tous les bassins. Bien que les spectres en ondelettes aient montré l'existence de ces changements dans la distribution de la variance des indices climatiques et des débits, seuls les calculs de cohérence ont pu permettre d'associer à cette caractéristique le renforcement du degré de corrélation linéaire entre fluctuations des indices climatiques et fluctuations des débits et précipitations. Les pertes de cohérence chevauchent la sécheresse qui a eu lieu en Algérie entre 1980 et 1985, des discontinuités majeures ont été observées aux environs de 1970 et 1990 et sont liées à des discontinuités mondiales observées dans les indices NAO, SOI et WeMOi.

La variabilité de la réponse hydrométéorologique de la zone d'étude a tout d'abord été évaluée par une caractérisation simple de l'évolution à long terme des pluies et débits (tendances). Cette caractérisation a été complétée par une approche basée sur l'identification et la quantification des principaux modes de variabilité des pluies et des débits (par méthodes spectrales). La comparaison de l'évolution au cours du temps de ces caractéristiques hydrométéorologiques avec des paramètres d'origine climatique (indices climatiques) a permis d'identifier et de quantifier les liens existants entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique à l'échelle de chaque bassin versant.

Cependant en plus des forçages externes (atmosphériques) et leur variabilité spatio-temporelle dans le bassin versant qui assure la redistribution et/ou la transformation des apports atmosphériques, il est donc important d'essayer de comprendre quelles sont les caractéristiques du bassin versant susceptibles d'influencer le comportement hydrologique du bassin. Les différents forçages internes pouvant influencer la distribution dans le bassin versant peuvent être : la géométrie (morphologie) du bassin versant, l'occupation des sols, la lithologie, l'influence des aquifères.

Conclusion Générale

Conclusion Générale

Les principaux objectifs de cette thèse de doctorat étaient de déterminer et de quantifier les principaux modes de la variabilité des débits et des pluies ainsi que la quantification de leurs relations avec les fluctuations climatiques. L'étude concerne l'analyse de deux régions en Algérie à savoir le bassin du Cheliff dans le Nord-Ouest et de la Medjerda dans le Nord Est.

Les questions scientifiques abordées dans ce travail sont : est-ce que les ruptures détectées pour les différentes régions du bassin présentent plus/moins d'occurrence pour les données ponctuelles ? Est-ce que la modélisation conceptuelle pluie-débit peut répondre à nos préoccupations de représentation du cycle hydrologique des bassins étudiés ? Comment s'expriment les modes de variabilité hydrologique pour les bassins étudiés ? Peut-on observer des changements significatifs dans le comportement hydrologique des bassins versants ? Les fluctuations climatiques contrôlent-elles les modes de variabilité hydrologique de façon claire et prédominante et affectent elles les changements observés dans l'hydrologie ? Quelles échelles temporelles sont préférentiellement affectées ?

On a noté une importante différence dans les données pluviométriques mesurées au niveau des stations ANRH et celles des pluies SIEREM dans les bassins d'études, raison pour laquelle, la grille SIEREM a été écartée et le travail a concerné uniquement la période allant de 1968 à 2013.

La constitution des régions a été limitée par la qualité et la répartition spatiale des données. Les ruptures détectées dans les séries d'indices annuels des précipitations de différentes régions des bassins présentent moins d'années de ruptures que les séries de données ponctuelles observées pour chaque station. En effet, les dates de ruptures détectées sur les séries observées indiquent une variabilité climatique plus locale que régionale pouvant s'ajouter au signal régional.

Les pluies mesurées aux stations des bassins du Cheliff et de la Medjerda sont caractérisées par une succession d'années humides et sèche de 1968 jusqu'à 2013. La baisse des débits est également identifiée sur cette période, l'écoulement est différent d'une station à l'autre, on trouve une période humide dans certaines stations et une subdivision entre humide et sèche dans d'autres.

Les pluies mesurées aux stations et les débits suivent la même évolution, une succession d'années humides suivies par séquences sèches après. Cependant la succession des périodes

humides et sèches est différente entre les sous bassins et entre la nature de la série chronologique.

On peut dire que la diminution des coefficients d'écoulements est visible dès le début des années 1980. Le coefficient d'écoulement de chaque bassin montre l'influence des paramètres morphoclimatiques, essentiellement les pluies annuelles et la densité de réseau hydrographique, ainsi que la circulation atmosphérique. Les ruptures détectées pour le coefficient d'écoulement par l'utilisation des tests de Buishand, de Pettitt, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert s'étend sur toute la période des années 1980, et marque donc, une période de sécheresse. On peut supposer que la variabilité climatique peut induire un changement des écoulements, d'après la concordance des dates de ruptures obtenues entre les précipitations et débits.

Les différents résultats soulignent des changements au cours du temps des caractéristiques hydrologiques liés à un caractère probablement instationnaire du signal d'entrée climatique. A ce stade, le recours à des approches d'analyses de séries chronologiques adaptées à l'étude des différentes échelles de variabilité caractérisant les signaux hydrologiques, et à leur variation au cours du temps, s'avèrent déterminants. D'autres parts les différences dans l'évolution à long terme entre les débits et les précipitations, sera donc nécessaire afin de déterminer les facteurs responsables de ces différences, en particulier pour comprendre si l'origine de ces différences est d'ordre climatique, ou interne au bassin versant (géomorphologie, occupations des sols, aménagements...).

L'analyse des caractéristiques des signaux de sortie (débit) du bassin versant en comparaison aux composantes d'entrée climatiques (pluie, indices climatiques d'origine atmosphérique pertinents pour les régions d'étude, tels que NAO, SOI, WeMOi et N-A) permet l'identification de la variabilité climatique.

L'identification et la quantification des principaux modes de variabilité des débits et des pluies par les méthodes spectrales spécialement par transformée en ondelettes continues ont permis de compléter et de pouvoir capturer l'ensemble des caractéristiques de cette variabilité hydrométéorologique. L'analyse des pluies et débits mensuels de la zone d'étude par transformée en ondelettes montre que cette évolution est effectivement structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant sur différentes échelles de temps : de l'échelle annuelle aux échelles interannuelles où différents signaux ont été observés : 1 an, 2 ans, 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans.

Des fluctuations communes ont été enregistrées à travers toutes les séries de précipitations, tandis que pour certaines (2-4 ans et 4-8 ans) elles semblent être plus spécifiques à certains bassins versants ; elles apparaissent dans tous les sous bassins de la Medjerda à des décennies différentes, ce qui n'est pas le cas dans le bassin du Cheliff où l'on ne retrouve pas le signal 4-8 ans et où la fluctuation 2-4 ans n'apparaît que dans quelques sous-bassins. En outre, la variabilité de fréquence (1 an et 8-16 ans) est identifiée dans la majorité des stations.

Deux périodes sont notées pour le bassin du Cheliff : la première allant de 1968 à 1980 caractérisée par des bandes d'énergie de fort signal d'un an et de 8-16 ans ; la bande de 2 ans n'a été observée qu'au niveau de quelques bassins situés au sud et à l'ouest du bassin du Cheliff. Pour la 2^{ème} période allant de 1980 à 2013, une alternance de périodes humides et sèches ont été observées pour la bande de 1 an, avec l'apparition du mode 2-4 ans et l'absence du mode de variabilité de 2 ans et de 8-16 ans.

Pendant la période d'étude, trois discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries pluviométriques du bassin du Cheliff : La première discontinuité visible durant la décennie 1970 est marquée par l'apparition des bandes de 1 an, 2 ans et 8-16 ans qui sont liées aux cellules anticycloniques subtropicales caractérisées par une augmentation de pression depuis les années 1970, coïncidant avec la baisse des précipitations dans la Méditerranée occidentale. La deuxième discontinuité est visible durant la décennie 1980 avec l'apparition d'un nouveau mode à savoir 2 ans et l'interruption du mode de 8-16 ans. La troisième discontinuité est apparente durant la décennie 1990 qui a été marquée par l'apparition du mode 2-4 ans. Cette discontinuité peut être mise en relation avec un très fort indice de NAO négatif en hiver.

Deux périodes ont été notées pour la Medjerda : la première allant de 1968 à 1980 est caractérisée par des bandes d'énergie de fort signal d'un an et 2-4 ans, et de 8-16 ans. Pour la 2^{ème} période, allant de 1980 à 2013, une alternance de périodes humides et sèches a été enregistrée ; la bande de 1 an a été observée avec l'apparition d'un nouveau mode 4-8 ans et l'absence du mode de variabilité de 8-16 ans. La bande d'énergie de 2 à 4 ans est constatée dans la plus part des sous bassins avec de faibles intensités et une discontinuité après l'année 2000, sauf pour le bassin de Zerga situé dans le sud. La bande de variabilité 8-16 ans de fort signal est visible sur l'ensemble des sous bassins pour la première période de 1968 à 1980. Ce signal a disparu après cette date.

Pendant la période d'étude dans le bassin de la Medjerda, trois principales discontinuités apparaissent sur le spectre d'ondelettes locales : 1970, 1980, 1990. La première discontinuité est visible durant la décennie 1970 qui est marquée par l'apparition des bandes de 1 an 8-16 ans et parfois 2-4 ans. La deuxième discontinuité n'est visible que pendant la décennie 1980 avec l'apparition du mode 1 an avec un fort signal et l'interruption du mode de 8-16 ans dans quelque sous bassins. La troisième discontinuité est apparente lors de la décennie 1990-2000 marquée par l'apparition d'un nouveau mode à savoir 4-8 ans.

Les résultats obtenus montrent une variabilité et une hétérogénéité des pluies assez importante dans les deux bassins du Cheliff et de la Medjerda. Différents signaux ont été observés : 1 an, 2 ans, 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans.

Les modes de variabilités identifiés dans les débits sont différents d'un bassin à l'autre, les mêmes bandes d'énergie que celles des séries pluviométriques sont visibles dans les sous bassins du Cheliff (celles d'un an, de 2 ans, 2 à 4 ans, 4 à 8 ans et de 8 à 16 ans).

Deux périodes sont également constatées comme pour la pluviométrie :

La première s'étale entre 1968 et mi-1980 et elle est caractérisée par des bandes d'énergie de fort signal d'un (01) an et de 2-4 ans dans la plupart des sous bassins ainsi que 8-16 ans pour l'ensemble des bassins.

La deuxième période commence dès la mi-1980 à 2013. Elle présente une apparition du mode 2-4 ans dans les sous bassins d'Ouerk et l'apparition des modes 1 an, 2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans dans la Mina. On constate l'absence du mode de variabilité de 1 an de 2-4 ans et de 8-16 ans dans le reste du bassin du Chélif. Cette baisse de débit est en relation avec la baisse des précipitations accentuée par la construction de barrages dans la 2^{ème} période (mi-80-2013).

Deux discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries des débits durant l'étude :

La première discontinuité est visible durant la décennie 1970 marquée par l'apparition des modes d'énergies de 1 an, 2-4 ans et 8-16 ans. La deuxième discontinuité est visible durant l'année 1986 marquée par l'interruption de mode de variabilité 8-16 et l'apparition du mode 1 an.

Trois discontinuités majeures ont été observées à partir du spectre d'ondelette dans les séries des débits du bassin de la Medjerda:

La première discontinuité est visible durant la décennie 1970 marquée par l'apparition des modes d'énergies de 1 an, 2-4 ans et 8-16 ans. La deuxième discontinuité est observée durant l'année 1986 marquée par l'apparition de nouveau mode de variabilité 4-8 ans. La troisième

discontinuité est visible pendant la décennie 2000 marquée par l'apparition des modes de variabilité 1 an, 2-4 et 4-8 ans et l'absence du signal 8-16 ans.

La cohérence estimée entre la variabilité des débits et des précipitations (cohérence moyenne observée de 65% et 88% suivant les bassins) suggère effectivement une très forte influence d'origine climatique dans la structuration observée de la variabilité des débits.

La variabilité des débits et des pluies en Algérie s'inscrit largement dans un cadre de changements climatiques à l'échelle globale, marqués notamment par une période de plus forte variabilité. Ces modifications s'associent également à des changements dans la composition spectrale des paramètres hydrologiques et climatiques (précipitations, indices climatiques). La rupture des décennies 1970, 1990 identifiée également par l'analyse spectrale ainsi que par les tests de ruptures peut correspondre à une rupture majeure du système climatique et des systèmes hydrologiques à travers le monde. Elle est observée au travers différents paramètres (indices climatiques, températures de l'Hémisphère Nord, précipitations,...), dans des contextes climatiques variés (Amérique du Nord, Europe de l'Ouest, Afrique du Nord...), et pour différentes échelles spatiales (petits et grands bassins versants). Ce changement « brutal » peut-être interprété comme une rupture du système climatique vers un nouveau régime, qui reste relativement constant jusqu'à ce qu'une nouvelle rupture intervienne. Bien que les causes physiques possibles de ce type de discontinuités ne soient pas encore établies, les approches par mécanismes dynamiques utilisant le couplage et les interactions des principaux modes de fluctuations du climat (modes régionaux mais dominants de la variabilité climatique) permettent de comprendre ce type de discontinuités.

La détermination des relations possibles entre modes de variabilité des débits et précipitations et oscillations climatiques sont étudiée au moyen de la comparaison avec quatre indices pertinents des fluctuations du climat dans les deux régions d'étude : la NAO (Nord Atlantic Oscillation), le SOI (South Oscillation), le WeMOi (Western méditerranéen oscillation) et N-A (Nord Algérie).

Les résultats indiquent que les indices climatiques dominants sur les modes de variabilité des précipitations sur les bassins d'études sont (NAO, WeMOi) avec une contribution de 66%-73%, et les indices climatiques dominants sur les modes de variabilité des débits sont les NAO et SOI avec une contribution qui varie de 65%-73% selon les sous bassins.

Ces échelles de temps se caractérisent soit par des **modes communs** de variabilité, soit par les **modes prédominants** (localisés) d'un mode de la variabilité climatique en particulier.

Les composantes des pluies et des débits à l'échelle interannuelle (2-4 ans et 4-8 ans) et décennale (8-16 ans) associée aux modes climatiques prédominants à cette échelle de temps montrent un schéma général pour les bassins du Cheliff et de la Medjerda. Cette échelle de temps se caractérise par une alternance de l'influence de quelques indices climatiques. Chaque sous bassin est caractérisé par un schéma particulier.

Perspectives

Ce travail de thèse ouvre de nombreuses perspectives d'études, ayant notamment pour but essentiel la compréhension de l'impact des facteurs climatiques avec également l'impact des facteurs internes au bassin versant sur la réponse hydrologique. Une analyse plus approfondie visant l'amélioration des résultats obtenus pourra être réalisée en étudiant spécifiquement les facteurs externes (climatiques...) et les facteurs internes au bassin versant (occupation des sols, aménagements, géomorphologie...).

L'approche méthodologique peut être complétée par l'utilisation de nouvelles méthodes pouvant améliorer les résultats obtenus à titre d'exemple, l'étude de la phase correspondant à un outil pouvant améliorer la compréhension de ces relations.

L'importance du dossier des changements climatiques sur le plan scientifique a permis aux chercheurs d'améliorer la compréhension du système climatique, de développer des modèles et moyens capables d'évaluer les variations du climat et ses probables impacts.

Pour une meilleure prise en charge de ce problème d'ordre mondial, il est donc important de favoriser la concertation, le transfert des connaissances entre chercheurs et intervenants afin de développer des solutions cohérentes utiles pour l'humanité.

Etude de la Régionalisation et de la variabilité Spatial des précipitations dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda - Algérie.

Références bibliographiques

- ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) 2004 Annuaire hydrogéologique de la nappe alluviale du haut et moyen Cheliff, Algérie, 13 p.
- Abda Z, & Chettih M 2018 Forecasting daily flow rate-based intelligent hybrid models combining wavelet and Hilbert–Huang transforms in the mediterranean basin in northern Algeria; *Acta Geophysica*, 66(5), 1131-1150.
- ABH-CZ 2004 Cadastre hydraulique ; mission I. Agence de Bassin Hydrographique Cheliff-Zahrez, Algérie, 80 p
- Achour F 1997 Conditions hydrologiques et disponibilité en eau en région semiaride ; Thèse de doct. UnIII De Franche Comté, France.261p.
- Achour K, Meddi M, Zeroual A, Bouabdelli S, Maccioni P, & Moramarco T 2020 Spatio-temporal analysis and forecasting of drought in the plains of northwestern Algeria using the standardized precipitation index; *Journal of Earth System Science*, 129(1), 42.
- Adjez A 2000 Changes in the rainfall regime in the North-African region: links with large-scale oscillation phenomena; In: Conference *Abstracts 'Detection and modeling of recent climate change and its effects on a regional scale'*, Tarragona; 24.
- Agence de bassin hydrographique cheliff zahrez - <http://www.abh-cz.com.dz>. [Cité 6 Dec 2017].
- Agoumi A 1995 Variabilités climatiques et ressources en eau. In Colloque International sur le Theme: Eau: Gestion de la Rarete. Rabat (Maroc). 19-20 Oct 1995.
- Ahn K H, & Merwade V 2014 Quantifying the relative impact of climate and human activities on Streamflow; *Journal of Hydrology*, 515, 257-266.
- Alain B 2000 « Les changements climatiques et leurs impacts » *Vertigo ; la revue électronique en sciences de l'environnement* , Volume 1 Numéro 2. DOI : <https://doi.org/10.4000/vertigo.4042>
- Alexander M, Capotondi A, Miller A, Chai F, Brodeur R and Deser C 2008 Decadal variability in the Northeast PaciBcin a physical ecosystem model: Role of mixed layer depth and trophic interactions; *J. Geophys. Res.* 113 C02017, <https://doi.org/10.1029/2007JC004359>.
- Alheit J and Niquen M 2004 Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem; *Prog. Oceanogr.* 60(2-4)201–222.
- Alkama R, Marchand L, Ribes A, Decharme B 2013 Detection of global runoff changes: results from observations and CMIP5 experiments; *Hydrology and Earth System Sciences* 17(2013) 2967–2979.
- Al-Safi H I J, Kazemi H, Sarukkalige PR 2020 Comparative study of conceptual versus distributed hydrologic modelling to evaluate the impact of climate change on future runoff in unregulated catchments; *Journal of Water and Climate Change*, 2 (2020) 341-366.
- Altava-Ortiz V, Llasat M C, Ferrari E, Atencia A and Sirangelo B, 2011 Monthly rainfall changes in Central and Western Mediterranean basins, at the end of the 20th and beginning of the 21st centuries; *Int. J. Climatol*, v.31, p.1943–1958
- Alvarez-Solas J 2010 Changements abrupts et variabilité rapide dans différents contextes climatiques: une étude basée sur une stratégie de plusieurs modèles (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie).
- Amiar S, Bouanani A, Baba-Hamed K, & Belarbi H 2020 Variabilité pluviométrique dans le bassin versant du Haut et Moyen Cheliff ; *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science*, 32(4), 337-347.
- Anderson D M and Woodhouse C A 2005 Climate change: Let all the voices be heard; *Nature* 433 587–588.
- Andreo B, Jimenez P, Duran J J, Carrasco F, Vadillo I and Mangin A 2006 Climatic and hydrological variations during the last 117–166 years in the south of the Iberian peninsula, from spectral and

- correlation analyses and continuous wavelet analyses; *J. Hydrol*, 324(1–4) 24–39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.010>.
- Andrieu M & Talbot A 1972 Etude hydrogéologique et prospection électrique de la haute vallée de la Medjerda Tunisie ; DGRE Rapport inédit 01-50.
- Angulo-Martínez M, Beguería S 2012 Do atmospheric teleconnection patterns influence rainfall erosivity? A study of NAO, MO and WeMO in NE Spain, 1955–2006; *J Hydrol*, 450:168–179. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.063>.
- ANRH 2005 Carte du réseau hydroclimatique et de la surveillance de la qualité des eaux. Echelle 1 :500 000.
- Appenzeller C, Stocker T F and Anklin M 1998 North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores; *Science* 282(5388) 446–449.
- Ardoin-Bardin S 2004 Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne ; Doctoral dissertation.
- Artigue G 2012 Prédiction des crues éclair par réseaux de neurones: généralisation aux bassins non Jaugés ; Doctoral dissertation.
- Azzaz H 2008 Caractérisation du fonctionnement des systèmes Karstiques des Monts de Tlemcen par les méthodes Hydrochimiques et Isotopiques ; Thèse Doctorat, Université de des Sciences et de Technologie d’Oran, 230p.
- Babaousmail H, Hou R, Ayugi B, & Gnitou G T 2019 Evaluation of satellite-based precipitation estimates over Algeria during 1998–2016; *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 195, 105139.
- Bai P, Liu X, Liang K, Liu C 2015 Comparison of performance of twelve monthly water balance models in different climatic catchments of China; *J Hydrol*, 529:1030–1040.
- Baiamonte G, Mercalli L, Berro D C, Agnese C, & Ferraris S 2019 Modelling the frequency distribution of inter-arrival times from daily precipitation time-series in North-West Italy; *Hydrology Research*, 50(1), 339-357.
- Bakreti A, Braud I, Leblois E, Benali A 2013 Analyse conjointe des régimes pluviométriques et hydrologiques dans le bassin de la Tafna (Algérie Occidentale) ; *Hydrol Sci J*, 58:133–151
- Bargaoui Z, Trambly Y, Lawin E A, & Servat E 2014 Seasonal precipitation variability in regional climate simulations over Northern basins of Tunisia; *International journal of climatology*, 34(1), 235-248.
- Bates B C, Kundzewicz Z W, Wu S, & Palutikof J P 2008 Le changement climatique et l’eau ; *Document technique publié par le Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat*, Secrétariat du GIEC, Genève, éd. Suisse, 236 p.
- Beaupré L 2014 Comparaison de modèles thermiques statistique et déterministe pour l’estimation d’indices thermiques sur les portions aménagées et naturelles de la rivière Fourchue (Québec, Canada) ; Doctoral dissertation, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Bekkoussa B, Meddi M and Jourde H 2008 Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d’une région semi-aride: Cas de la plaine de Ghriss (Nord-Ouest algerien); *Science et changements planétaires/Secheresse*, 19(3) 173–184, <https://doi.org/10.1684/sec.2008.0134>.
- Belarbi H, Touaibia B, Boumechra N, Amiar S and Baghli N 2017 Secheresse et modification de la relation pluie-debit:cas du bassin versant de l’Oued Sebdou (Algerie Occidentale); *Hydrol. Sci. J.* 62(1) 124–136. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1112394>.
- Belhamra A, Bouhali Z, Djabri L, Rachedi H, Zeroual M, & Hani A 2016 Qualités des eaux d’un Oued transfrontalier: cas de l’Oued Mellegue à El Aouinet. Pour le bien-être de tous: un environnement protégé pour des terres mieux abreuvées ; *Revue des Régions Arides*, n°41 (1/2017)

- Numéro spécial – Journées Scientifiques de la Medjerda 2016 ESIER Medjez El Bab (Tunisie), 9 et 10 novembre 2016.
- Benassi M 2001 Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitation field and water Supply; *Options Mediterranean's*, Series A, No. 80, 83-86.
- Benassi M 2008 Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitation Beld and watersupply; *Options Méditerranéennes*, 80 83–87.
- Benest M 1985 Évolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire ; Thèse, Doctorat, Lab., Géol. Univ, Lyon. Fasc. 1, 367 p.
- Benner T C 1999 Central England temperatures: Longterm variability and teleconnections; *Int. J. Climatol. J. Roy.Meteorol. Soc.*, 19(4) 391–403.
- Bennis S 2007 *Hydraulique et hydrologie* ; PUQ.
- Bergaoui M, & Louati M H 2010 Drought effects on reservoirs inflows in Tunisia: Case of Lakhmess and Siliana reservoirs; López-Francos A.(comp), López-Francos A.(collab); *Economics of Drought and Drought Preparedness in a Climate Change Context*. Zaragoza: CIHEAM/FAO/ICARDA/GDAR/CEIGRAM/MARM p, 75-78.
- Berthet L 2010 *Prévision des crues au pas de temps horaire: pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique*; Doctoral dissertation.
- Betterle A 2018 *Predicting the spatial correlation of daily streamflows to understand the hydrological response of river networks*; Doctoral dissertation, Université de Neuchâtel.
- Bhattarai R & Dutta D 2008 A comparative analysis of sediment yield simulation by empirical and process-oriented models in Thailand/Une analyse comparative de simulations de l'exportation sédimentaire en Thaïlande à l'aide de modèles empiriques et de processus; *Hydrological sciences journal*, 53(6), 1253-1269.
- Biancamaria S 2020 *Variabilité du cycle hydrologique des grands bassins fluviaux* ; Doctoral dissertation, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Bin Shaari M A, Samsudin R, & bin Shabri Ilman A 2017 Comparison of drought forecasting using ARIMA and empirical wavelet Transform-ARIMA; In *International Conference of Reliable Information and Communication Technology* ,(pp. 449-458). Springer, Cham.
- Bizhanimanzar M 2019 *Développement d'un modèle hydrologique intégré des eaux de surface et des eaux souterraines, de complexité moyenne, adapté pour les régions humides* ; Doctoral dissertation, Université de Sherbrooke.
- Bleu P 2008 *Changement climatique et énergie en méditerranée* ; Sophia Antipolis.
- BNEDER 2013 *Etude relative à la caractérisation et à la délimitation du massif montagneux de Medjerda : première phase : Délimitation de la zone d'étude et analyse prospective de l'état des lieux du massif montagneux* ; 83p.
- Bodian A 2011 *Approche par modélisation pluie-débit de la connaissance régionale de la ressource en eau: Application au haut bassin du fleuve Sénégal* ; *Carnets de géographes*, (4).
- Boé J 2019 *Du début de la période industrielle à la fin du 21ème siècle: 250 ans de variations hydroclimatiques sur la France* ; Doctoral dissertation.
- Bongaarts J 2019 Intergovernmental panel on climate change special report on global warming of 1.5° C Switzerland: IPCC, 2018; *Population and Development Review*, 45(1), 251-252.
- Booth B B, Dunstone N J, Halloran P R, Andrews T, & Bellouin N 2012 Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability; *Nature*, 484(7393), 228-232.
- Bouabdelli S, Meddi M, Zeroual A, & Alkama R 2020 Hydrological drought risk recurrence under climate change in the karst area of Northwestern Algeria; *Journal of Water and Climate Change*. <https://doi.org/10.2166/wcc.2020.207>

- Bouabdelli S, Zeroual A, Meddi M, Djelloul F, & Alkama R 2020 Past and future drought in Northwestern Algeria: the Beni Bahdel Dam catchment; Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, 383, 315-318.
- Bouabid R, & Elalaoui C A 2010 Impact of climate change on water resources in Morocco: The case of Sebou Basin; Séminaires Méditerranéens, 9, 57-62.
- Bouanani A 2002 Hydrologie, Transport Solide et Modélisation. Étude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérie) ; Thèse de Doctorat, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen.250 p.
- Bouanani R, Baba-Hamed K, & Bouanani A 2012 Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit: cas du bassin d'Oued Sikkak (NW algérien) ; Revue Nature et Technologie, 9, 61-66.
- BOUCEBHA F 2018 Etude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Meffrouche (Tafna, Algérie) ; Doctoral dissertation.
- Boucefiane A, & Meddi M 2019 Regional growth curves and extreme precipitation events estimation in the steppe area of northwestern Algeria; *Atmósfera*, 32(4), 287-303.
- Boucharel, J. (2010). Modes de variabilité climatique dans l'océan Pacifique tropical: quantification des non-linéarités et rôle sur les changements de régimes climatiques ; Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Boulariah O, Meddi M, & Longobardi A 2019 Assessment of prediction performances of stochastic and conceptual hydrological models: monthly stream flow prediction in northwestern Algeria; *Arabian Journal of Geosciences*, 12(24), 792.
- Bourouga M 2015 Déminéralisation des eaux de forage de la région d'Ouled Abbés et son impact sur l'environnement (Souk Ahras, extrême Nord-Est Algérien) ; Mémoire de Magister en Hydrogéologie, Université Badji Mokhtar Annaba, Algérie 120 p.
- Boursali I 2016 Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la TAFNA Cas de l'oued Khemis-TLEMEN (NW Algérien).
- Brakensiek D L, Haan C T, & Johnson H P 1982 Hydrologic modeling of small watersheds; American Society of Agricultural Engineers.
- Brandimarte L, Di Baldassarre G, Bruni G, D'Odorico P and Montanari A 2011 Relation between the North Atlantic Oscillation and hydroclimatic conditions in Mediterranean areas; *Water Resour. Manag.* 25 1269–1279, <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9742-5>.
- Brigode P, Oudin L, & Perrin C 2013 Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change?; *Journal of Hydrology*, 476, 410-425.
- Brives A 1897 Les terrains miocènes de Chélif et du Dahra Matér ; Carte géol.Algérie. 2ème série. Strat, descript. Rég. n°2.
- Brockwell P J, & Davis R A 1987 Time Series: Theory and Methods; New York. P. 309œ, 376.
- Bronnimann S, Xoplaki E, Casty C, Pauling A, Luterbacher J 2007 ENSO influence on Europe during the last centuries; *Climate Dynamics*, 28: 181–197.
- BRUNEAU P, RASSAM J C, 1983 Application d'un modèle bayésien de détection de changements de moyennes dans une série ; *Hydrol. Sci. J.*, 28(3), 341-354.
- Brunel C 2010 Évolution séculaire de l'avant côte de la méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes ; Doctoral dissertation.
- Brunet-Moret Y 1979 Homogénéisation des précipitations ; *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, vol. XVI, n. 3-4, p.147-170.
- Buishand T A 1982 Some methods for testing the homogeneity of rainfall records; *J.Hydrol.*, 58,11-27.
- Buishand T A 1984 Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series; *J. Hydrol.*, 73, 51-69.

- Bunting A, Dennett M D, Elston J, & Milford J R 1976 Rainfall trends in the west African Sahel; *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(431), 59-64.
- Caloiero T, Coscarelli R, Ferrari E, Mancini M, 2011 Precipitation change in Southern Italy linked to global scale oscillation indexes; *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 11,1683–1694.
- Cardoso Pereira S, Marta-Almeida M, Carvalho A. C, & Rocha A 2020 Extreme precipitation events under climate change in the Iberian Peninsula; *International Journal of Climatology*, 40(2), 1255-1278.
- Cassou C 2004 Prix Prud'homme 2002 Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique ; *La Météorologie*.
- Cassou C, & Guilyardi É 2007 Modes de variabilité et changement climatique: Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec ; *La Météorologie*.
- Castany G 1954 Les grands traits structuraux de la Tunisie ; *Bull. Soc. Géol. France* 6, 151–173.
- Cazenave A, & Cozannet G L 2014 Sea level rise and its coastal impacts; *Earth's Future*, 2(2), 15-34.
- Change I C 2019 Land: An IPCC Special Report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems; In The approved Summary for Policymakers (SPM) was presented at a press conference on (Vol. 8).
- CHAOUCHE A, 1988 Structure de la saison des pluies en Afrique Soudano-Sahélienne. Thèse de doctorat de l'Ecole des Mines de Paris. Paris. 263p.
- Chaouche K, Neppel L, Dieulin C, Pujol N, Ladouche B, Martin E, Salas D and Caballero Y 2010 Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change; *Comptes Rendus Geosci*, 342(3) 234–243. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.02.001>.
- Chaponniere A and Smakhtin V 2006 A review of climate change scenarios and preliminary rainfall trend analysis in the OumErRbia Basin, Morocco; *International Water Management Institute (IWMI), Colombo, Sri Lanka. Working Paper 110*.
- Charifi S, Benmamar S, & Benziada S 2006 Application du modèle hydrologique GR2M sur les bassins versants de la Soummam et de l'Isser ; *Mémoire de magistère. Ecole National polytechnique. Alger*.
- Chenoweth J, Hadjinicolaou P, Bruggeman A, Lelieveld J, Levin Z, Lange M A, Xoplaki E & Hadjikakou M 2011 Impact of climate change on the water resources of the eastern Mediterranean and Middle East region: Modeled 21st century changes and implications; *Water Resources Research*, 47(6).
- CHOUKRI F, CHIKHAOUI M, NAIMI M, PEPIN Y, & RACLOT, D 2019 Analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire d'un bassin versant du Rif Occidental du Maroc à l'aide du modèle SWAT: Cas du bassin versant Tleta ; *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, 7(2).
- Clark R T 1973 *Mathematical models in hydrology* FAO consultant; Institute of hydrology, Wallingford, United Kingdom. 275p.
- Coladon A 2010 Étude de l'évolution du couvert nival sur un bassin versant québécois comme indicateur de changements climatiques ; *Doctoral dissertation, École de technologie supérieure*.
- Colin É, & Michel C 1980 Approche statistique du coefficient d'écoulement et utilisation pour la prédétermination des crues ; *La Houille Blanche*, (4-5), 251-258.
- Collins M 2009 Evidence for Changing Flood Risk in New England Since the Late 20th Century; *J. Am. Water Resour. Assoc.* 2009, 45, 279–290.
- Colombo F, Magazù S, & Caccamo M T 2018 Wavelet analysis as a tool for characterizing trends in climatic data. *Wavelets: Principles, Analysis and Applications*; Nova Science Publishers, Inc.

- Hauppauge, NY, USA, 55-76.
- Compagnucci R H, Blanco S A, Figliola M A, Jacovkis P M 2000 Variability in subtropical Andean Argentinean Atuel river: a wavelet approach; *Environmetrics*, 11, 251-269.
- Company P 1967 Rapport final sur les recherches des eaux souterraines, vallée de la haute Medjerda ; Rapport inédit 01-85, DGRE, Tunisie.
- Conway D P, Persechino A, Ardoin-Bardin S, Hamandawana H, Dieulin C, Mahé G 2009 Rainfall and river flow variability in sub-Saharan Africa during the 20th Century; *Journal of Hydrometeorology*, 10, 1, p. 41-59.
- Cormary Y 1970 Modeles deterministes des relations pluie-debit sur la sioule ; Note 30/39, LNH,EDF,Faculté de Sciences de Montpellier,35pp.
- Cormary Y, & Guilbot A 1971 Ajustement et réglage des modèles déterministes méthode de calage des paramètres ; *La houille blanche*, (2), 131-140.
- Coulibaly P 2006 Spatial and temporal variability of Canadian seasonal precipitation (1900-2000); *Advances in Water Resources*, 29(12), 1846-1865.
- Coulibaly P and Burn D H 2004 Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamCows; *Water Resour, Res.* <https://doi.org/10.1029/2003WR002667>.
- Croteau R 2020 Utilisation des SIG pour mesurer les impacts de l'élévation du niveau marin sur les littoraux et les infrastructures de la zone urbaine de Tahiti.
- Da Silva N 2018 Température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne ; Thèse de doctorat, de l'université paris-saclay préparée à l'école.191p
- Danielsen F,Sorensen M K, Olwig M F,Selvam V,Parish F,Burgess N D, Hiraishi T,Karunagaran V M, Rasmussen M S ,Hansen L B ,Quarto A , & Suryadiputra N 2005 The Asian tsunami :a protective role for coastal vegetation;*Science*, 310, 643.
- Das P, Naganna S R, Deka P C, & Pushparaj J 2020 Hybrid wavelet packet machine learning approaches for drought modeling; *Environmental Earth Sciences*, 79(221), 221.
- Daubechies I 1990 The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis; *Information Theory, IEEE Transactions on*, 36(5), 961-1005.
- David L 1956 Etude géologique des monts de la haute Medjerda ; Thèse Sci. Paris. Publ. Serv.Carte géol. Algérie, n.s, Bull, n°11, 189p.
- Dezetter A, Girard S, Paturel J E, Mahé G, Ardoin-Bardin S, & Servat E 2008; Simulation of runoff in West Africa: Is there a single data-model combination that produces the best simulation results?; *Journal of Hydrology*, 354(1-4), 203-212.
- Di Mauro G, Bonaccorso G B, Cancelliere A and Rossi G 2008 Use of NAO index to improve drought forecasting in the Mediterranean area: Application to Sicily region; *Options Mediterraneennes; Serie A: Seminaires Mediterraneens* 80, <http://om.Ciheam.org/om/pdf/a80/00800456.pdf>.
- Dieppois B 2013 Etude par analyses spectrales de l'instabilité spatio-temporelle des téléconnexions basse-fréquences entre les fluctuations globales du secteur Atlantique et les climats de l'Europe du NW (1700-2010) et du Sahel ouest-africain (1900-2010) ; Doctoral dissertation, Rouen.
- Djellouli F 2017 Persistance de la variabilité climatique et occurrence de la sécheresse: La modélisation «Pluie-Débit» outil d'identification. Application à un bassin versant d'oued El Hammam (Nord-ouest algérien);Univ Tlemcen, Doctoral dissertation.203p
- Djellouli F, Bouanani A, & Baba-hamed K 2013 Modélisation pluie-debit par une approche globale: cas du bassin versant d'oued louza (oued el hammam-mactaa-nw algerien).
- Djellouli F, Bouanani A, & Baba-Hamed K 2015 Caractérisation hydrologique du bassin d'Oued Louza à l'aide d'un modèle pluie-débit global ; *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782*, (23), 275-286.

- Djerbouai S, Souag-Gamane D 2016 Drought forecasting using neural networks, wavelet neural networks, and stochastic models: case of the Algerois Basin in North Algeria; *Water Resour Manag* 30(7): 2445–2464. <https://doi.org/10.1007/s11269-016-1298-6>
- Donat M G, Angéilil O, & Ukkola, A M 2019 Intensification of precipitation extremes in the world's humid and water-limited regions; *Environmental Research Letters*, 14(6), 065003.
- Driouech F 2010 Distribution des précipitations hivernales sur le Maroc dans le cadre d'un changement climatique: descente d'échelle et incertitudes; Doctoral dissertation.
- Driouech F, Deque M and Sanchez-Gomez M 2010 Weather regimes – Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation; *Glob. Planet. Change* 72 1–10.
- Dunkeloh A, Jacobeit J 2003 Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98; *International Journal of Climatology*, 23: 1843–1866.
- Ellouze M, Azri C, Abida H 2009 Spatial variability of monthly and annual rainfall data over Southern Tunisia; *J. Atmos. Res*, 93, 832–839.
- Elmeddahi Y 2016 Les changements climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau, cas du bassin du Cheliff ; Doctoral dissertation, ISSAADI Abderrahmane.
- Elmeddahi Y, Mahmoudi H, Issaadi A, Goosen M F, & Ragab R 2016 Evaluating the effects of climate change and variability on water resources: A case study of the cheliff Basin in Algeria; *American Journal of Engineering and Applied Sciences*, 9(4), 835-845. <https://doi.org/10.3844/ajeassp.2016.835.845>.
- Elmeddahi Y, Mahmoudi H, Issaadi A, Goosen M F, & Ragab R 2016a Evaluating the effects of climate change and variability on water resources: A case study of the cheliff Basin in Algeria; *American Journal of Engineering and Applied Sciences*, 9(4), 835-845.
- Elmeddahi Y, Remaoun M, Abaidia S, & Issaadi A 2016b Variabilité climatique et détection de tendance dans la relation pluie-débit pour l'évaluation des risques de sécheresse dans le bassin de l'oued Ouahrane (Algérie) ; *Techniques Sciences Méthodes*, (11), 141-164.
- Elouissi A Z, Habi M 2016 Algerian rainfall innovative trend analysis and its implications to Macta watershed; *Arab J Geosci*, 4(9):1-12. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2325-x>
- Eltahir EAB 1996 El Nino and the natural variability in the flow of the Nile river; *Water Resources Research* 32(1): 131–137.
- Emmanuel L, Hougue N, Biaou C and Badou D 2019 Statistical analysis of recent and future rainfall and temperature variability in the Mono River Watershed (Benin, Togo); *Climate* 7(1) 8. <https://doi.org/10.3390/cli7010008>.
- Erwan D 2006 Ondelettes pour la simulation des écoulements fluides incompressibles en turbulence. *Mathématiques [math]* ; Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, 2006. Français.
- Feidas H, Nouloupoulou C, Makrogiannis T, Bora-Senta E 2007 Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001; *Theor Appl Climatol*. 87:155–177.
- Feki H, Slimani M, & Cudenneq C 2012 Incorporating elevation in rainfall interpolation in Tunisia using geostatistical methods; *Hydrological Sciences Journal*, 57(7), 1294-1314.
- Ferrari E, Caloiero T, Coscarelli R 2013 Influence of the North Atlantic oscillation on winter rainfall in Calabria (southern Italy); *Theor Appl Climatol* 114(3-4):479-494. <https://doi.org/10.1007/s00704-0130856-6>
- Flook S, Fawcett J, Cox R, Pandey S, Schöning G, Khor J, & Raiber M 2020 A multidisciplinary approach to the hydrological conceptualisation of springs in the Surat Basin of the Great Artesian Basin (Australia); *Hydrogeology Journal*, 28(1), 219-236.
- Fonseca A R, & Santos J A 2019 Predicting hydrologic flows under climate change: The Tâmega Basin as an analog for the Mediterranean region; *Science of the total environment*, 668, 1013-1024.

- Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, Berntsen T, Betts R, Fahey D W, Haywood J, Lean J, Lowe D C, Myhre G, Nganga J, Prinn R, Raga G, Schulz M & Van Dorland R 2007 Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing; Chapter 2. In *Climate Change 2007, The Physical Science Basis*.
- Fritier N, Massei N, Laignel B, Durand A, Dieppois B and Deloffre J 2012 Links between NAO Cuctuations and interannual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France); *Comptes Rendus Geoscience*, 344(8) 396–405.
- Fung K F, Huang Y F, & Koo C H 2019 Coupling fuzzy–SVR and boosting–SVR models with wavelet decomposition for meteorological drought prediction; *Environmental Earth Sciences*, 78(24), 693.
- Garambois P A, Douinot A, Roux H, & Dartus D 2016 Méthodes de régionalisation pour un modèle pluie-débit distribué et à base physique dédié aux crues éclair ; *La Houille Blanche*, (2), 71-77.
- García-Ruiz J M, López-Moreno J I, VicenteSerrano S M, Lasanta-Martínez T, Beguería, S 2011 Mediterranean water resources in a global change scenario; *Earth-Science Reviews*, 105 (2011) 121-139.
- Gardner LA 1969 On detecting changes in the mean of normal variâtes; *Ann. Math. Statist*, 40,116-126.
- Gentil L 1895 Sur les gîtes calaminaires de l’Ouarsenis ; A.F.A.S. France.
- Gentilucci M, Barbieri M, D’Aprile F, & Zardi D 2020 Analysis of extreme precipitation indices in the Marche region (central Italy), combined with the assessment of energy implications and hydrogeological risk; *Energy Reports*, 6, 804-810.
- Gherissi R 2012 Hydrologie et modélisation pluie-debit: cas du bassin versant de l’oued lakhdar (ex: chouly) tafna-nw algerien ; Doctoral dissertation.
- Ghil M, Allen M R, Dettinger M D, Ide K, Kondrashov D, Mann M E, Robertson A, W Saunders A, Tian Y, Varadi F and Yiou P 2002 Advanced spectral methods for climatic time series; *Rev. Geophys.* 40(1) 3–1, <https://doi.org/10.1029/2000RG000092>.
- Giddings L, Soto M, Rutherford B M and Maarouf A 2005 Standardized precipitation index zones for Mexico; *Atmosfera* 18(1) 33–56, <http://www.scielo.org.mx/pdf/atm/v18n1/v18n1a03.pdf>.
- Giorgi F 2002 Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations; *Climate Dynamics*. 18, 675–691, doi 10.1007/s00382-001-0204-x.
- Giuntoli I, Villarini G, Prudhomme C, Hannah D M 2018 Uncertainties in projected runoff over the conterminous United States; *Climatic Change*, 150(2018) 149–162.
- Gobler C J 2020 Climate change and harmful algal blooms: insights and perspective; *Harmful Algae*, 91, 101731.
- Gordo O, Barriocanal C, Robson D 2011 Ecological impacts of the North Atlantic oscillation (NAO) in Mediterranean ecosystems; *Adv Glob Chang Res*, 46:153-170. https://doi.org/10.1007/978-94007-1372-7_11
- Gottis Ch & Sainfeld P 1955 Notice explicative (Carte géologique de la Tunisie: Ghardimaou échelle 1/50 000) ; *Serv. Géol. Tunisie*.
- Grandjouan O, Hidalgo L, Apaéstegui J, Baby P, Cochonneau G, Condori E, & Guyot J L 2017 Las resurgencias del Alto Mayo (San Martin, Perú): estudio hidrológico sobre un karst tropical andino-amazónico. *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar*, 8, 83-96.
- Groisman P Y, Knight R W, Karl T R, Easterling D R, Sun B, & Lawrimore J H 2004 Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: Trends derived from in situ observations; *Journal of hydrometeorology*, 5(1), 6485.
- Guellala R, Inoubli M H & Amri F 2008 Nouvelles données géologiques sur la plaine de la Haute vallée de la Medjerda, Tunisie ; *Notes Serv. Géol, Tunisie* 76, 103–113.

- Guellala R, Inoubli M H, Alouani R, Manaa M & Amri F 2005a Caractérisation des réservoirs aquifères de la Haute Vallée de la Mejerda (Tunisie) ; *J. Afr. Geosci. Rev.* 12, 189–202.
- Guellala R, Inoubli M H, Alouani R, Manaa M & Amri F 2005b Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de Ghardimaou-Oued Meliz (Tunisie) ; In: Deuxième Congrès "Ressources en Eau dans le bassin Méditerranéen" (WATMED 2, Marrakech, Maroc, 14–17 Novembre 2005).
- Guérémy P 2020 Réflexions sur l'apport de la géomorphologie à la mise en évidence des variations du niveau de la mer au cours de l'Holocène en Calabre méridionale ; *Géomorphologie: relief, processus, environnement*.
- Habibi B, Meddi M, Torfs P J, Remaoun M, & Van Lanen H A 2018 Characterisation and prediction of meteorological drought using stochastic models in the semi-arid Chélif–Zahrez basin (Algeria); *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 16, 15-31.
- Hadour A, Mahe G, Meddi M 2020 Watershed based hydrological evolution under climate change effect: An example from North Western Algeria; *Journal of Hydrology* 28 1-13.
- Hadria R, Khabba S, Lahrouni A, Duchemin B, Er-raki S, Ezzahar J, & Ouzine L 2005 Application de STICS à la gestion de l'eau d'irrigation dans les conditions de Marrakech ; Séminaire STICS, INRA, Carry-le-Rouet, France, 17-18.
- Haghighi A T, Darabi H, Shahedi K, Solaimani K, & Kløve B 2020 A scenario-based approach for assessing the hydrological impacts of land use and climate change in the Marboreh Watershed, Iran; *Environmental Modeling & Assessment*, 25(1), 41-57.
- Hallouz F, Meddi M and Mahe G 2013 Analyse des ruptures dans les séries pluviométriques dans le bassin de l'oued Mina (Nord Ouest d'Algérie); *Revue des Sciences de l'Eau* 26(1) 33–38, <https://doi.org/10.7202/1014917ar>.
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G, Karahacane H and Ali Rahmani S 2019 Tendances des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique: Bassin versant de l'oued Mina en Algérie; *Revue des sciences de l'eau, J. Water Sci.* 32(2) 83–114. <https://doi.org/10.7202/1065202ar>.
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G, Toumi S and Ali Rahmani S 2018 Erosion, sédimentation and climate change on the Wadi Mina at the Sidi M'Hamed Ben Aouda dam, Algeria; *Water* 10(7) 895, <https://doi.org/10.3390/w10070895>.
- Hamaoui, M 2019 Étude statistique et comparative de modèles conceptuels hydrologiques pour des bassins versants de la province du Québec, Canada, Doctoral dissertation, Université du Québec à Chicoutimi.
- Hamlaoui-Moulai L, Mesbah M, Souag-Gamane D, Medjerab A 2013 Detecting hydro-climatic change using spatiotemporal analysis of rainfall time series in western Algeria; *Nat Hazards* 65(3):1293-1311. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0411-2>.
- Hasanean H M 2004 Variability of the North Atlantic subtropical high and associations with tropical sea-surface temperature; *Int. J. Climatol.* 24(8) 945–957.
- Hiez G 1977 L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 14, 2, p. 129-172.
- Hiez G, Cochonneau G, Sechet P, Medeiros Fernandes U, 1992 Application de la méthode du vecteur régional à l'analyse de la pluviométrie annuelle du bassin Amazonien. *Veille Climatique Satellitaire* (Ed. ORSTOM/Météo France, 43, p. 39-52
- Higuchi K, Huang J and Shabbar A 1999 A wavelet characterization of the North Atlantic Oscillation variation and its relationship to the North Atlantic Sea surface temperature; *Int. J. Climatol.* 19(10) 1119–1129.

- Hirpa F A, Alfieri L, Lees T, Peng J, Dyer E, & Dadson S J 2019 Streamflow response to climate change in the Greater Horn of Africa; *Climatic Change*, 156(3), 341-363.
- Hirsch R M, Slack J R 1982 Technique of trend analysis for monthly water quality data; *Water Resources Research* 18, 107-121.
- Hoerling M P, Whitaker J S, Kumar A and Wang W 2001 The midlatitude warming during 1998–2000; *Geophys. Res. Lett.*, 28(5) 755–758.
- Hreiche A, Najem W, & Bocquillon C 2007 Hydrological impact simulations of climate change on Lebanese coastal rivers/Simulations des impacts hydrologiques du changement climatique sur les fleuves côtiers Libanais; *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 52(6), 1119-1133.
- Hsiang, S, Kopp R, Jina A, Rising J, Delgado M, Mohan S, & Larsen K 2017 Estimating economic damage from climate change in the United States; *Science*, 356(6345), 1362-1369.
- Hubert P, Carbonnel J P, 1993 Segmentation des séries annuelles de débits de grands fleuves africains ; *Bulletin de liaison du CIEH.*, 92, 3-10.
- Hulme M 1992 Rainfall changes in Africa: 1931–1960 to 1961–1990; *International Journal of Climatology*, 12(7), 685-699.
- Hurrell J W 1995 Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation; *Science* 269(5224) 676–679, <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.
- Hurrell J W, Kushnir Y, & Visbeck M 2001 The north Atlantic oscillation; *Science*, 291(5504), 603-605.
- Hurrell J W, Kushnir Y, Ottersen G, & Visbeck M 2003 An overview of the North Atlantic oscillation; *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1-36.
- Hurrell JW, Deser C 2009 North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation; *Journal of Marine System* 78(1): 28–41, DOI: 10.1016/j.jmarsys.2009.11.002.
- Hurrell JW, Van Loon H 1997 Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation; *Clim Chang* 36:301-326. <https://doi.org/10.1023/A:1005314315270>
- Hydraccess: <http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess.htm>. Version 4.3
- Ibrahim B, Karambiri H, Polcher J 2015 Hydrological impacts of the changes in simulated rainfall fields on Nakanbe Basin in Burkina Faso. *Climate*, 3 (2015) 442–458.
- IPCC 2014 Climate Change 2014 Synthesis Report Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; Geneva, Switzerland, 151p.
- Jacobeit J, Jonsson R, Barring L, Beck C, Ekstrom M 2001 Zonal indices for Europe 1780–1995 and running correlations with temperature; *Climatic Change* 48: 219–241.
- Jacquet J 1971 Aspects généraux de la représentation mathématique des phénomènes en hydrologie de surface (exposé introductif) ; *la Huille Blanche*, 2 : 105-110.
- Jain S K, & Jha R 2005 Comparing the stream re-aeration coefficient estimated from ANN and empirical models/Comparaison d'estimations par un RNA et par des modèles empiriques du coefficient de réaération en cours d'eau ; *Hydrological sciences journal*, 50(6).
- Janicot S, & Fontaine B 1993 L'évolution des idées sur la variabilité inter annuelle récente du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest ; *La météorologie*.
- Janssens-Maenhout G, Crippa M, Guizzardi D, Muntean M, Schaaf E, Olivier J G, Schure K M 2017 Fossil CO₂ & GHG emissions of all world countries (Vol. 107877); Luxembourg: Publications Office of the European Union.
- Jaunat J 2012 Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme: application au massif de l'Ursuya (Pays Basque, France) ; Doctoral dissertation.

- Jauzein A 1971 Les agents de la morphogenese les eaux courantes. Cours de géomorphologie aux élèves de l'ENSA ; trav.lab.Geol.E.NS,5,177p.
- Jemai S, Ellouze M and Abida H 2017 Variability of precipitation in arid climates using the wavelet approach: Case study of watershed of Gabes in south-east Tunisia; *Atmosphere* 8(9) 178, <https://doi.org/10.3390/atmos8090178>.
- Jemai S, Ellouze M and Abida H 2017 Variability of precipitation in arid climates using the wavelet approach: Case study of watershed of Gabes in south-east Tunisia; *Atmosphere* 8(9) 178, <https://doi.org/10.3390/atmos8090178>.
- Jhajharia D, Dinpashoh Y, Kahya E, Singh V P, & Fakheri-Fard A 2012 Trends in reference evapotranspiration in the humid region of northeast India; *Hydrological Processes*, 26(3), 421-435.
- Joshi N, Gupta D, Suryavanshi S, Adamowski J, Madramootoo CA 2016 Analysis of trends and dominant periodicities in drought variables in India: a wavelet transform based approach; *Atmos Res*, 182:200-220. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.07.030>
- Julien A, Pierre S, Vincent L, Bassem J, Alexandrine S M, Laurent D, & Nathalie, C N 2020 Mid-to Late-Holocene Mediterranean climate variability: Contribution of multi-proxy and multi-sequence comparison using wavelet analysis in the northwestern Mediterranean basin; *Earth-Science Reviews*, 103232.
- Kabouya M 1990 Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie Septentrionale; Doctoral dissertation, Doctorat Sciences, Université Paris Sud Orsay.
- Kalayci S, Kahya E 2006 Assessment of streamflow variability modes in Turkey: 1964–1994; *Journal of Hydrology* 324: 163–177.
- Kallel R, Bouzaiane S, Eoche Duval J M, Colombani J, Claude J, Lamachère J M, & Picouet M 1974 Monographie de la Medjerdah: tome 1. Le milieu physique et humain. Tome 2. Etude et interprétation des phénomènes hydrologiques. Tome 3. Annexes.822P
- Kalmus P 2017 *Being the change: Live well and spark a climate revolution*; New Society Publishers.
- Kang H M and Yusof F 2012 Homogeneity tests on daily rainfall series; *Int. J. Contemp. Math. Sci.* 7(1) 9–22.
- Kasbadji M N, Daaou H, et Haddouche S 2000 « Carte des Vents de Algérie, Etablies à l'aide du Modèle AIOLOS » ; 4^{ème} Congrès National de la Physique Energétique, Faculté de physique de l'USTHB, Sidi Fredj.
- Kendall M G 1975 *Rank correlation methods*; 4th edn, Charles GriDn, Londres, Royaume-Uni, 202p.
- Kendon E J, Rowell D P, Jones RG 2010 Mechanisms and reliability of future projected changes in daily precipitation; *Clim. Dyn*, 35, 489–509.
- Khaliq MN, Ouarda TBMJ, Ondo J-C, Gachon P, Bobee B 2006 Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations; A review. *Journal of Hydrology*, 329: 534–552.
- Khomsî K, Mahe G, Sinan M, & Snoussi M 2013 Hydro-climatic variability in two Moroccan basins: comparative analysis of temperature, rainfall and runoff regimes; IAHS-AISH publication, 183-190.
- Khronostat 1998 Logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques ; ORSTOM Ed. Paris. <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article239>
- King A D, & Harrington L J 2018 The inequality of climate change from 1.5 to 2 °C of global warming; *Geophysical Research Letters*, 45(10), 5030-5033.
- King D, Schrag D, Dadi Z, Ye Q, & Ghosh A 2017 *Climate change: A risk assessment*.
- Kirech O 1977 Etude géologique et structural des massifs de la plaine du Cheliff (Doui, Rouina – Temoulga). Thèse de doctorat 3^{ème} cycle. UnIII sci. tech.Alger.
- Klein Tank A M G, & Lenderink G 2009 Climate change in the Netherlands; Supplements to the KNMI'06 scenarios; De Bilt, Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.

- Knippertz P, Christoph M and Speth P 2003 Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates; *Meteor. Atmos. Phys.* 83 67–88, <https://doi.org/10.1007/s00703-002-0561-y>.
- Koopmans L H 1995 *The spectral analysis of time series*; Elsevier.
- Kotti F C, Mahe G, Habaieb H, Dieulin C, Calvez R, & Ali H B 2016 Etude des pluies et des débits sur le bassin versant de la Medjerda, Tunisie Study of rainfall and discharges in the Medjerda watershed, Tunisia; *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, 38, 19-28.
- Kotti, F, Dezileau L, Mahé G, Habaieb H, Benabdallah S, Bentkaya M, & Dieulin C 2018 Impact of dams and climate on the evolution of the sediment loads to the sea by the Mejerda River (Golf of Tunis) using a paleo-hydrological approach; *Journal of African Earth Sciences*, 142, 226-233.
- Koutsoyiannis D, Yao H, & Georgakakos A 2008 Medium-range flow prediction for the Nile: a comparison of stochastic and deterministic methods/Prévision du débit du Nil à moyen terme: une comparaison de méthodes stochastiques et déterministes ; *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 142-164.
- Kucuk M, Kahya E, Cengiz T M, & Karaca M 2009 North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels; *Hydrological Processes*, 23(6), 893.
- Kundzewicz Z W, & Robson A J 2004 Change detection in hydrological records à review of the methodology/revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques ; *Hydrological sciences journal*, 49(1), 7-19.
- L'Hote Y, Mahe G and Some B 2003 The 1990s rainfall in the Sahel: The third driest decade since the beginning of the century; *Hydrol. Sci. J.* 48(3) 493–496.
- Labat D 2006 Oscillations in land surface hydrological cycle; *Earth Planet. Sci. Lett.* 242(1–2) 143–154, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.057>.
- Labat D 2008 Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers; *Advances in Water Resources*, 31(1), 109-117.
- Labat D 2010 Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices; *Journal of Hydrology*, 385(1), 269-278.
- Labat D, Ababou R and Mangin A 2000 Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: Continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses; *J. Hydrol.* 238(3–4) 149–178, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00322-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00322-X).
- Labat D, Goddérés Y, Probst J L, & Guyot J L 2004 Evidence for global runoff increase related to climate warming; *Advances in Water Resources*, 27(6), 631-642.
- Labiod M, Haddad A, Bouhraoua R, Anouar K M, & Lambs L 2007 Devenir du peuplier blanc dans le Nord-Ouest algérien: Diagnostic sanitaire de quelques peuplements sur la région de Tlemcen ; *Forêt méditerranéenne*, 28(3), 255-262.
- Laborde J P, Gourbesville P, Assaba M, Dammak A and Belhouli L 2010 Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria; *Curr. Sci.* 98(8)1056–1062, <https://www.jstor.org/stable/24111761>.
- Lafreniere M and Sharp M 2003 Wavelet analysis of interannual variability in the runoff regimes of glacial and nival stream catchments, Bow Lake, Alberta; *Hydrol. Process.* 17(6) 1093–1118, <https://doi.org/10.1002/hyp.1187>.
- Laignel B, Massei N, Rossi A, Mesquita J and Slimani S 2010 Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean; *IAHS–AISH Publication*, Wallingford, UK, pp. 612–619.
- Lalas D P « Wind Energy Estimation and Siting in Complex Terrain »; *International Journal. Solar Energy*, vol. 3, pp. 43-71, 1985.
- Lamb P J, & Pepler R A 1987 North Atlantic Oscillation: concept and an application; *Bulletin of the*

- American Meteorological Society, 68(10), 1218-1225.
- Lambergeon D 1977 Relation entre les pluies et les pressions en Afrique occidentale ; ASECNA, Direction de l'exploitation météorologique.
- Lau K M, & Weng H 1995 Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing; Bulletin of the American Meteorological Society, 76(12), 2391-2402.
- Le Gall A 2007 Sondage des sous-sols planétaires par radar à pénétration de sol: étude et modélisation des performances de l'instrument ; TAPIR; Doctoral dissertation, Paris 6.
- Le Gros G 2020 Quel réchauffement climatique?-Enjeux majeurs, solutions multiples ; Revue Générale Nuclé aire, (3), 53-55. <https://doi.org/10.1051/rgn/20203053>.
- Lee H 2007 Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Li Q, He P, He Y, Han X, Zeng T, Lu G, & Wang H 2020 Investigation to the relation between meteorological drought and hydrological drought in the upper Shaying River Basin using wavelet analysis; Atmospheric Research, 234, 104743.
- Li S 2017 Régionalisation du climat avec le modèle LMDZ: étude méthodologique ; Doctoral dissertation. Université Pierre et Marie Curie - Paris 138p
- Lienou G 2007 Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et les transports de matières en suspension de quelques bassins versants représentatifs au Cameroun ; Thèse de doctorat PhD, université de Yaoundé I.
- Lins H F, & Slack, J R 1999 Streamflow trends in the United States; Geophysical research letters, 26 (2), 227-230.
- Linsley RK 1982 Rainfall-runoff Models: An overview in Rainfall-Runoff Relationships of water Resources Publications.
- Lomas M W, & Bates N R 2004 Potential controls on interannual partitioning of organic carbon during the winter/spring phytoplankton bloom at the Bermuda Atlantic Timeseries Study (BATS) site; Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 51(11), 1619-1636.
- Longobardi A, & Villani P 2010 Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area; International journal of Climatology, 30(10), 1538-1546.
- López J, & Frances F 2010 Influence of the North Atlantic Oscillation and the western mediterranean oscillation in the maximum flow events in Spain; In International workshop advances in statistical hydrology, taormina, Italy (pp. 23-25).
- López-Moreno J I, Vicente-Serrano S M, Moran-Tejeda E, Zabalza J, Lorenzo-Lacruz J and Garcia-Ruiz J M 2010 Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin; Hydrol. Earth Syst. Sci., Discuss. 7 (2), <https://doi.org/10.5194/hessd-7-2651-2010>.
- Lotsch A, Friedl M A, Anderson B T, & Tucker C J 2005 Response of terrestrial ecosystems to recent Northern Hemispheric drought; Geophysical Research Letters, 32(6).
- Luterbacher J, Xoplaki E, Casty C, Wanner H, Pauling A, Küttel M, Rutishauser T, Bronnimann S, Fischer E, Fleitmann D, Gonzalez-Rouco F J, Garcia-Herrera R, Barriendos M, Rodrigo F, Gonzalez-Hidalgo J C, Angel Saz M, Gimeno L, Ribera P, Brunet M, Paeth H, Rimbu N, Felis T, Jacobeit J, Dunkeloh A, Zorita E, Guiot J, Turkes M, Alcoforado M J, Trigo R, Wheeler D, Tett S, Mann M E, Touchan R, Shindell D T, Silenzi S, Montagna P, Camuffo D, Mariotti A, Nanni T, Brunetti M, Maugeri M, Zerefos C, De Zolt Z, Lionello P, Nunes M F, Rath V, Beltrami H, Garnier E and Le Roy Ladurie E L R 2006 Mediterranean climate variability over the last centuries: a review ; Developments in Earth and environmental Sciences, 4, 27-148.
- Lyon SW, King K, Polpanich O-U, Lacombe G 2017 Assessing hydro-logic changes across the Lower Mekong Basin; J Hydrol Reg Stud, 12:303-314
- Machekposhti KH, Sedghi H, Telvari A, Babazadeh H 2018 Modeling climate variables of rivers basin using time series analysis (case study: Karkheh River Basin at Iran); Civ Eng J, 4:78-92

- Maghraoui M 1988 Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismo-tectonique ; Thèse doct. Essci.UnIIIdeparisVIII.
- Mahé G 2006 Variabilité pluie-débit en Afrique de l'Ouest et Centrale au 20ème siècle: changements hydro-climatiques, occupation du sol et modélisation hydrologique ; Université de Montpellier II: Montpellier, France, 160.
- Mahé G, & Olivry J C 1995 Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989 ; Science et changements planétaires/Sécheresse, 6(1), 109-117.
- Mahé G, & Paturel J E 2009 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers; Comptes Rendus Geoscience, 341(7), 538-546.
- Mahé G, Diello P, Paturel J E, Barbier B, Karambiri H, Dezetter A, Dieulin C, & Rouche N 2010 Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso ; Sécheresse, 21(4), 330-332.
- Mahé G, Lienou G, Descroix L, Bamba F, Paturel J E, Laraque A, Meddi M, Habaieb H, Adeaga O, Dieulin C, Chahnez Kotti F and Khomsi K 2013 The rivers of Africa: Witness of climate change and human impact on the environment; Hydrol. Process, 27(15) 2105–2114, <https://doi.org/10.1002/hyp.9813>.
- Mahé, G, & Paturel J E 2009 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers; Comptes Rendus Geoscience, 341(7), 538-546.
- Maheras P, Tolika K and Anagnostopoulou C 2008 Relations entre les précipitations moyennes et extrêmes et les types de circulation atmosphérique en Belgique; Bull. de la Société géographique de Liège, 51 115–125.
- Makhlouf Z 1994 Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres
- Mann H B 1945 Nonparametric tests against trend; *Econometrica* 13 245–259.
- Mann M E, Rahmstorf S, Kornhuber K, Steinman, B A, Miller S K, & Coumou D 2017 Influence of anthropogenic climate change on planetary wave resonance and extreme weather events; *Scientific Reports*, 7, 45242.
- Maraun D and Kurths J 2004 Cross wavelet analysis: Significance testing and pitfalls; *Nonlin. Process. Geophys.* 11(4) 505–514, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal00302384>.
- Maraun D, Kurths J and Holschneider M 2007 Nonstationary Gaussian processes in wavelet domain: Synthesis, estimation, and significance testing; *Phys. Rev. E* 75(1) 016707. <https://doi.org/10.1103/physreve.75.016707>.
- Marceau P, Cluis D, & Morin G 1986 Comparaison des performances relatives à un modèle déterministe et à un modèle stochastique de température de l'eau en rivière ; *Canadian Journal of Civil Engineering*, 13(3), 352-364.
- Marchane A, Jarlan L, Boudhar A, Trambly Y, Hanich L 2016 Linkages between snow cover, temperature and rainfall and the North Atlantic oscillation over Morocco; *Clim Res*, 69(3):229-238. <https://doi.org/10.3354/cr01409>
- Mariotti A, Struglia MV, Zeng N, Lau K-M 2002a The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea; *Journal of Climate*, 15: 1674-1690.
- Mariotti A, Zeng N, Lau K-M 2002b Euro-Mediterranean rainfall variability and ENSO. News letter of the Climate Variability and Predictability Programme (CLIVAR); Special issue on: Tropical Extratropical Interactions. *Exchanges*, 7(1): 3–5.
- Marsac F 1999 Changements hydroclimatiques observés dans l'Atlantique depuis les années 50 et impacts possibles sur quelques stocks de thons et leur exploitation ; Collective volume of scientific papers-international commission for the conservation of atlantic tunas, 49, 346-370.

- Marshall J, Kushnir Y, Battisti D, Chang P, Czaja A, Dickson R, McCartney M 2001 North Atlantic Climate Variability: phenomena, impacts and mechanisms; *International Journal of Climatology*, 21(15): 1863–1898.
- Martín-Vide J et Lopez-Bustins J A 2006 The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula; *Int. J. Climatol*, (en prensa), 26, p.1455-1475.
- Martín-Vide J, Sanchez-Lorenzo A, Lopez-Bustins JA, Cordobilla MJ, Garcia-Manuel A, Raso JM 2008 Torrential rainfall in northeast of the Iberian Peninsula: synoptic patterns and WeMO influence; *Adv Sci Res*, 2:99-105.
- Marvel K, Cook B I, Bonfils C J, Durack P J, Smerdon J E, & Williams A P 2019 Twentieth-century hydroclimate changes consistent with human influence; *Nature*, 569(7754), 59-65.
- Massei N, Dieppois B, Hannah DM, Lavers DA, Fossa M, Laignel B, Debret M 2017 Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: application to the seine river catchment, France; *J Hydrol*, 546:262-275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.008>
- Massei N, Durand A, Deloffre J, Dupont J P, Valdes D and Laignel B 2007 Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years; *J. Geophys.Res*, 112 D09121, <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>.
- Massei N, Laignel B, Deloffre J, Mesquita J, Motelay A, Lafite R & Durand A 2009 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. <https://doi.org/10.1002/joc.2022>.
- Massei N, Laignel B, Rosero E, Motelay-Massei A, Deloffre J, Yang Z L and Rossi A 2011 A wavelet approach to the short-term to pluri-decennial variability of stream flow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998; *Int. J. Climato*, 31(1) 31–43.
- Mateescu M and Haidu I 2006 Comparaison entre la variabilité de la NAO et du SOI selon l’approche des ondelettes ; *XIXe Colloque de l’Association Internationale de Climatologie*, Actes du colloque, 421–426.
- Mateescu M and Haidu I 2007 La methode des ondelettes comme outil de test d’homogeneite le cas des precipitations a Cluj, Roumanie; *Assoc. Int. de Climatologie*, actes de colloque du Tunis, pp. 369–374.
- Mathevet T 2005 Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants ; Thèse Ph.D ; Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Paris.
- Mattauer M 1958 Etude géologique de l’Ouarsenis oriental Algérie ; Thèse. Doctorat Es-science, Besancon, France, 343 p.
- McCabe G J, & Wolock, D M 2002 A step increase in streamflow in the conterminous United States; *Geophysical Research Letters*, 29(24), 38-1.
- McCane D R, Hanson R L, Charles M A, Jacobsson L T, Pettitt D D, Bennett P H and Knowler W C 1994 Comparison of tests for glycated haemoglobin and fasting and two hour plasma glucose concentrations as diagnostic methods for diabetes; *BMJ*. 308(6940) 1323–1328.
- McCuen RH 2016 Modeling hydrologic change: statistical methods. CRC press.
- Meddi H, Meddi M, 2007 Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord Ouest de l’Algérie; *Géographia Technica*, n°.2, p 49-55.
- Meddi M and Toumi S, 2015 Spatial variability and cartography of maximum annual daily rainfall under different return periods in the North of Algeria; *Journal of Mountain Science*. DOI 10.1007/s11629-014-3084-3.
- Meddi M, & Boucefiane A 2013 Climate change impact on groundwater in Cheliff-Zahrez Basin (Algeria); *APCBEE procedia*, 5, 446-450.

- Meddi M, & Boucefiane A 2014 Impact Des Changements Climatiques Sur Le Renouvellement Des Ressources En Eau Souterraine: Cas Du Bassin Hydrographique Cheliff-Zahrez, Algerie/Impact Of Climate Change On Groundwater Recharge In The Cheliff-Zahrez Basin, Algeria ; Production scientifique-Publications.
- Meddi M, Assani A A and Meddi H 2010 Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria; *Water Res. Manag.* 24(14) 3817–3833. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9635-7>.
- Meddi M, Hubert P (2003) Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie ; IAHS publication: 229-235
- Meddi M, Hubert P and Bendjoudi H 2002 October Evolution du regime pluviometrique du Nord–Ouest de l'Algérie; *In: Colloque international sur l'eau dans le bassin Meditteraneen (WATMED) «ressources et developpement durable»*, Monastir, Tunisie.
- Meddi M, Hubert P, 2003 Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie ; IAHS publication, 229-235.
- Meddi M, Talia A, & Martin C 2009 Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie); *Géographie physique et environnement*, (Volume 3), 61-84. <https://journals.openedition.org/physio-geo/686>.
- Meddi M, Talia A, 2007 Pluviometric regime evolution in the North of Algeria; *Arab Gulf Journal of Scientific Research*, 01/2008; 26, p 152-162.
- Meddi M, Toumi S, Assani A A, & Eslamian, S 2014 Regionalisation of rainfall erosivity in northern Algeria; *International Journal of Hydrology Science and Technology*, 4(2), 155-175.
- Medjerab A, Henia L 2011 Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatique en Algérie Nord occidentale ; *Courrier du savoir* 11:71–79
- Medjerab A, 2005 Étude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale ; Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et Aménagement du Territoire, USTHB, Alger, 569p.
- Mehaiguene M 2013 Étude des étiages et des débits de base au nord-ouest de l'algerie ; Thèse de Doctorat ès Sciences, ENSH. 228p.
- Meinshausen M, Meinshausen N, Hare W, Raper S C, Frieler K, Knutti R, David J F, & Myles R.A M R 2009 Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2 °C; *Nature*, 458(7242), 1158-1162.
- Merabti A, Martins D S, Meddi M and Pereira L S 2018 Spatial and time variability of drought based on SPI and RDI with various time scales; *Water Res. Manag.* 32(3)1087–1100. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1856-6>.
- Merrouche I, & Boudjelel D 2020 Etude de comparative des méthodes de comblement de lacune dans les enregistrements de précipitations ; Doctoral dissertation, Univ M'sila.
- Meyer Y, Jaffard S and Rioul O 1987 L'analyse par ondelettes; *Pour la Science*, 119 28–37.
- Michel C 1983 Que peut-on faire en hydrologie avec modèle conceptuel à un seul paramètre?; *La Houille Blanche*, (1), 39-44.
- Milano M 2010 Les impacts prévisibles du changement climatique sur les ressources en eau de quatre grands bassins versants Méditerranéens ; *Plan Bleu*, Sophia Antipolis, janvier 2010.
- Milano M, Ruelland D, Fernandez S, Dezetter A, Fabre J, Servat E, Fritsch J M, Ardoin-Bardin S, and Thivet G 2013 Current state of Mediterranean water resources and future trends under global changes, *Hydrolog. Sci. J.*, 58, p.498-518, doi:10.1080/02626667.2013.774458.
- Miller R L, Schmidt G A, & Shindell D T 2006 Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models; *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, (1984–2012), 111(D18).
- Miller S A, & Moore F C 2020 Climate and health damages from global concrete production; *Nature*

- Climate Change, 1-5.
- Min S K, Zhang X, Zwiers F W, & Hegerl G C 2011 Human contribution to more-intense precipitation extremes; *Nature*, 470(7334), 378-381.
- Mitchell J M Jr, Dzerdzeevskii B, Flohn H, Hofmeyr W L, Lamb H H, Rao K N and Wall en C C 1966 Climatic change:Report of a working group of the Commission for Climatology; Note technique No. 79, Organisation meteorologique mondiale (OMM), Geneve, Suisse, 79p.
- Mohammadi K, Eslami H, Dayani DS 2005 Comparison of regression, ARIMA and ANN models for reservoir inflow forecasting using snowmelt equivalent (a case study of Karaj).
- Mohymont B, & DEMARÉE G R 2006 Courbes intensité-durée-fréquence des précipitations à Yangambi, Congo, au moyen de différents modèles de type Montana; *Hydrological sciences journal*, 51(2), 239-253.
- Moisselin J M, Schneider M, & Canellas C 2002 Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations ; *La météorologie*.
- Moravec V, Markonis Y, Rakovec O, Kumar R, & Hanel M 2019 A 250 year European drought inventory derived from ensemble hydrologic modeling; *Geophysical Research Letters*, 46(11), 5909-5917.
- Morizet N 2006 Initiation aux ondelettes; *Revue de l'électricité et de l'électronique* 9 91.
- Morlet J 1983 Sampling theory and wave propagation; In *Issues in acoustic Signal-image processing and recognition*, Springer, Berlin, Heidelberg. (pp. 233-261).ISBN 978-3-642-82004-5.
- Morlet J, Arens G, Fourgeau I, Giard D 1983 Sampling theory and wave propagation, geophysics; In: *Issues in acoustic signal-image processing and recognition*, vol.1. Berlin: Springer; p. 203–236.
- Motha R P, Leduc S K, Steyaert L T, Sakamoto C M, & Strommen N D 1980 Precipitation patterns in west Africa; *Monthly Weather Review*, 108(10), 1567-1578.
- Mouelhi S, Michel C, Perrin C, Andreassian V Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model; *Journal of Hydrology*, 318 (2006) 200–214.
- Moussa I B, Maiga O F, Ambouta J M K, Sarr B, Descroix L, & Adamou M M 2009 Les conséquences géomorphologiques de l'occupation du sol et des changements climatiques dans un bassin-versant rural sahélien; *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 20(1), 145-152.
- Moutahir H, Bellot P, Monjo R, Bellot J, Garcia M, & Touhami I 2017 Likely effects of climate change on groundwater availability in a Mediterranean region of Southeastern Spain; *Hydrological processes*, 31(1), 161-176.
- Naizghi M S, & Ouarda, T B 2017 Teleconnections and analysis of long-term wind speed variability in the UAE; *International Journal of Climatology*, 37(1), 230-248.
- Nakicenovic N, Alcamo J, Grubler A, Riahi K, Roehrl R A, Rogner H H, & Victor N 2000 Special report on emissions scenarios (SRES), a special report of Working Group III of the intergovernmental panel on climate change; Cambridge University Press.
- Nash JE, Sutcliffe JV (1970) River flow forecasting through conceptual models part I- A discussion of principles; *J Hydrol*, 10:282–290.
- New M, Todd M, Hulme M and Jones P 2001 Precipitation measurements and trends in the twentieth century; *Int. J. Climatol*, 21(15) 1889–1922. <https://doi.org/10.1002/joc.680>.
- Nguimalet C 2017 Changements enregistrés sur les extrêmes hydrologiques de l'Oubangui à Bangui (République centrafricaine): analyse des tendances ; *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 30(3), 183-196.
- Nicholls R J, & Cazenave A 2010 Sea-level rise and its impact on coastal zones; *Science*, 328(5985), 1517-1520.
- Nicholson S E 1979 Revised rainfall series for the West African subtropics; *Monthly Weather Review*,

- 107(5), 620-623.
- Nicholson S E 1980 The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa; *Monthly Weather Review*, 108(4), 473-487.
- Nicholson S E 1983 Sub-Saharan rainfall in the years 1976-80: Evidence of continued drought; *Monthly weather review*, 111(8), 1646-1654.
- Nkemelang T, New M, & Zaroug M 2018 Temperature and precipitation extremes under current, 1.5 °C and 2.0 °C global warming above pre-industrial levels over Botswana, and implications for climate change vulnerability; *Environmental Research Letters*, 13(6), 065016.
- Nolin A W, & Hall-McKim E A 2006 Frequency modes of monsoon precipitation in Arizona and New Mexico; *Monthly weather review*, 134(12), 3774-3781.
- Norrant C and Douguedroit A 2006 Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000); *Theor. Appl. Climatol*, 83(1-4) 89–106.
- Norrant C, 2007 Relations entre le niveau du géopotential 500 hPa de l'hémisphère nord et les précipitations du bassin méditerranéen (1950–2000) ; *Climatologie*, 4, p.91–104.
- Nouaceur Z N, Laignel B, Imen T and Hiba J 2014 Climate change in northern Africa: Towards a return of rainfall on the southern mediterranean basin; *Aerulsi Apa. Componenteale Mediului*. 48.
- O.R.G.M 2002 Projet de prospection des polymétaux dans le secteur de Dj. Harraba, Méridéf, Dj. Def, et Es Souabaa (Région de Ouenza-El Aouinet) ; *Rapport annuel 2002* (D. Bessekri et M. Benzeroual).
- Ogunbode C A, Doran R, & Böhm G 2020 Exposure to the IPCC special report on 1.5° C global warming is linked to perceived threat and increased concern about climate change; *Climatic Change*, 158(3), 361-375.
- Okkan U, Fistikoglu O 2014 Evaluating climate change effects on runoff by statistical downscaling and hydrological model GR2M; *Theoretical and Applied Climatology*, 117 (2014) 343–361.
- Olivry J C 1983 Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). Statement on the drought evolution in Senegambia and Cape-Verde Islands, in 1982. Examination of some long time series (discharges and rainfall); *Les cahiers de l'ORSTOM. Série Hydrologie Bondy*, 20(1), 47-69.
- Olivry J C 1987 Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hypersalinisation de la basse Casamance ; *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*, 501-512.
- Orlowsky B, & Seneviratne S I 2013 Elusive drought: uncertainty in observed trends and short-andlong-term CMIP5 projections; *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5), 1765-1781.
- Osuch M, Romanowicz R J, & Booij M J 2015 The influence of parametric uncertainty on the relationships between HBV model parameters and climatic characteristics; *Hydrological sciences journal*, 60(7-8), 1299-1316.
- Otmane A, Baba Hamed K, & Bouanani A 2019 Apport de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant dans la modélisation hydrologique et les sous-produits du bilan hydrologique: cas du bassin versant de l'aval Mekerra, Algérie ; *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 32(2), 117-144.
- Ouachani R, Bargaoui Z, & Ouarda T 2013 Power of teleconnection patterns on precipitation and streamflow variability of upper Medjerda Basin; *International Journal of Climatology*, 33(1), 58-76.
- Oubeidillah A A, Tootle G and Anderson S R 2012 Atlantic Ocean sea-surface temperatures and regional streamflow variability in the Adour-Garonne basin, France; *Hydrol.Sci. J*, 57(3) 496–506, <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.659250>.

- Ouhamdouch S, Bahir M, Carreira P M, Zouari K 2018 Climate change impact on future flows in semiarid environment; case of Essaouira Basin (Morocco); In Conference of the Arabian Journal of Geosciences, (2018) 305-308. Springer, Cham.
- Pachauri R K, & Reisinger A 2007 IPCC fourth assessment report, IPCC, Geneva, 2007.
- Pakalidou N, & Karacosta P 2018 Study of very long-period extreme precipitation records in Thessaloniki, Greece; Atmospheric Research, 208, 106-115.
- Pall P, Aina T, Stone D A, Stott P A, Nozawa T, Hilberts A G, & Allen M R 2011 Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000; Nature, 470 (7334), 382-385.
- Pan Z, Arritt R W, Takle E S, Gutowski W J, Anderson C J, & Segal M 2004 Altered hydrologic feedback in a warming climate introduces a “warming hole”; Geophysical Research Letters, 31(17).
- Pardé Maurice 1926 Sur les coefficients d'écoulement du Fier et du Chéran ; In: Revue de géographie alpine, tome 14, n°4. pp. 803-812. DOI : <https://doi.org/10.3406/rga.1926.5008>
- Park J, & Mann M E 2000 Interannual temperature events and shifts in global temperature: a “multiwavelet” correlation approach; Earth Interactions, 4(1), 1-36.
- Partal T, & Sezen C 2019 Wavelet-based analysis of global index effects in air temperature and precipitation data of the Black Sea coast; Journal of Water and Climate Change, 10(2), 402-418.
- Paskoff, R. (1998, March). Conséquences possibles sur les milieux littoraux de l'élévation du niveau de la mer prévue pour les prochaines décennies. In Annales de Géographie, (pp. 233-248). Armand Colin.
- Paturel J E, Boubacar I, Laouar A, Mahé G, 2010 Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale ; Hydrological Sciences Journal, 55, 8, p. 1281-1288.
- Paturel J E, Ouedraogo M, Servat E, & Dezetter A 2003 Utilisation de modèles hydrologiques pour évaluer ; In Water Resources Systems-water Availability and Global Change: Proceedings of an International Symposium (Symposium HS02a) Held During IUGG 2003, the XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics: at Sapporo, Japan, (p. 117).
- Pekarova P, Miklanek P and Pekar J 2003 Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19–20th centuries; J. Hydrol, 274(1–4) 62–79, [https://doi.org/10.1016/S00221694\(02\)00397-9](https://doi.org/10.1016/S00221694(02)00397-9).
- Perrin C 2002 Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative.
- Perrodon A 1957 Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie Nord Occidentale ; Thèse de Doctorat, 115 p.
- Peters GP and Hertwich E 2008 CO2 embodied in international trade with implications for global climate policy ; Environ Sci Technol, 42(5):1401–7.
- Pettitt A N 1979 A non-parametric approach to the changepoint problem; J. Roy. Stat. Soc, Series C (Appl.Stat.) 28(2) 126–135, <http://www.jstor.org/stable/2346729>.
- Philandras C M, Nastos P T, Kapsomenakis I N, & Repapis C C 2015 Climatology of upper air temperature in the Eastern Mediterranean region; Atmospheric research, 152, 29-42. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.12.002>
- Philippe D 2018 Autour des relations température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne; Doctoral dissertation, Université Paris-Saclay (ComUE)).
- Piao S, Ciais P, Huang Y, Shen Z, Peng S, Li J, Zhou L, Liu H, Ma Y, Ding Y, Friedlingstein P The impacts of climate change on water resources and agriculture in China; Nature, 467(2010) 43-51.

- Piervitali E, Colacino M, & Conte M 1998 Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951-1995; Part I: Precipitation trends; *Il Nuovo Cimento C*, 21(3) 331-344.
- PNE (Plan National de l'Eau) 1998 Évaluation des ressources en eaux superficielles. Région Cheliff – Zahrez; DGAIH, Alger. 140 p.
- Polvêche J 1960 Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranaie ; Pub.serv.carte géol, n°24, 577p.
- Pomel A 1881 Carte géologique provisoires de l'Algérie 2ème édition. 1/800000; Pub. Serv, Carte géol. Algérie.
- Pomposi C, Giannini A, Kushnir Y, Lee DE 2016 Understanding Pacific Ocean influence on interannual precipitation variability in the Sahel; *Geophys Res Lett* 43(17): 9234-9242. <https://doi.org/10.1002/2016GL069980>
- Porter J R, Howden M, & Smith P 2017 Considering agriculture in IPCC assessments; *Nature Climate Change*, 7(10), 680-683.
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Diez Y 2001 A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature; *Clim Dynam*, 17(9):701-715. <https://doi.org/10.1007/s003820000137>
- Priestley M 1992 *Spectral Analysis and Time Series*, Academic Press.
- Qasmi S 2018 Sensibilité du climat européen à la variabilité multi décennale de l'Atlantique nord ; Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Raudkivi A J 1979 *Hydrology and advanced introduction to hydrological process and modeling*; Pergamon Press, London, 479pp.
- Remaoun M 2007 Crues et sécheresse en Algérie cas du moyen Chélif ; Thèse doctorat. Université Houari Boumediene.260 p.
- Renard B, Lang M, Bois P, Dupeyrat A, Mestre O, Niel H, Sauquet E, Prudhomme C, Parey S, Paquet E, Gailhard J and Neppel L 2008 Regional methods for trend detection: Assessing Beld significance and regional consistency; *Water Resour. Res.* 44(8). <https://doi.org/10.1029/2007WR006268>.
- Rico Y L, Gasca A M, Avello E, & Peraza B 2020 Estructuras espaciales coherentes de precipitación en la España peninsular: régimen atlántico ; Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española, (28).
- Roche M 1971 Les divers types de modèles déterministes ; *La houille blanche*, (2), 111-130.
- Rodier J, Colombani J, Claude J, & Kallel R 1981 Monographies hydrologiques du bassin de la Medjerda ; ORSTOM, N°6.Paris.472p.
- Rodrigo F S and Trigo R M 2007 Trends in daily rainfall the Iberian Peninsula from 1951 to 2002; *Int. J. Climatol*, 27 513–529, <https://doi.org/10.1002/joc.1409>.
- Ropelewski CF, Halpert MS 1987 Global and regional scale precipitation patterns associated with El Nino/Southern Oscillation; *Monthly Weather Review*, 115: 1606–1626.
- Rossi A, Massei N, Laignel B, Sebag D and Copard Y 2009 The response of the Mississippi River to climate Cuctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamCow and suspended-sediment load,1950–1975; *J. Hydrol*, 377(3–4) 237–244. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.032>.
- Rouaïbia F 2018 Caractéristiques hydrogéologiques et hydrochimiques de la partie aval d'Oued Medjerda; Thèse doctorat, Faculté des sciences de la Terre, Département de Géologie, UnIIIbadji Mokhtar, Annaba.
- Roudier P et Mahé G 2010 Study of water stress and droughts with indicators using daily data on the Bani basin (Mali); *Int. J. Climatology*, 30, 11, p.1689–1705.

- Rouvier H 1977 Géologie de l'extrême nord tunisien: tectonique et paléogéographie superposées à l'extrême orientale la chaîne nord maghrébine ; Thèse es Sci, UnIII Paris VI, France.
- Ruprich-Robert Y 2014 Variabilité climatique de l'Atlantique Nord aux échelles de temps décennale à multidécennale: mécanismes et prévisibilité ; Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Saadaoui M, Sakka M 2007 Pluviométrie en Méditerranée occidentale et Oscillation Nord Atlantique ; *Publication de l'Association Internationale de Climatologie* 20: 17–22.
- Santisteban J I, Mediavilla R, de Frutos L G, & Cilla I L 2019 Holocene floods in a complex fluvial wetland in central Spain: Environmental variability, climate and time; *Global and Planetary Change*, 181, 102986.
- Schmitt R W 2008 Salinity and the global water cycle; *Oceanography*, 21(1), 12-19.
- Schwartzman A, & Keeling R F 2020 Achieving atmospheric verification of CO₂ emissions; *Nature Climate Change*, 10(5), 416-417.
- Sebbar A, Badri W, Fougrach H, Hsaine M and Saloui A 2011 Variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935–2004); *Secheresse*. 22 139–148. <https://doi.org/10.1684/sec.2011.0313>.
- Sebbar A, Hsaine M, Fougrach H and Badri W 2012 Etude des variations climatiques de la région centre du Maroc; *Les climats régionaux: observation et modélisation*, pp. 709–714.
- Seguin B 2010 Coup de chaud sur l'agriculture ; Delachaux et Niestlé.
- Senatore A, Mendicino G, Smiatek G, and Kunstmann H 2011 Regional climate change projections and hydrological impact analysis for a Mediterranean basin in Southern Italy; *J. Hydrol*, 399, p.70-92
- Servat e, Paturel J E, Lubès H, Kouamé B, Ouedraogo M, MasSon J M, 1997 Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part I: detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire; *J. Hydrol.*, 191, 1-15.
- Sezen C, & Partal T 2020 Wavelet combined innovative trend analysis for precipitation data in the Euphrates-Tigris basin, Turkey; *Hydrological Sciences Journal*, 65(11), 1909-1927.
- Shaman J, Tziperman E 2007 The Summertime ENSO-North African-Asian Jet Teleconnection and Implications for the Indian Monsoons; *Geophysical Research Letters*, 34: L11702. DOI: 10.1029/2006GL029143.
- Shapiro JS et Trade costs 2016 CO₂, and the environment; *Am Econ J Econ Pol*, 8(4):220–54.
- Sharifi M B 2015 Calibration and verification of a two parameter monthly water balance model and its application potential for evaluation of water resources-a case study of Kalu and Mahaweli rivers of Sri Lanka; Doctoral dissertation.
- Sharma S, & Jackson D A 2008 Predicting smallmouth bass (*Micropterus dolomieu*) occurrence across North America under climate change: a comparison of statistical approaches; *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 65(3), 471-481.
- Sidibe M, Dieppois B, Eden J, Mahé G, Paturel J E, Amoussou E, Anifowose B, Van De Wiel M, Lawler D 2020 Near-term impacts of climate variability and change on hydrological systems in West and Central Africa; *Climate Dynamics*, 54 (2020) 2041-2070.
- Sillmann J, Kharin V V, Zwiers F W, Zhang X, & Bronaugh D 2013 Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2: Future climate projections; *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(6), 2473-2493.
- Singh J, Knapp HV, Arnold J, Demissie M 2005 Hydrological modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT JAWRA; *J Am Water Resour Assoc* ,41:343–360
- Singla S, Mahe G, Dieulin C, Driouech F, Milano M, El Guelai F Z and Ardoin-Bardin S 2010 Evolution des relations pluie-debit sur des bassins versants du Maroc; *IAHS Publ*, 340 679–687.

- Sinoga J D R, Marin R G, Murillo J F M and Galeote M AG, 2011 Precipitation dynamics in southern Spain: trends and cycles; *Int. J. Climatol*, 31, p. 2281–2289.
- Sircoulon J 1976 Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale: comparaison avec les sécheresses" 1913" et" 1940" ; *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 13(2), 75-174.
- Sirois A 1998 A brief and biased overview of time series analysis or how to Bnd that evasive trend; *WMO Report*, 133 14–18.
- Six D, Reynaud L, & Letréguilly A 2001 Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord ; *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(11), 693-698.
- Smith J B, Schneider S H, Oppenheimer M, Yohe G W, Hare W, Mastrandrea M D, & Fussel H M 2009 Assessing dangerous climate change through an update of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)“reasons for concern”; *Proceedings of the national Academy of Sciences*, 106(11), 4133-4137.
- Solomon S 2007 IPCC 2007: Climate change the physical science basis; *AGUFM*, 2007, U43D-01.
- Somot S 2005Modélisation climatique du bassin méditerranéen: variabilité et scénarios de changement climatique ; *Doctoral dissertation*.
- Song X, Zhang J, Zou X, Zhang C, AghaKouchak A, & Kong F 2019 Changes in precipitation extremes in the Beijing metropolitan area during 1960–2012; *Atmospheric Research*, 222, 134-153.
- Song X, Zhou G, Jiang H, Yu S, Fu J, Li W, & Peng C 2011 Carbon sequestration by Chinese bamboo forests and their ecological benefits: assessment of potential, problems, and future challenges; *Environmental Reviews*, 19(NA), 418-428.
- Soria Ugalde J M 2003 Identification des paramètres hydrodynamiques du sol par modélisation inverse des flux d'infiltration: application aux échelles locale et hydrologique; *Doctoral dissertation*, Grenoble INPG.
- Stephenson D B, Pavan V et Bojarrui R 2000 Is the North Atlantic oscillation a random walk?; *Int.J. Climatology*, à paraître.
- Tahiri M, Tabyaoui H, El Hammichi F, Achab M, Tahiri A, & El Hadi H 2017 Quantification de l'érosion hydrique et de la sédimentation à partir de modèles empiriques dans le bassin versant de Tahaddart (Rif nord occidental, Maroc); *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, 39, 87-101.
- Taibi S, Anza F Z H, & Zeroual S 2020 Etude de l'impact des changements climatiques sur la disponibilité des ressources en eau basée sur les simulations du modèle climatique régional RCA4: cas du bassin de Ain DALIA (Algérie) ; *Algerian Journal of Environmental Science and Technology*, 7(2).
- Taibi S, Meddi M, & Mahé G 2019 Seasonal rainfall variability in the southern Mediterranean border: Observations, regional model simulations and future climate projections; *Atmósfera*, 32(1), 39-54.
- Taibi S, Meddi M, Mahe G and Assani A 2017 Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM generated rainfall; *Theor. Appl. Climatol*, 127(1–2) 241–257.
- Taibi S, Meddi M, Souag D, & Mahé G 2013 Évolution et régionalisation des précipitations au nord de l'Algérie (1936–2009) ; *Climate and land surface changes in hydrology*, IAHS Publ, 359, 191-197.
- Taibi,S.2014. Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie ; *These de doctorat en science*, ENSH, Blida, Alger.192p
- Tallaksen L M, & Van Lanen H A 2004 Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater.

- Tanaka N 2009 Vegetation bioshields for tsunami mitigation :Review of effectiveness, limitations, construction, and sustainable management; *landscape and ecological Engineering*,5,71-79
- Tarhule A and Woo M K 1998 Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria; *Int. J. Climatol*, J. Roy. Meteorol. Soc, 18(11) 1261–1271.
- Terink W, Immerzeel W, Droogers P 2013 Climate change projections of precipitation and reference evapotranspiration for the Middle East and Northern Africa until 2050; *Int. J.Climatol*, 33, 3055-3072.
- Thiaw I 2017 Rainfall Variability and Water Supplies in the Diarha Watershed (Tributary of Gambia River); *Hydrology*, 5(4), 41.
- Thomas G 1985 Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif Occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire ; *Thèse Doct. Es-Sci. UnIII Pau*, 594p.
- Tian F, Lu Y, Hu H, Kinzelbach W, & Sivapalan M 2019 Dynamics and driving mechanisms of asymmetric human water consumption during alternating wet and dry periods; *Hydrological sciences journal*, 64(5), 507-524.
- Tikhamarine Y, Souag-Gamane D, & Mellak S 2020 Streamflow prediction using a new approach of hybrid artificial neural network with discrete wavelet transform. A case study: the catchment of Seybouse in northeastern Algeria; *Algerian Journal of Environmental Science and Technology*.
- Todorovic A, Plavsic J, 2016 The role of conceptual hydrologic model calibration in climate change impact on water resources assessment; *Journal of Water and Climate Change*, 1 1628.
- Torrence C and Compo G P 1998 A practical guide to wavelet analysis; *Bull. Am. Meteorol. Soc*, 79(1) 61–78.
- Tramblay Y, & Hertig E 2018 Modelling extreme dry spells in the Mediterranean region in connection with atmospheric circulation; *Atmospheric research*, 202, 40-48.
- Tramblay Y, & Somot S 2018 Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean; *Climatic Change*, 151(2), 289-302.
- Tramblay Y, Badi W, Driouech F, El Adlouni S, Neppel L, & Servat E 2012 Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco; *Global and Planetary change*, 82, 104-114.
- Tramblay Y, El Adlouni S and Servat E 2013 Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries; *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 13(12) 3235–3248. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-3235-2013>.
- Trenberth K E 1997 The definition of El Niño; *Bulletin American of Meteorology Society*, 78, 2771-2777.
- Trenberth K E 2002 Climate change and the ENSO cycle; are they linked? In Glantz; *opcit*, pp 51-56
- Trenberth K E 2004 Climatology (communication arising): rural land-use change and climate; *Nature*, 427(6971), 213-213.
- Trenberth K E 2020 ENSO in the Global Climate System; *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate*, 21-37.
- Trenberth K E, & Hoar T J 1996 The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record; *Geophysical research letters*, 23(1), 57-60.
- Trigo R M, Osborn T J, & Corte-Real J M 2002 The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms; *Climate research*, 20(1), 9-17.
- Turki I, Laignel B, Massei N, Nouaceur Z, Benhamiche N and Madani K 2016 Hydrological variability of the Soummam watershed (Northeastern Algeria) and the possible links to climate Cuctuations; *Arab. J. Geosci*, 9(6) 477, <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2448-0>.
- Undorf S, Bollasina M A, & Hegerl G C 2018 Impacts of the 1900–74 increase in anthropogenic aerosol emissions from North America and Europe on Eurasian summer climate; *Journal of Climate*, 31(20), 8381-8399.

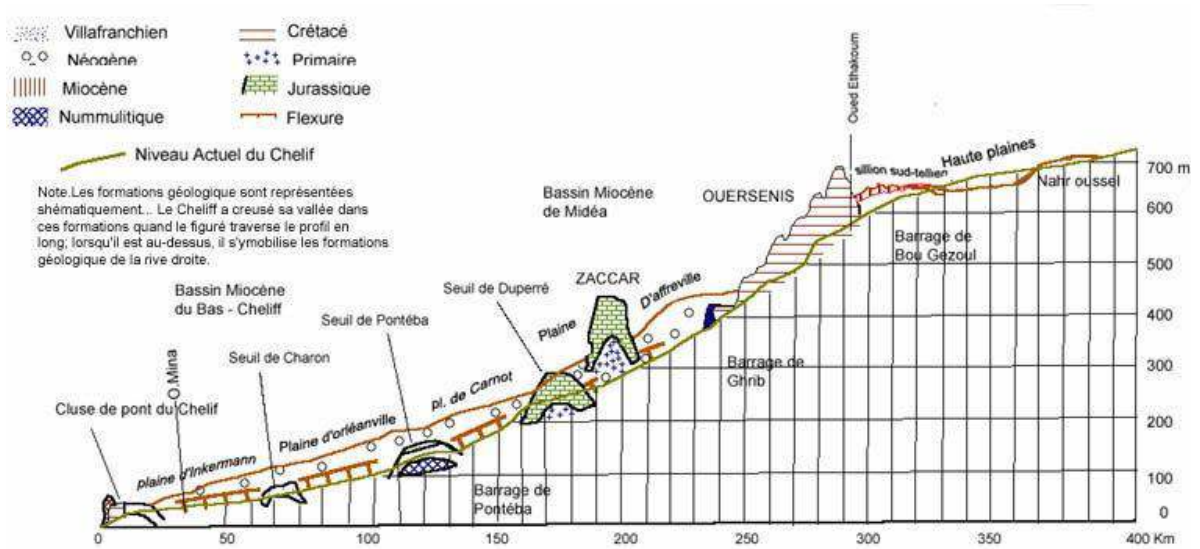
- Vaghefi S A, Iravani M, Sauchyn D, Andreichuk Y, Goss G, & Faramarzi M 2019 Regionalization and parameterization of a hydrologic model significantly affect the cascade of uncertainty in climate-impact projections; *Climate Dynamics*, 53(5-6), 2861-2886.
- Valipour M, Banihabib ME, Behbahani SMR 2013 Comparison of the ARMA, ARIMA, and the autoregressive artificial neural network models in forecasting the monthly inflow of Dez dam reservoir; *J.Hydrol*, 476:433–441
- Van De Griend A.A,1979 Modelling catchment response and runoff analysis; Institute of Earth Sciences, Free university Amsterdam,The Netherlands.
- Van Loon H, & Rogers J C 1978 The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description; *Monthly Weather Review*, 106(3), 296-310.
- Van Storch H, & Zwiers F W 1999 Statistical analysis in climate research Cambridge University Press; Cambridge, UK, 234-241
- Vauchel P 2004 Derniers développements du logiciel Hydraccess ; Institut de recherche pour le développement, 1, 247-251.
- Vauchel P, 2005 Hydraccess version 4.3. Aide disponible sur le logiciel.
- Vazifekhah S, & Kahya E 2018 Hydrological drought associations with extreme phases of the North Atlantic and Arctic Oscillations over Turkey and northern Iran; *International Journal of Climatology*, 38(12), 4459-4475.
- Vergni L, Di Lena B and Chiaudani A 2016 Statistical characterisation of winter precipitation in the Abruzzoregion (Italy) in relation to the North Atlantic Oscillation (NAO); *Atmos. Res*, 178 279–290, <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.03.028>.
- Vicente-Serrano SM, Beguería S, López-Moreno JI, El Kenawy AM, Angulo-Martínez M 2009 Daily atmospheric circulation events and extreme precipitation risk in Northeast Spain: role of the North Atlantic oscillation, the western Mediterranean oscillation, and the Mediterranean oscillation; *J Geophys Res*, 114(D8). <https://doi.org/10.1029/2008JD011492>
- Vitagliano E, Di Maio R, Scafetta N, Calcaterra D, & Zanchettin D 2017 Wavelet analysis of remote sensing and discharge data for understanding vertical ground movements in sandy and clayey terrains of the Po Delta area (Northern Italy); *Journal of Hydrology*, 550, 386-398.
- Waha K, Krummenauer L, Adams S, Aich V, Baarsch F, Coumou, D, Fader M, Hoff H, Jobbins G, Marcus R, Mengel M, Otto I, Perrete M M, Robinson A, Schleussner C F & Mengel M 2017 Climate change impacts in the Middle East and Northern Africa (MENA) region and their implications for vulnerable population groups; *Regional Environmental Change*, 17(6), 1623-1638.
- Wanders N, & Wada Y 2015 Human and climate impacts on the 21st century hydrological drought; *Journal of Hydrology*, 526, 208-220.
- Wang B, & Wang Y 1996 Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis; *Journal of Climate*, 9(7), 1586-1598.
- Wang Q, Pagano T, Zhou S, Hapuarachchi H, Zhang L, Robertson D 2011 Monthly versus daily water balance models in simulating monthly runoff; *J Hydrol* ,404:166–175.
- Wanner H 1999 le balancier de l'atlantique nord ; la recherche, 321,72-73.
- Ward M N, Lamb P J, Portis D H, El Hamly M and Sebbari R1999 Climate variability in northern Africa: Understanding droughts in the Sahel and the Maghreb; In: *Beyondel Nino*, pp. 119–140.
- Wardekker A & Lorenz S 2019 The visual framing of climate change impacts and adaptation in the IPCC assessment reports; *Climatic Change*, 156(1-2), 273-292.
- Webster R, & Oliver, M A 2007 *Geostatistics for environmental scientists*; John Wiley & Sons.
- Weisheimer A, Schaller N, O'Reilly C, MacLeod D A, & Palmer T 2017 Atmospheric seasonal forecasts of the twentieth century: multi-decadal variability in predictive skill of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and their potential value for extreme event attribution; *Quarterly*

- Journal of the Royal Meteorological Society, 143(703), 917-926.
- Wijngaard J B, Klein Tank A M G and Konnen G P 2003 Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series; *Int. J. Climatol*, *J. Roy. Meteorol.Soc*, 23(6) 679–692.
- Willmott C J, Robeson S M, & Feddema J J 1994 Estimating continental and terrestrial precipitation averages from rain-gauge networks; *International Journal of Climatology*, 14(4), 403-414.
- Winstanley D 1973 Rainfall patterns and general atmospheric circulation; *Nature*, 245, 190194.
- Wotling G, 1994 Analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine de 1951 à 1989 : application de la méthode du vecteur régional (M.V.R.). Mémoire de DEA National d'Hydrologie ;Univ.Montpellier II/IRD ex ORSTOM Montpellier 121p.
- Wotling G, Mahé G, L'Hôte Y, Le Barbé L, 1995 Analysis by regional vectors of spatio-temporal variability of annual precipitation associated with the African monsoon; *Veille Climatique Satellitaire*, 52, 58-73.
- Wu F, Huang N, Zhang F, Niu L, & Zhang Y 2020 Analysis of the carbon emission reduction potential of China's key industries under the IPCC 2° C and 1.5° C limits; *Technological Forecasting and Social Change*, 159, 120198.
- Xoplaki E, Gonzalez-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H 2004 Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends; *Climate Dynamics*, 23:63-78.
- Xu C-Y 2002 Hydrologic models textbooks of Uppsala University; Department of Earth Sciences Hydrology.
- Xu Y, Sun H, & Ji X 2020 Spatial-temporal evolution and driving forces of rainfall erosivity in a climatic transitional zone: A case in Huaihe River Basin, eastern China; *CATENA*, 104993.
- Xu ZX, Takeuchi K, Ishidaira H 2004 Correlation between El Niño southern oscillation (ENSO) and precipitation in south-East Asia and the Pacific region; *Hydrol Process*, 18(1):107–123. <https://doi.org/10.1002/hyp.1315>
- Yue S and Wang C Y 2002 Regional streamflow trend detection with consideration of both temporal and spatial correlation; *Int. J. Climatol*, *J. Roy. Meteorol. Soc*, 22(8) 933–946. <https://doi.org/10.1002/joc.781>.
- Zakhrouf M, Bouchelkia H, Stamboul M, Kim S, & Heddami S 2018 Time series forecasting of river flow using an integrated approach of wavelet multi-resolution analysis and evolutionary data-driven models. A case study: Sebaou River (Algeria); *Physical Geography*, 39(6), 506-522.
- Zamrane Z, Turki I, Laignel B, Mahe G and Laftouhi N E 2016 Characterization of the interannual variability of precipitation and streamflow in Tensift and Ksob basins (Morocco) and links with the NAO; *Atmosphere*, 7(6) 84, <https://doi.org/10.3390/atmos7060084>.
- Zanchettin D, Franks SW, Traverso P, Tomasino M 2008 On ENSO impacts on European wintertime rainfalls and their modulation by the NAO and the Pacific multi-decadal variability described through the PDO index; *International Journal of Climatology* 28(8):995–1006.
- Zeroual A, Assani A A, Meddi M and Alkama R 2019 Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2008 using the Koppen-Geiger climate classification scheme; *Clim.Dynam*, 52(1–2) 227–243, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4128-0>.
- Zeroual A, Assani AA, Meddi M 2017 Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in northern Algeria over the 1972–2013 period; *Hydrol Res* 48(2):584–595. <https://doi.org/10.2166/nh.2016.244>.
- Zeroual A, Meddi M, & Bensaad, S 2013 The impact of climate change on river flow in arid and semi-arid rivers in Algeria; *Climate and land-surface changes in hydrology, proceedings of H*, 1, 105-110.

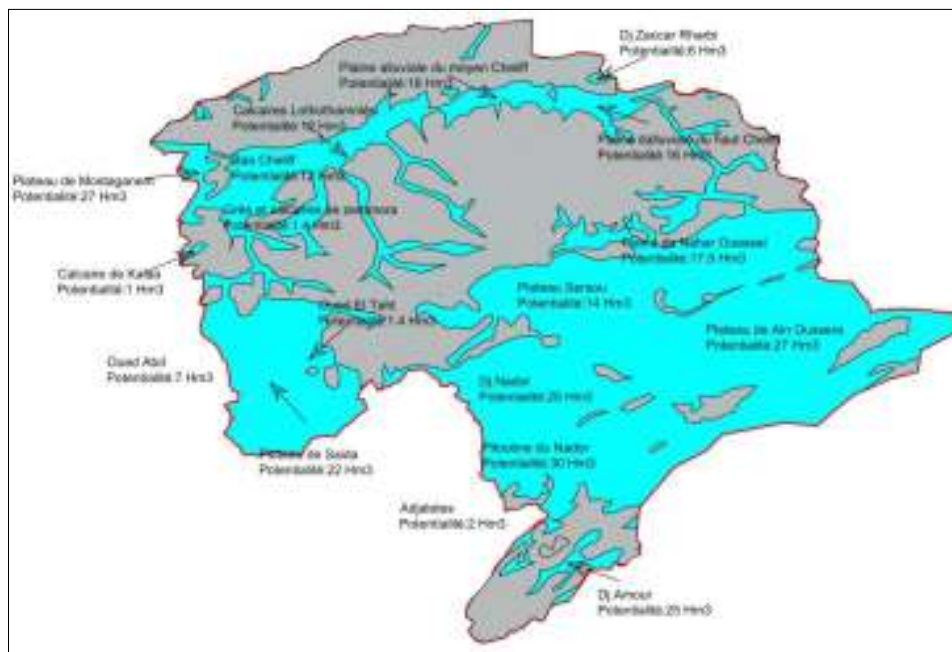
- Zerouali B, Chettih M, Abda Z, Mesbah M, & Djemai M 2020 The use of hybrid methods for change points and trends detection in rainfall series of northern Algeria; *Acta Geophysica*, 68(5), 1443-1460.
- Zhang C, Wang H, Zeng J, Ma L, & Guan L 2020 Short-Term Dynamic Radar Quantitative Precipitation Estimation Based on Wavelet Transform and Support Vector Machine; *Journal of Meteorological Research*, 34, 413-426.
- Zhang J, Feng M Q, & Wang Y 2019 Wavelet analysis on effects of climate change on hydrology and water resources; *applied ecology and environmental research*, 17(4), 9411-9423.
- Zheng H, Chiew F H S, Charles S, Podger G 2018 Future climate and runoff projections across South Asia from CMIP5 global climate models and hydrological modeling; *Journal of Hydrology*, 18(2018) 92–109.
- Zhou Z, Shi H, Fu Q, Li T, Gan T Y, & Liu S 2020 Assessing spatiotemporal characteristics of drought and its effects on climate-induced yield of maize in Northeast China; *Journal of Hydrology*, 125097.
- Zida W A, Traoré F, Bationo B A, & Waaub J P 2020 Dynamics of woody plant cover in the Sahelian agroecosystems of the northern region of Burkina Faso since the 1970s–1980s droughts; *Canadian Journal of Forest Research*, 50(7), 659-669.
- Zin W Z W, Jamaludin S, Deni S M and Jemain A A 2010 Recent changes in extreme rainfall events in Peninsular Malaysia: 1971–2005; *Theor. Appl. Climatol.* 99(3–4) 303. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0141-x>.
- Zume J T, & Tarhule A 2006 Precipitation and streamflow variability in northwestern Oklahoma 1894-2003; *Physical Geography*, 27(3), 189-205.

Annexes Chapitre II

Annexe II.1 : Coupe géologique « Est-Ouest »



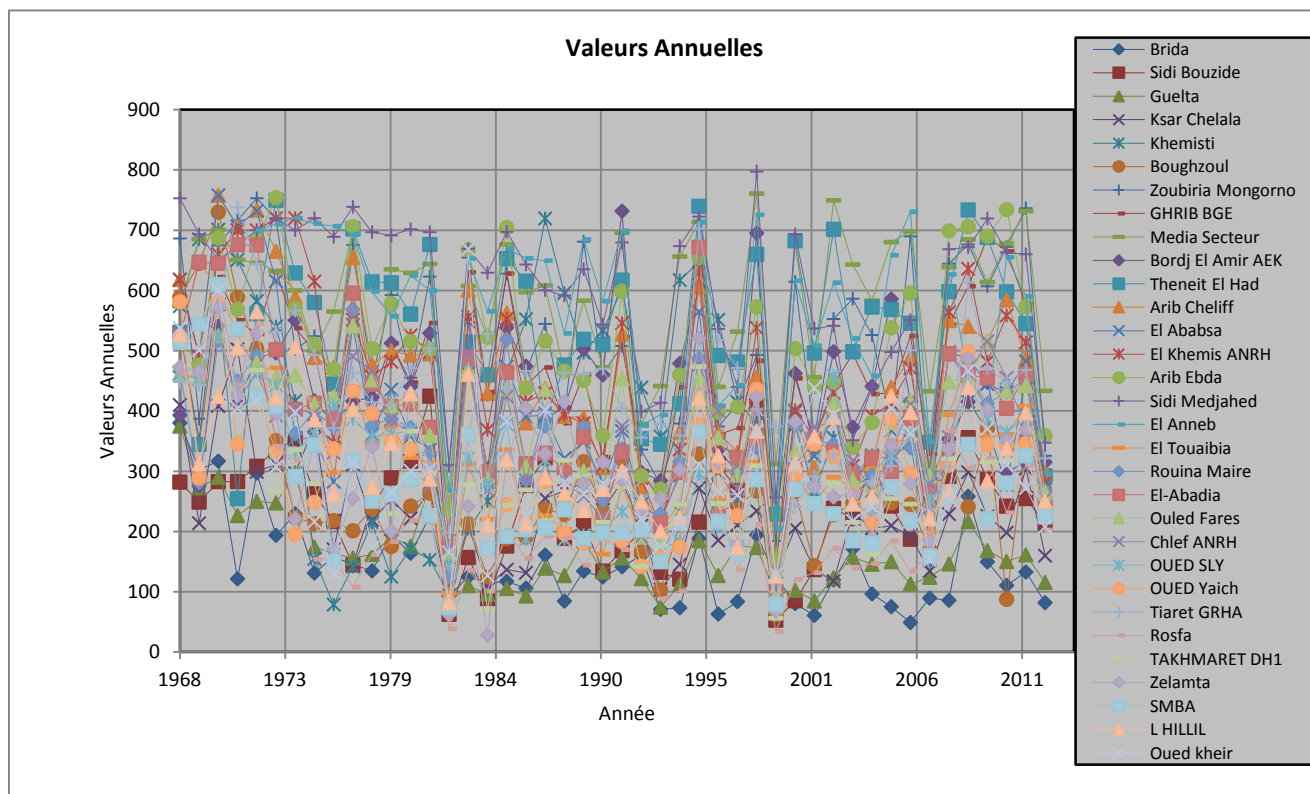
Annexe II.2 : Extrait de la carte Unités hydrogéologiques de la région hydrographique Cheliff-Zahrez. (ANRH 2000)



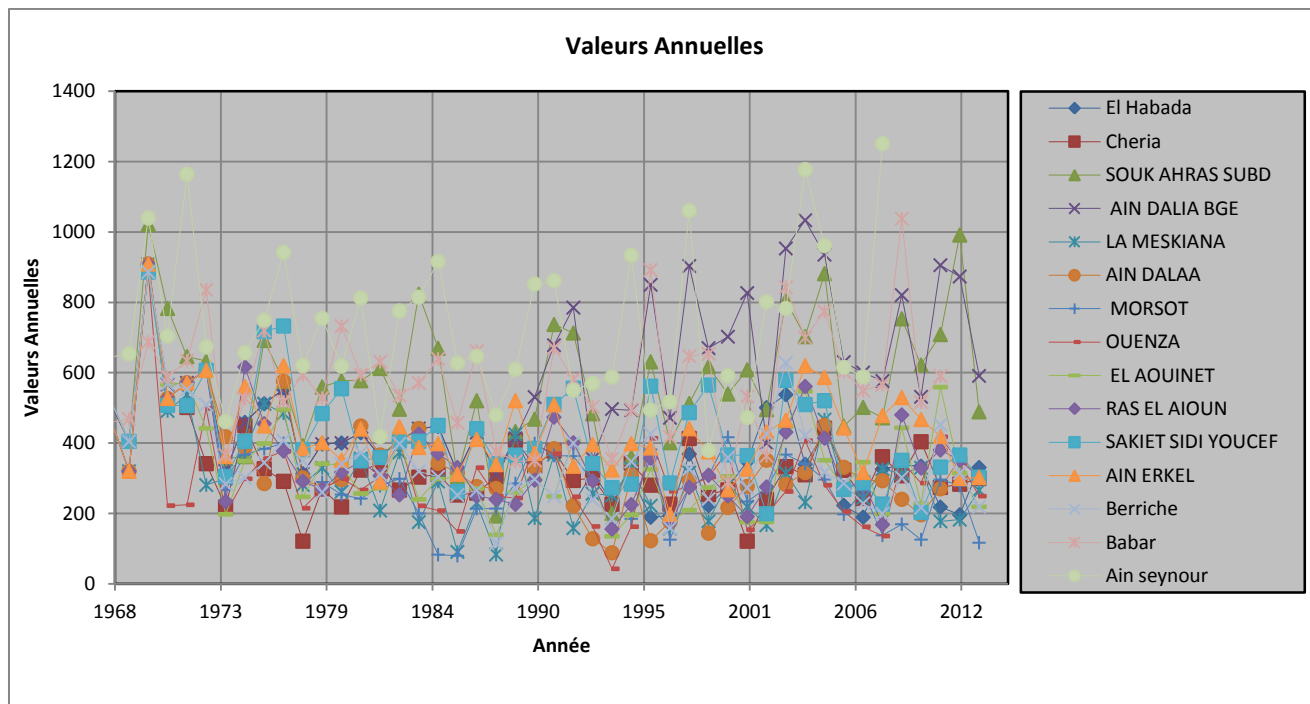
Annexe II.3: Extrait de la carte Potentiel des aquifères du bassin de la Medjerda-Mellegue. (ANRH 1989; ABH-CSM 2002; ABH-CSM 2013).



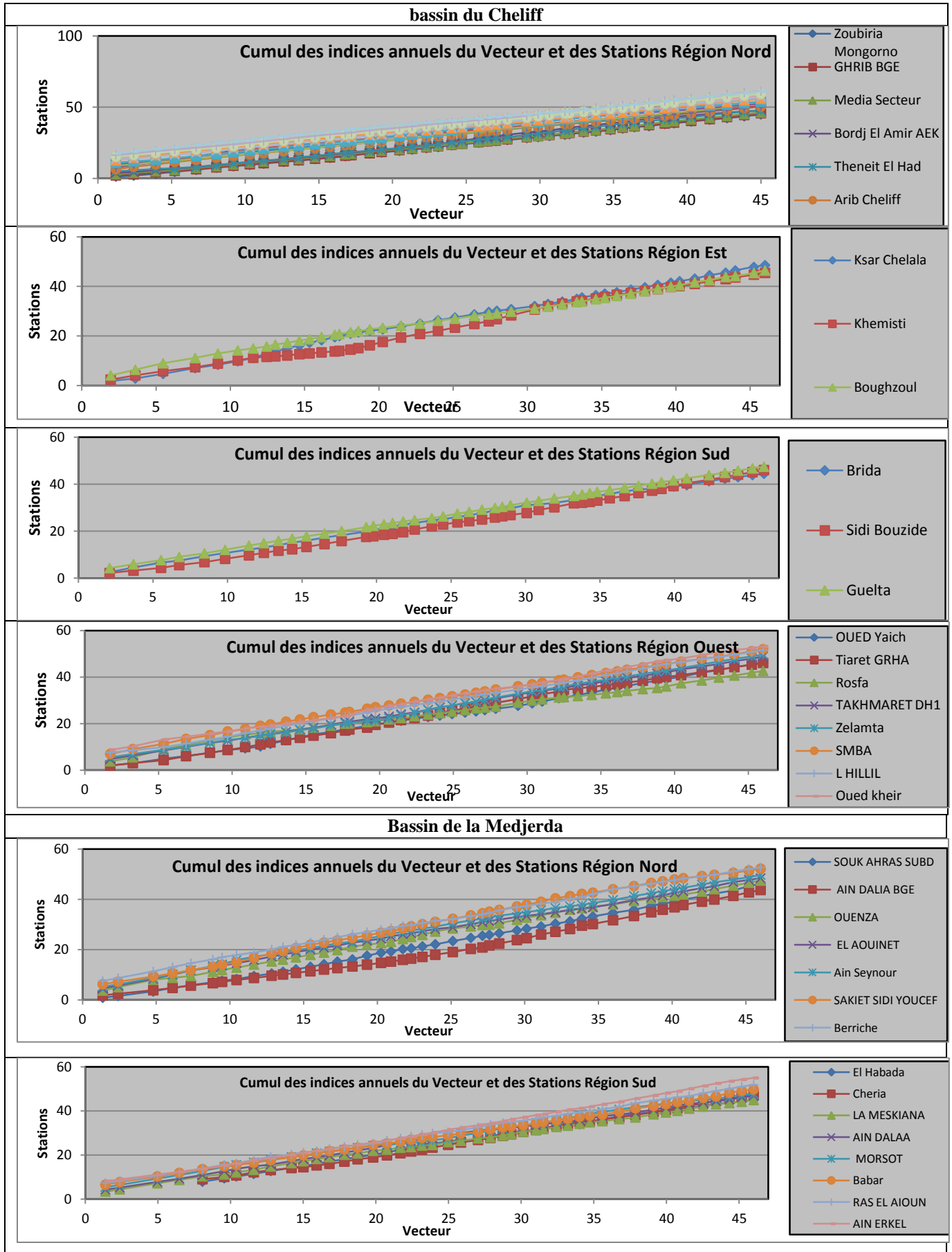
Annexe II.4 : Les Stations pluviométriques dans le bassin du Cheliff



Annexe II.5 : Les Stations pluviométriques dans le bassin de la Medjerda



Annexe II.6 : Cumul des Vecteurs régionaux dans les bassins du Cheliff et de la Medjerda



Annexe III.2 : Résultats des tests de détection de rupture sur les indices pluviométriques mensuels pour chaque région de bassin du Cheliff

Année	Région Nord												Région Sud											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1968																								
1969																								
1970																								
1971																								
1972																								
1973																								
1974																								
1975																								
1976																								
1977																								
1978																								
1979																								
1980																								
1981																								
1982																								
1983																								
1984																								
1985																								
1986																								
1987																								
1988																								
1989																								
1990																								
1991																								
1992																								
1993																								
1994																								
1995																								
1996																								
1997																								
1998																								
1999																								
2000																								
2001																								
2002																								
2003																								
2004																								
2005																								
2006																								
2007																								
2008																								
2009																								
2010																								
2011																								
2012																								
2013																								

Case vide : aucune rupture probable détectée ; **Couleur verte** : rupture faible (rupture détectée par un seul test) indiquant une probabilité plus faible de rupture ou un événement de moindre amplitude. **Couleur bleu** : rupture avérée probable (rupture détectée par au moins deux tests statistiques) ; **Couleur rouge** : rupture avérée (rupture détectée au mois par trois tests) indique donc une probabilité importante de rupture ou un événement de grande amplitude.

Annexe III.4 : Comparaison des corrélations moyens entre SOI/écoulements (débit) synchrones et retardés 1 mois, 2 mois et 3 mois

bassin	région	Nom	1 an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Moyenne	
Cheliff	Sud	Ourek	61%	60%	71%	68%	64%	65%	
		ourek-1mois	55%	64%	67%	64%	59%	62%	
		ouerk-2 mois	50%	52%	70%	60%	56%	58%	
		ourek-3mois	40%	53%	68%	55%	50%	53%	
	Est	Max	61%	64%	71%	68%	64%		
		ch-b	62%	58%	72%	66%	70%	66%	
		ch-b-1mois	61%	56%	73%	65%	65%	64%	
		ch-b-2mois	60%	52%	68%	61%	53%	59%	
		ch-b-3mois	57%	47%	66%	63%	51%	57%	
		Max	62%	58%	73%	66%	70%		
		ch-e	ch-e	61%	60%	76%	61%	86%	69%
			ch-e-1mois	55%	66%	71%	55%	78%	65%
			ch-e-2mois	50%	56%	68%	57%	75%	61%
			ch-e-3mois	48%	53%	67%	54%	73%	59%
			Max	61%	66%	76%	61%	86%	
		Nord	ch-f	63%	63%	77%	59%	71%	67%
	ch-f-1mois		67%	60%	73%	58%	69%	65%	
	ch-f-2mois		60%	59%	67%	59%	71%	63%	
	ch-f-3mois		56%	61%	66%	56%	65%	61%	
	Max		67%	63%	77%	59%	71%		
	ch-g	ch-g	61%	64%	76%	64%	80%	69%	
		ch-g-1mois	62%	62%	70%	64%	77%	67%	
		ch-g-2mois	60%	62%	74%	66%	66%	66%	
		ch-g-3mois	57%	61%	76%	58%	68%	64%	
		Max	62%	64%	76%	66%	80%		
	Ouest	Mina	63%	62%	85%	64%	95%	74%	
		Mina-1mois	58%	65%	84%	61%	87%	71%	
		Min-2mois	56%	58%	75%	63%	80%	66%	
Min-3mois		59%	59%	64%	61%	75%	64%		
Max	63%	65%	85%	64%	95%				
Medjerda	Nord	Medjerda	66%	50%	72%	65%	80%	67%	
		Medjerda -1mois	63%	52%	70%	64%	78%	65%	
		Medjerda -2mois	62%	48%	67%	64%	70%	62%	
		Medjerda -3mois	64%	45%	60%	60%	66%	59%	
	Max	66%	52%	72%	65%	80%			
	Centre	Mellague	61%	63%	73%	67%	79%	69%	
		Mellague -1mois	66%	60%	66%	69%	77%	68%	
		Mellague -2mois	59%	63%	59%	52%	75%	62%	
Mellague -3mois		55%	58%	58%	49%	73%	59%		
Max	66%	63%	73%	69%	79%				
Sud	Zerga	60%	60%	64%	63%	82%	66%		
	Zerga -1mois	66%	60%	62%	63%	71%	64%		
	Zerga -2mois	58%	55%	61%	61%	72%	61%		
	Zerga -3mois	55%	54%	59%	60%	66%	59%		
	Max	66%	60%	64%	63%	82%			

Annexe III.5 : Comparaison des corrélations moyens entre WeMOi/ écoulements (débit) synchrones et retardés 1 mois, 2 mois et 3 mois

bassin	région	Nom	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Moyenne	
Cheliff	Sud	Ourek	61%	63%	71%	69%	63%	65%	
		ourek-1mois	60%	64%	71%	66%	61%	64%	
		ouerk-2 mois	65%	57%	66%	68%	61%	63%	
		ourek-3mois	49%	55%	66%	59%	57%	57%	
		Max	65%	64%	71%	69%	63%		
	Est	ch-b	66%	67%	71%	58%	72%	67%	
		ch-b-1mois	63%	67%	73%	60%	61%	65%	
		ch-b-2mois	61%	64%	65%	52%	64%	61%	
		ch-b-3mois	61%	60%	62%	50%	58%	58%	
		Max	66%	67%	73%	60%	72%		
		Nord	ch-e	61%	68%	72%	55%	68%	65%
			ch-e-1mois	61%	66%	70%	60%	68%	65%
			ch-e-2mois	60%	61%	71%	52%	66%	62%
			ch-e-3mois	55%	60%	68%	48%	66%	59%
			Max	61%	68%	72%	60%	68%	
			ch-f	60%	66%	76%	62%	67%	66%
			ch-f-1mois	62%	64%	67%	62%	65%	64%
			ch-f-2mois	60%	62%	68%	59%	64%	63%
	ch-f-3mois		58%	64%	66%	57%	64%	62%	
	Max	62%	66%	76%	62%	67%			
	Ouest	ch-g	59%	69%	74%	60%	68%	66%	
		ch-g-1mois	60%	60%	71%	60%	65%	63%	
		ch-g-2mois	58%	56%	69%	56%	66%	61%	
		ch-g-3mois	50%	56%	72%	58%	62%	60%	
		Max	60%	69%	74%	60%	68%		
		Mina	61%	63%	72%	84%	71%	70%	
		Mina-1mois	58%	65%	70%	66%	71%	66%	
		Min-2mois	55%	59%	65%	61%	67%	61%	
Min-3mois	40%	59%	62%	61%	55%	55%			
Max	61%	65%	72%	84%	71%				
Medjerda	Nord	Medjerda	66%	69%	65%	61%	64%	65%	
		Medjerda -1mois	66%	52%	58%	65%	58%	60%	
		Medjerda -2mois	60%	57%	60%	61%	55%	59%	
		Medjerda -3mois	54%	54%	60%	60%	56%	57%	
		Max	66%	69%	65%	65%	64%		
	Centre	Mellague	67%	68%	70%	71%	83%	72%	
		Mellague -1mois	62%	64%	63%	71%	78%	68%	
		Mellague -2mois	59%	55%	60%	64%	72%	62%	
		Mellague -3mois	59%	58%	58%	59%	67%	60%	
		Max	67%	68%	70%	71%	83%		
		Sud	Zerga	67%	67.10%	67%	72%	92%	73%
			Zerga -1mois	67%	67%	65%	73%	87%	72%
Zerga -2mois	64%		62%	51%	62%	75%	63%		
Zerga -3mois	61%		62%	46%	61%	64%	59%		
Max	67%		67%	67%	73%	92%			

Annexe III.6 : Comparaison des corrélations moyens entre N-A/ écoulements (débit) synchrones et retardés 1 mois, 2 mois et 3 mois

bassin	région	Nom	1an	2ans	2-4ans	4-8ans	8-16ans	Moyenne
Cheliff	Sud	Ourek	64%	56%	63%	57%	40%	56%
		ourek-1mois	61%	54%	61%	60%	41%	55%
		ouerk-2 mois	64%	49%	56%	57%	42%	54%
		ourek-3mois	60%	47%	56%	55%	41%	52%
		Max	64%	56%	63%	60%	42%	
	Est	ch-b	66%	60%	68%	67%	58%	64%
		ch-b-1mois	64%	57%	68%	64%	58%	62%
		ch-b-2mois	61%	46%	62%	64%	56%	58%
		ch-b-3mois	57%	48%	60%	57%	54%	55%
		Max	66%	60%	68%	67%	58%	
		ch-e	68%	68%	69%	68%	47%	64%
		ch-e-1mois	68%	64%	68%	65%	42%	61%
		ch-e-2mois	64%	67%	64%	65%	43%	61%
		ch-e-3mois	61%	60%	66%	66%	43%	59%
		Max	68%	68%	69%	68%	47%	
	Nord	ch-f	67%	69%	70%	61%	53%	64%
		ch-f-1mois	64%	69%	70%	55%	50%	62%
		ch-f-2mois	66%	66%	64%	59%	51%	61%
		ch-f-3mois	64%	65%	60%	57%	64%	62%
		Max	67%	69%	70%	61%	64%	
	ch-g	66%	70%	71%	67%	46%	64%	
	ch-g-1mois	66%	68%	64%	61%	51%	62%	
	ch-g-2mois	60%	61%	66%	56%	44%	57%	
	ch-g-3mois	58%	60%	64%	52%	42%	55%	
	Max	66%	70%	71%	67%	51%		
Ouest	Mina	65%	67%	68%	66%	50%	63%	
	Mina-1mois	60%	65%	70%	61%	54%	62%	
	Min-2mois	64%	65%	61%	61%	50%	60%	
	Min-3mois	52%	60%	58%	60%	47%	55%	
	Max	65%	67%	70%	66%	54%		
Medjerda	Nord	Medjerda	68%	62%	71%	68%	56%	65%
		Medjerda -1mois	66%	62%	67%	68%	54%	63%
		Medjerda -2mois	65%	57%	64%	63%	52%	60%
		Medjerda -3mois	56%	57%	60%	61%	52%	57%
		Max	68%	62%	71%	68%	56%	
	Centre	Mellague	69%	61%	76%	78%	66%	70%
		Mellague -1mois	69%	62%	67%	71%	62%	66%
		Mellague -2mois	64%	58%	63%	68%	62%	63%
		Mellague -3mois	63%	55%	60%	58%	61%	59%
		Max	69%	62%	76%	78%	66%	
Sud	Zerga	67%	60%	60%	72%	59%	64%	
	Zerga -1mois	63%	52%	58%	73%	62%	62%	
	Zerga -2mois	64%	50%	52%	65%	54%	57%	
	Zerga -3mois	57%	43%	51%	61%	54%	53%	
	Max	67%	60%	60%	73%	62%		

Travaux publiés

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/341982708>

Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria)

Article in *Journal of Earth System Science* · December 2020

DOI: 10.1007/s12040-020-01385-1

CITATION

1

READS

544

3 authors:



Abderrahmane Khedimallah

Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique

7 PUBLICATIONS 1 CITATION

[SEE PROFILE](#)



Mohamed Meddi

Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique

226 PUBLICATIONS 1,318 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Gil Mahe

Institute of Research for Development

443 PUBLICATIONS 5,431 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Hydraulic characteristics of ungauged sites [View project](#)



FRIEND Water AOC - The UNESCO IHP FRIEND program for West and Central Africa [View project](#)



Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria)

ABDERRAHMANE KHEDIMALLAH^{1,*}, MOHAMED MEDDI¹ and GIL MAHÉ²

¹*Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Blida, Laboratoire GEE, Blida, Algeria.*

²*University of Montpellier UMR HydroSciences Montpellier/IRD, 34095 Montpellier, France.*

*Corresponding author. e-mail: a.khedimallah@ensh.dz

MS received 26 June 2019; revised 16 January 2020; accepted 18 February 2020

An analysis of rainfall and hydrometric regimes was carried out over the period from 1968 to 2013 on the Cheliff basin situated in the west and the Medjerda basin in the east of Algeria. The Mann–Kendal and Pettitt tests have shown significant downward trends for rainfall, about 30% for the Cheliff basin, and 36% for the Medjerda basin, and about 61% and 43% for the flows at the level of the Cheliff and Medjerda basins, respectively. The continuous wavelet method, used during the study period, has shown three major discontinuities from the wavelet spectrum for the decades 1970s, 1980s and 1990s. Several modes of variability for different stations have been observed: annual (1 yr), interannual (2, 2–4 and 4–8 yrs), and multi-decadal (8–16) yrs. The different scales of precipitation and runoff variability seem to be clearly related to the NAO with different degrees of correlation. Continuous wavelet coherence indicates a strong correlation between the NAO climate index and precipitation with correlations ranging from 60 to 84%, and a strong relationship between the NAO and the runoff with correlations ranging from 67 to 74% for both watersheds.

Keywords. Precipitation; runoff; NAO; wavelet method; Cheliff basin; Medjerda basin.

1. Introduction

The risk of water scarcity is very high in North Africa (Bekkoussa *et al.* 2008; Hallouz *et al.* 2013, 2018; Yazdanpanah *et al.* 2014; Jemai *et al.* 2017; Cramer *et al.* 2018; Zeroual *et al.* 2019). Since the 1950s, wadis infrastructures and water extractions for the purpose of irrigation as well as for other uses have rapidly developed and, together with climate change, have modified the natural functioning of Mediterranean rivers (Meddi *et al.* 2009; Remini 2010; Hallouz *et al.* 2013). In fact, precipitation is the primary source of water for rivers and streams. It has a direct influence on the variability of runoff at all time scales. However, the

construction of new dams in watersheds certainly influences this runoff also. The assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) concluded that climate change is due to an increase in the atmospheric greenhouse effect (IPCC 2014; Brousseau 2016). The rainfall regime of a region may be affected by a mode of circulation at a large scale (Di Mauro *et al.* 2008; Fritier *et al.* 2012; Taibi *et al.* 2013; Jemai *et al.* 2017; Zeroual *et al.* 2017). One of the consequences of climate change, in the Mediterranean basin, is the decline in rainfall regime. This is characterized by a significant decline during the last decades in the Mediterranean basin (New *et al.* 2001; Knippertz *et al.* 2003; Rodigro and Trigo 2007; Benassi 2008;



Driouech *et al.* 2010; Meddi *et al.* 2010; Singla *et al.* 2010; Taibi *et al.* 2013; Elmeddahi *et al.* 2016; Zamrane *et al.* 2016; Jemai *et al.* 2017; Zerouel *et al.* 2017, 2019). Some modes may have strong links with the regional climate, making them an interesting regional climate analysis tool (Hurrell 1995; Di Mauro *et al.* 2008).

The North Atlantic Oscillation NAO is one of the main modes of atmospheric circulation that affects the seasonal variability of rainfall in the Mediterranean basin (Karabörk *et al.* 2005; Rodrigo and Trigo 2007; Rodriguez-Puebla and Nieto 2010; Brandimarte *et al.* 2011; Fritier *et al.* 2012; Oubeidillah *et al.* 2012; Trambly *et al.* 2013; Turki *et al.* 2016; Vergni *et al.* 2016). Numerous studies have already shown the presence of significant links between the NAO, winter precipitation and runoff in the Mediterranean regions (Brandimarte *et al.* 2011; Trambly *et al.* 2013; Zamrane *et al.* 2016).

Furthermore, it is difficult to interpret and describe the variability of precipitation using conventional methods, which have several limitations because of their disadvantage of not highlighting non-stationary processes (Massei *et al.* 2007). For this reason, wavelet transforms have been introduced to overcome these shortcomings. The wavelet method is an excellent tool for the analysis of non-stationary phenomena as well as for signal and image processing (Morizet 2006; Mateescu and Haidu 2007). It allows the study of the periodicities directly and can discover latent aspects hidden in a chronological series (Mateescu and Haidu 2007). It is often used to study the hydrological variability of the main rivers of the world (Labat 2006; Massei *et al.* 2011).

Moreover, several researchers have based their rainfall and hydrometric studies on the wavelet method (Labat 2006; Mateescu and Haidu 2007; Laignel *et al.* 2010; Massei *et al.* 2011; Dieppois *et al.* 2012; Fritier *et al.* 2012; Zamrane *et al.* 2016). It has the advantage of highlighting non-stationary processes and the location of disturbances at both time and frequency scales.

Our study focuses on the two basins of Cheliff and Medjerda, which are the largest watersheds in Algeria, each located at one end of the country, Cheliff to the west and the Medjerda to the east. These basins are greatly influenced by the effects of climate and anthropogenic changes that have undergone very significant regime modifications due to the existence of dams (Ladjal 2013; Kotti *et al.* 2016; Mehaiguene *et al.* 2017). Our work consists in analysing the interannual variability of

precipitation and runoff rates and their relationship to the North Atlantic Oscillation NAO climate index. This analysis will be carried out using the wavelet technique to determine the different bands of energies existing in the series of rains, runoff and the climatic index. We will try to shed light on the existence of relationship between the NAO climate index and the rainfall and hydrometric data in the basins of the study. According to available literature, Meddi *et al.* (2010) have shown the existence of relationships between seasonal rainfall and the NINO4 and NAO indices using the canonical correlation at the far west of Algeria. Zamrane *et al.* (2016) have found a relationship between the runoff and rainfall with the NAO climate index in Morocco by applying the wavelet technique. Moreover, Jemai *et al.* (2017) have discovered a good correlation between the NAO – Rain using wavelets in Tunisia. Di Mauro *et al.* (2008) have shown the presence of a significant negative correlation of the NAO with the Standardized Precipitation Index (SPI) series during the last three decades in Italy. Brandimarte *et al.* (2011) have revealed the presence of significant links between the NAO, winter precipitation and runoff rates of rivers in Italy and Egypt by analysing Pearson's lag-zero cross correlation.

2. Presentation of the study area

The Cheliff watershed is located in the center-west of Algeria, between longitudes 0°12'–3°87'E and 33°91'–36°58'N latitude (figure 1). It is bordered to the north by the Algerian coastal watershed and the Mediterranean Sea, to the south by the Sahara basin, to the east by the Algerian Hodna Soummam basin and to the west by the Oranie Chott Chergui basin. It is characterized by a semi-arid climate with annual rainfall varying between 300 and 500 mm going from the south to the north. The Cheliff basin comprises two main mountain ranges; the Tellian atlas in the north and the Saharan atlas in the south (figure 1).

To the north of the basin, the relief reaches an altitude of 1885 m represented by the Ouarsenis mountains, reaching 1550 m, to the south by the Dahra mountains and to the east by the schistose-bearing metamorphic massifs of Daoui and Temoulga. Wadi Cheliff and its tributaries drain an area of 43,750 km². It flows over a length of 700 km. It is the largest wadi in Algeria. This watershed experiences significant inter-annual irregularities

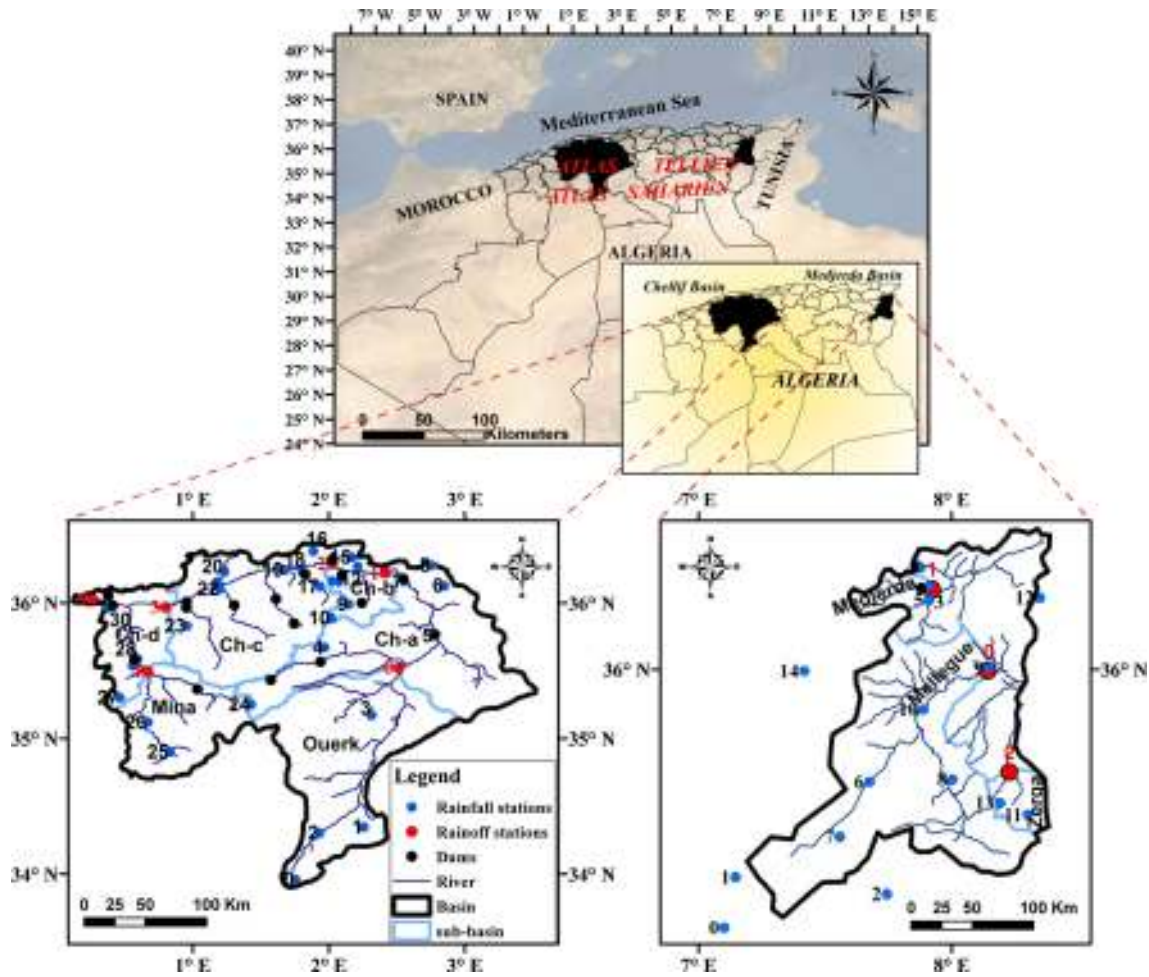


Figure 1. Geographical location of the study area with rainfall and hydrometric stations, and dams.

in the hydrological regime. The climate of the basin is Mediterranean (semi-arid) with relatively cold and rainy winters and hot, dry summers. It should be noted that the basin is characterized by the existence of 17 dams in operation.

The Medjerda watershed between Algeria and Tunisia occupies an area of 23,700 km², of which 7600 km² is in the Algerian territory. It is located in the northeastern region of Algeria. It extends between 7°18"–8°39"E longitude and 35°18"–36°47"N latitude (figure 1). It is bordered to the north by the coastal basin of Constantine, to the south by the Melghir basin, to the east by Tunisia and to the west by the Seybouse wadi basins and the highlands of Constantine. The basin is characterized by a relief (Atlas Tellien in the North) with an altitude which varies between 1400 and 700 m, and in the south, by the Saharan Atlas. This basin is crossed by the main wadis: Wadi Medjerda to the north and Wadi Mellegue to the south (figure 1). This zone is characterized by a

continental climate with both Mediterranean and desert influence with an annual rainfall total exceeding 1000 mm at north of the Medjerda watershed and decreases gradually to the south 300 mm/year. The wadi of the Medjerda flows for 482 km including 350 in Tunisia (Rodier *et al.* 1981). It should be noted that the Algerian basin is characterized by the existence of a single dam operating on the wadi Medjerda.

3. Data and method

3.1 Data

The data used for this study are mainly precipitation, runoff rates and the North Atlantic Oscillation (NAO) climate index. Precipitation data and runoff rates were obtained from the National Agency of Water Resources of Algiers and Blida (ANRH) (tables 1 and 2). Thus, 31 rainfall stations

Table 1. *Inventory of rainfall stations in the Cheliff and Medjerda watershed.*

Id	Name	Latitude	Longitude	Altitude
<i>Cheliff basin</i>				
0	Brida	33.9606	1.7550	1400
1	Sidi bouzide	34.3472	2.2572	1250
2	Guelta	34.3040	1.9310	1115
3	Ksar chelala	35.2217	2.3175	950
4	Khemisti	35.6720	1.9690	935
5	Boughzoul	35.7590	2.7720	643
6	Zoubiriamongorno	36.1270	2.8490	932
7	Ghrib bge	36.1590	2.5560	460
8	Media secteur	36.2760	2.7550	935
9	Bordj el amiraek	35.9910	2.1470	1080
10	Theneit el had	35.8890	2.0190	1150
11	Aribcheliff	36.1611	2.0261	230
12	El Ababsa	36.1611	2.0761	320
13	El Khemis ANRH	36.2660	2.2130	300
14	Aribebda	36.3186	2.0275	280
15	Sidi medjahed	36.3350	2.1710	850
16	El Anneb	36.3800	1.8870	1078
17	El Touaibia	36.1210	1.9370	350
18	Rouina maire	36.2270	1.8060	190
19	El-Abadia	36.2428	1.6750	162
20	OuledFares	36.2311	1.2322	116
21	Chlef ANRH	36.1570	1.1810	430
22	OuedSly	36.1030	1.2000	882
23	Oued Yaich	35.8310	0.9570	281
24	Tiaret grha	35.2500	1.4300	1100
25	Rosfa	34.9020	0.8310	960
26	Takhmaret	35.1190	0.6700	640
27	Zelamta	35.3000	0.4630	700
28	SMBA	35.5850	0.5940	195
29	L'Hillil	35.5380	0.5580	125
30	Wadikheir	35.9630	0.3790	230
<i>Medjerda basin</i>				
0	Babar	35.165	7.1013	1100
1	El Habada	35.329	7.1456	1120
2	Cheria	35.2743	7.7437	1080
3	Souk Ahras	36.2689	7.9103	590
4	Ain Seynour	36.326	7.8770	830
5	Ain Dalia	36.2237	7.9103	717
6	La Meskiana	35.6384	7.6747	845
7	Ain Dalaa	35.4599	7.5581	980
8	Morsott	35.6455	8.0031	732
9	Ouenza	36.0048	8.1459	520
10	El Aouinet	35.8716	7.8889	650
11	Ras El Aioun	35.5313	8.3005	995
12	Sakiet Sidi Youcef	36.2309	8.3485	780
13	Ain Erkel	35.5694	8.1911	1080
14	Berriche	35.9953	7.4178	800

spread over the whole of the Cheliff basin and 15 for the whole of the Medjerda basin were selected for a good representation of the spatial variability

of precipitation (table 1 and figure 1). The two basins are equipped with 21 and 5 hydrometric stations, respectively. Only six hydrometric

Table 2. Inventory of hydrometric stations (outlet of sub-basins) in the Cheliff and Medjerda watershed.

Id station	Name	Wadi	Lat°	Long°	Area (km ²)
<i>Cheliff basin</i>					
0	Sidi Bouabdallah	Ouerk	35.5220	2.5170	10991
1	Djenane Ben Ouadah	Cheliff (Ch-a)	36.2220	2.4140	22524
2	Arib Cherif	Cheliff (Ch-b)	36.2890	2.0260	24522
3	Djidiouia	Cheliff (Ch-c)	35.9690	0.8010	34368
4	Wadi El Abtal	Mina	35.4960	0.6660	5541
5	Sidi Bel Ater	Cheliff maritime (Ch-d)	36.0270	0.2620	43770
<i>Medjerda basin</i>					
0	Souk Ahras	Medjerda	35.9950	8.1430	346
1	Ouenza	Mellegue	36.2580	7.9230	5548
2	Ain Zerga	Zerga	35.6690	8.2280	443

stations were selected for the Cheliff and three for the Medjerda basins. For all selected stations, the observed period of rainfall and flow is from 1968 to 2013 (table 2 and figure 1). For rainfall, the 31 selected stations were used to calculate the average rainfall for the six hydrological sub-basins of the Chellif basin. For the Medjerda catchment, we have used the 15 rainfall stations to estimate the average rainfall for three hydrological sub-basins.

The choice of positions was based on the data quality criteria and the length of the rainfall and hydrometric series (tables 1 and 2).

The NAO is defined as ‘monthly sea level pressure anomaly difference between the two stations’ the Azores and Iceland, according to Rogers (1984) and Cassou (2004). Monthly time series of NAO data were obtained from ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/nao_index.tim.

3.2 Method

This study is based on the indices and techniques described below.

3.2.1 The standard index (SI)

The standardized index (SI) has been used by many researchers to study hydrological variability (Giddings *et al.* 2005; Meddi *et al.* 2009; Rodriguez-Puebla and Nieto 2010; Taibi *et al.* 2013; Zemrane *et al.* 2016; Merabti *et al.* 2018). It was employed to determine the dry and wet periods and their alternations. This index is characterized by its simplicity in detecting anomalies. It is applied for rainfall and hydrometric series as part of this study where

$$SI = \frac{x_i - X}{\sigma}, \tag{1}$$

x_i is the pluviometry/runoff rate for a given year, X is the average pluviometry/average runoff rate for the interannual period, and σ is the standard deviation of precipitation/runoff rate standard deviation for the interannual period.

3.2.2 Mann–Kendall and Pettitt test

The Mann–Kendall and the Pettitt tests were used to successfully determine the trend and break date of a time series.

The non-parametric Mann–Kendall test (Mann 1945; Kendall 1975) is recommended to identify the trend of series. It allows to study the presence or absence of trend in a given time series. The Mann–Kendall S statistic is defined as: (Yue and Wang 2002)

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k), \tag{2}$$

where

$$\text{sgn}(X) = \begin{cases} +1, & X > 0 \\ 0, & X = 0, \\ -1, & X < 0 \end{cases}, \tag{3}$$

where x_j and x_k are of the time series, n is the length of the data sequence. The variance of S and test statistic Z is given by:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i i(i-1)(2i+5)}{18}, \tag{4}$$

where m is the number of tied groups and t_i is the size of the i th tied group:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0. \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (5)$$

The null hypothesis is accepted or rejected at a depending on whether $a_1 > a$ or $a_1 < a$. Generally, the 0.05 level is largely used. In this study, analysis in precipitation and runoff variability, 0.05 and 0.1 levels were employed. When the statistical value of z is positive, the trend is increasing and when it is negative, it indicates a decline trend.

This test is recommended by the World Meteorological Organization (Mitchell *et al.* 1966; Sirois 1998). Many researchers have used this test in their studies (Lana *et al.* 2004; Norrant and Douguedroit 2006; Maheras *et al.* 2008; Chaouche *et al.* 2010; Trambly *et al.* 2013; Elmeddahi *et al.* 2016; Halouz *et al.* 2019) to detect trends in rainfall series and test their significance. Renard *et al.* (2008) and López-Moreno *et al.* (2010) applied the Mann–Kendall test for the analysis of hydroclimatic time series trends.

The Pettitt (1979), test may be used to determine the significance probability associated with the various statistics: the probability of detecting a shift in the mean where no such shift occurs in the series. Hence, it may be used to estimate, at a given confidence level, whether or not a population shift did occur. Several researchers have used this test in their studies (McCane *et al.* 1994; Tarhule and Woo 1998; L'Hote *et al.* 2003; Wijngaard *et al.* 2003; Meddi *et al.* 2010; Zin *et al.* 2010; Kang and Yusuf 2012; Chang *et al.* 2017; Emmanuel *et al.* 2019).

Given $x_1, \dots, x_t, \dots, x_T$, is a sequence of random events (measurements). This sequence shows a shift in population at t , if the set of events (measurements) x_1, \dots, x_t has a distribution function $F_1(x)$ whose mean is significantly different from that of $F_2(x)$, the distribution function over x_{t+1}, \dots, x_T , the goal being to test is the null hypothesis, which is the absence of a shift in the trend of the variable.

The statistics associated with this test is as follows:

$$k_t = \max_{1 \leq t \leq T} (|U_{t,T}|), \quad (6)$$

where

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=i+1}^T \text{sgn}(x_i - x_j), \quad (7)$$

$$\text{sgn}(X) = \begin{cases} +1, & \text{if } X > 0 \\ 0, & \text{if } X = 0. \\ -1, & \text{if } X < 0 \end{cases} \quad (8)$$

If a shift in only one direction (positive or negative) is considered, it is as follows:

$$k_T^+ = \max_{1 \leq t \leq T} U_{t,T}, \quad (9)$$

or

$$k_T^- = \min_{1 \leq t \leq T} U_{t,T}. \quad (10)$$

3.2.3 Continuous wavelets transform (CWT)

In the Fourier analysis, the signal is decomposed into sinusoidal functions of different frequencies. This method allows the frequency spectrum of the signal to be obtained, but not its location over time. The size of the window during the Fourier analysis of a signal does not give us all the information; therefore, we have to choose between the location of high frequencies and the location of low frequencies. It was therefore necessary to find a tool that induced a reconstruction method that was independent of the scale of analysis. To overcome this difficulty, a new approach, called 'wavelet transformation', has been introduced (Meyer *et al.* 1987). Because of their non-stationarity, Meyer *et al.* (1987), Benner (1999), and Morizet (2006) have already highlighted the ability of wavelet analysis to show that most climate oscillations are non-stationary and do not persist throughout the time series. Among the numerous available techniques (Ghil *et al.* 2002), powerful wavelet analysis is much preferable to classical Fourier analysis, due to the natural non-stationarity of the hydrological series (Labat *et al.* 2000). Currently, the studies based on time series analysis are leading to important results, Anderson and Woodhouse (2005) consider the wavelet transform as 'elegant and appropriate' for the analysis of climate time series.

In hydrology, several applications of wavelets to disseminate time series of rainfall and flows have already been presented in America (Coulibaly and Burn 2004; Xu *et al.* 2019), in Europe (Lafreniere and Sharp 2003; Pekárová *et al.* 2003; Andreo *et al.*

2006; Massei *et al.* 2009) and in North Africa (Zamrane *et al.* 2016; Turki *et al.* 2016; Jemai *et al.* 2017).

CWT shows the distribution of spectral content over time and at different scales. Continuous wavelet spectra have a colour scale that represents increasing power from blue to red. The continuous spectrum of wavelets in the time series highlights the existence of several modes of variability in the form of energy bands covering certain frequency ranges; for more details an elaborated presentation of continuous wavelet analysis techniques has been done by Torrence and Compo (1998).

A wavelet mother ψ will serve as a basic prototype to generate a family $\psi_{a,b}$ called daughter wavelet. They are dilated, compressed and translated copies of the mother wavelet. Hence the following formula of a daughter wavelet:

$$\psi_{a,b}t = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-b}{a}\right), \quad a \in R^+, \quad b \in R, \quad (11)$$

where ψ is the Mother wavelet, $\psi_{a,b}$ is the Daughter wavelet, a is the scale parameter (acts on the compression or dilation of the daughter wavelet), b is the position parameter (allows the translation of the daughter wavelet to the left or to the right along the signal analyzed), and $\frac{1}{\sqrt{a}}$ is the factor that keeps the same energy at each scale.

The continuous wavelet transform consists in transforming an original function $f(t)$ which depends on time into a new function $C_f(a, b)$ which, in turn, depends on both scale and time; hence the following formula of the function $C_f(a, b)$:

$$C_f(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\psi_{a,b}(t)dt, \quad (12)$$

where $C_f(a, b)$ is the wavelet coefficients.

3.2.4 Wavelet coherence

The purpose of the wavelet coherence is to compare the spectral structuring of the signals so as to see the percentage of correlation between its variables.

In this study, a comparison is made between the climate index (NAO) and the rainfall and hydrological variables.

$$WC_n^{XY}(s) = \frac{W_n^{XY}(s)}{\sqrt{W_n^X(s) * W_n^Y(s)}}, \quad (13)$$

where W_n is the wavelet, S is the signal, and X and Y correspond to two studied variables.

The wavelet phases are also plotted to show the amount of delay between the two signals. They allowed us to test the meaning of the relationship between two time series. The wavelet coherence spectrum (WCO) has values between zero and one, characterizing a disappearance or perfect linear relation respectively (Maraun and Kurths 2004).

The computation of the continuous wavelet coherence between the different variables (climatic indices, rainfall and runoff rates) is thus used in order to precisely determine the modalities of their correlation, and to verify the observations made previously from the continuous wavelet spectra. It expresses the linearity relation between the input and output signal, thanks to the use of the simple energy spectra Sx and Sy and the energy spectrum of the intercorrelation function Sxy . The result of the coherence spectrum characterizes the degree of linearity between two processes (Maraun and Kurths 2004; Maraun *et al.* 2007).

4. Results and discussion

4.1 Hydrological variability from the standardized variables

4.1.1 Rainfall 1968–2013

The application of the Mann–Kendall trend test over the period from 1968 to 2013 has shown a significant downward trend in annual rainfall at the threshold of 5% for all the sub-watersheds of the Cheliff and Medjerda, which has been observed with maximum z values of -3.74 at Melegue station, and minimum z values of -1.70 at Ch-b station (table 3). The Pettitt test has given a break during the 1970–1980 decade (table 3), where rainfall decrease is about 30% on average for the Cheliff basin and 36% on average for the Medjerda basin. The period of observation (1968–2013) is characterized by an alternation of wet and dry periods with a return to wet conditions observed from 2008 for the Cheliff basin and from 2003 for the Medjerda basin; and this is consistent with the results found in Algeria by Nouaceur *et al.* (2014).

Rainfall in the Cheliff basin has experienced excess periods, particularly from 1968 to 1973 and in the years 1995, 2003 with maximum standardization indices (> 3). The largest deficits were recorded during the years from 1982 to 1984; between 1992 and 1993, 1999 to 2001, and in 2004 with a maximum standardized index (> -1) (figure 2).

Table 3. Results of the statistical tests of the average rainfall analysed in the Cheliff and Medjerda basins. We provide, the p -value of the Mann–Kendall and tau test and the Sen's slope of the trend (+ if rising, – if falling). The last column contains the probable date of rupture of the Pettitt test.

Sub-basin	P value	tau	Sen's slope	Pettitt test (date of rupture)
<i>Cheliff basin</i>				
Ouerk	6.04E–03*	–2.81E–01	–2.12	1974
Ch-b	4.28E–02*	–2.04E–01	–1.70	1975
Ch-e	1.99E–02*	–2.39E–01	–1.93	1975
Ch-f	1.79E–02*	–2.43E–01	–1.93	1974
Ch-g	2.42E–02*	–2.31E–01	–1.95	1973
Mina	0.49E–02*	–1.98E–01	–1.81	1973
<i>Medjerda basin</i>				
Medjerda	3.98E–02*	–2.09E–01	–2.00	1976
Mellegue	6.57E–03*	–2.78E–01	–3.74	1976
Zerga	3.81E–02*	–2.13E–01	–3.13	1976

*Trend statistically significant at 5%.

Rainfall in the Medjerda basin has experienced excess periods, particularly from 1968 to 1973, sometimes until 1976 and during the years 1995, 1999 and 2003–2004, with a maximum standardized index (> 2.5). The most noticeable deficits are showed by figure 2, where the maximum standardized indices (> -1) are recorded.

For the most significant deficit periods with an index greater than -1 , only the years 1993 and 2001 are similar for both basins.

This shows a general downward trend with an increase in dry years. Peaks were recorded after 1980 in both basins. The same observations were made in Morocco and Tunisia (Taibi *et al.* 2013; Zamrane *et al.* 2016).

Numerous studies have also highlighted the decrease in rainfall in Maghreb countries (Mahé *et al.* 1998, 2013; Meddi *et al.* 2002, 2010; Knipertz *et al.* 2003; Mahé and Paturel 2009; Laborde *et al.* 2010; Singla *et al.* 2010; Sebbar *et al.* 2011, 2012; Taibi *et al.* 2013, 2017; Zamrane *et al.* 2016; Jemai *et al.* 2017; Hallouz *et al.* 2018). Western Algeria is the most affected region by drought (Meddi *et al.* 2002; Taibi *et al.* 2013) where rainfall deficit varies between 16 and 43%.

4.1.2 Runoff rates 1968–2013

A high variability of annual mean flow rates has been observed at all gauging stations in the Cheliff and Medjerda basins. Significant changes detected include a downward trend in mean flow rates in the Cheliff basin which has been observed with maximum z values of -8.34 at Ch-g station, and

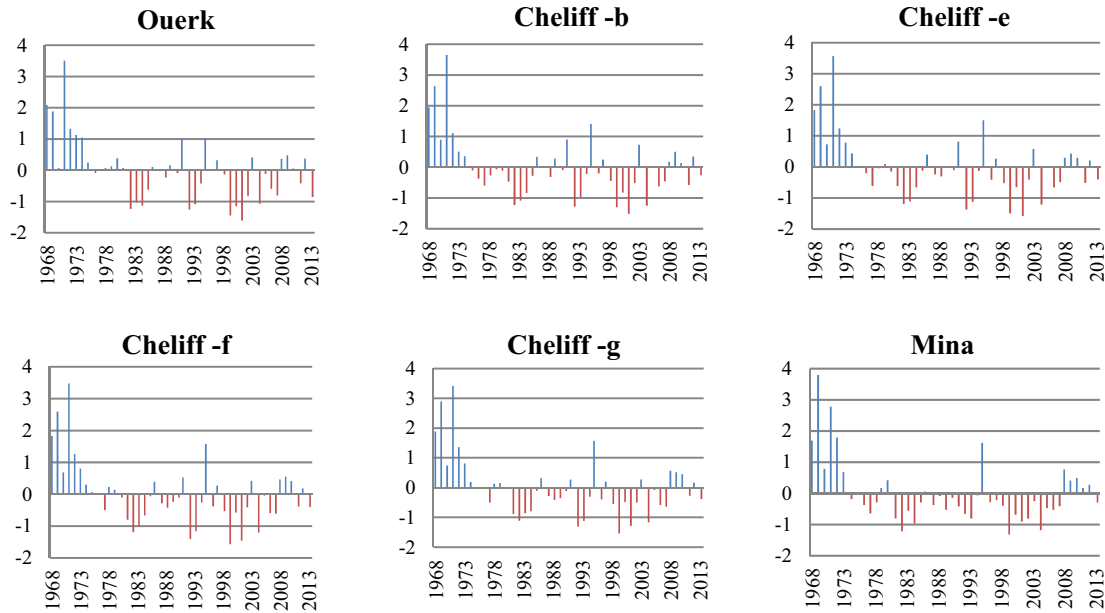
minimum z values of -0.0867 at Mina station (table 4). Only the Mina station shows a significant downward trend for the Mann–Kendall test (P value < 0.1) with a significant rupture detected around 1986 by the Pettitt test. These same tests, applied to the flow data of the Medjerda basin in the period 1968–2013, revealed a significant trend (P value < 0.05) with maximum z values of -0.6438 observed in the Mellegue station and minimum z values -0.3604 observed in the Zergua station, with a break detected in the mid-1970s (table 4). Only the Medjerda sub-basin represents a downward but significant trend (P value < 0.1) with a slope of -0.3604 and a rupture detected by the Pettitt test around 1984 (table 4). The reduction in flow is about 61% on average for the Cheliff basin and 43% on average for the Medjerda basin.

The runoff over the years of study in the Cheliff basin has experienced excess periods, especially from 1968 to 1980 and during the years 1986, 1991 and 1995 with a maximum standardized index (> 3). More marked deficits have been recorded for the other years with a maximum standardized index (> -1). Although the runoff of some rivers was above average during the period 2008–2013, the hydrological regime of this watercourse is very heterogeneous from one hydrometric station to another because of the location of many structures built on its main course or tributaries.

Runoff rates in the Medjerda basin have shown a remarkable decrease since the 1970s. Runoff has had different periods of surplus from one basin to another.

For those with deficits, the Cheliff basin is the most affected with wet years with a standardized

Cheliff Basin



Medjerda Basin

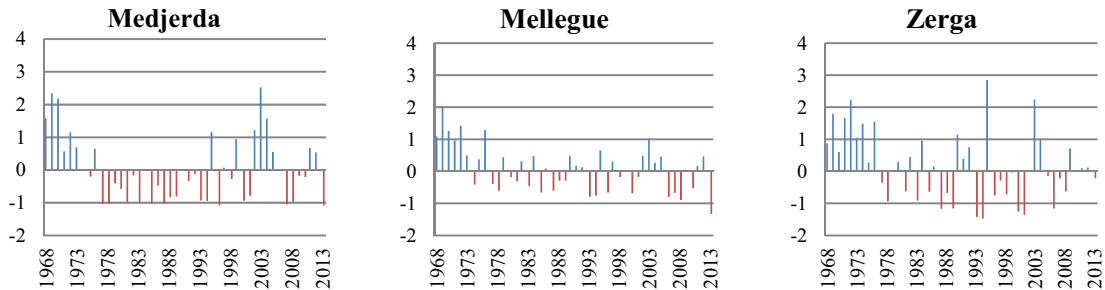


Figure 2. Standardized mean annual rainfall anomalies in the Cheliff and Medjerda basins.

Table 4. Results of the statistical tests on the runoff analysed in the Cheliff and Medjerda basins. We provide, the p-value of the Mann–Kendall and tau test and the Sen’s slope of the trend (+ if rising, – if falling). The last column contains the probable date of rupture of the Pettitt test.

Sub-basin	P value	tau	Sen’s slope	Pettitt test (date of rupture)
<i>Cheliff Basin</i>				
Ouerk	< 0.0001*	–0.4396	–2.2213	1985
Ch-b	< 0.0001*	–0.4219	–1.152	1986
Ch-e	< 0.0001*	–0.4751	–3.5588	1986
Ch-f	< 0.0001*	–0.4972	–7.2138	1986
Ch-g	< 0.0001*	–0.4928	–8.9478	1986
Mina	0.06678**	–0.0465	–0.0867	1986
<i>Medjerda Basin</i>				
Medjerda	0.0900**	–0.1724	–0.3604	1984
Mellegue	0.0002*	–0.3830	–0.6438	1976
Zergua	0.01065*	–0.1678	–0.0416	1977

*Trend statistically significant at 5%; **Trend statistically significant at 10%.

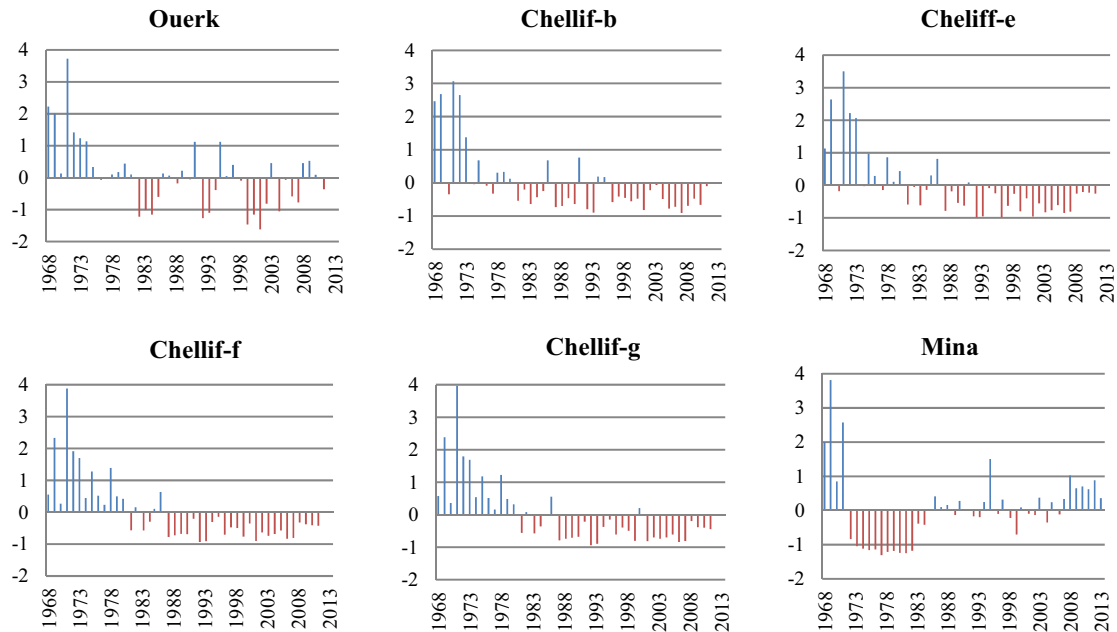
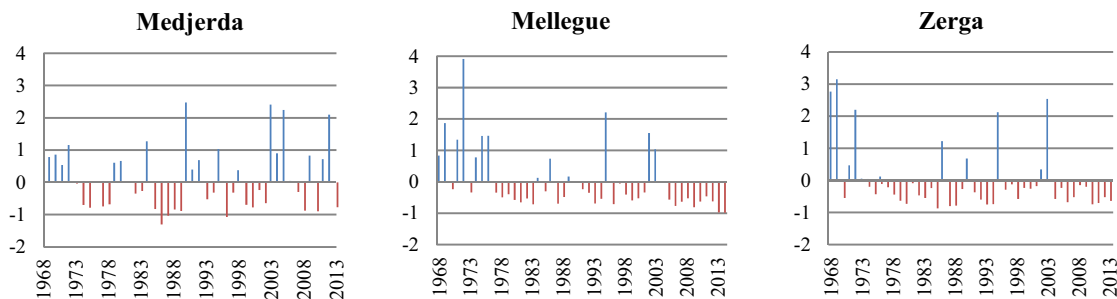
Cheliff Basin**Medjerda Basin**

Figure 3. Standardized mean annual runoff rate anomalies in the Cheliff and Medjerda basins.

maximum index (> 3), and a significant decrease (figure 3), with a standardised maximum index (> -1).

The most remarkable surplus years are the same for both basins. It concerns the years from 1968 to 1980, 1986 and 1995, with decrease in the flow rate with four years compared to two years for the medjerda in the 1980s, three years and one year for the medjerda in the 1990s and three years for the Cheliff with two years for the medjerda in 2000 (figure 3).

Numerous studies have also highlighted a reduction in runoff in North Africa and the western Mediterranean (Bergaoui and Louati 2010; Laborde *et al.* 2010; Singla *et al.* 2010; Zamrane *et al.* 2016; Belarbi *et al.* 2017; Hallouz *et al.* 2018). These observations are consistent with those observed in Morocco by Singla *et al.* (2010); Zamrane *et al.* (2016) where monthly and annual runoff

in Morocco have revealed a decrease since the late 1970s and early 1980s. Bergaoui and Louati (2010) have shown in Tunisia that the rainfall deficit affects river runoff and consequently influxes of reservoirs. It is likely that this downward trend is partly due to climate change. Additionally, Laborde *et al.* (2010) have found a moderate relative decrease in precipitation in northern Algeria that had a major effect on surface runoff, 15% decrease in precipitation resulted in 40% reduction in runoff.

4.2 Hydrological variability based on wavelet analysis

4.2.1 Rainfall

For all studied periods, multiple energy bands have been observed on the runoff of wavelet spectra in

Table 5. *The time variation of the rainfall variability modes, extracted from the continuous wavelet analysis, at Cheliff and Medjerda sub-basin.*

Sub-basins	1 yr	2 yrs	2–4 yrs	4–8 yrs	8–16 yrs
<i>Cheliff basin</i>					
Ouerk	1968–1976; A succession of wet and dry years until 2013	1968–1972; 1980–1981	–	–	1968–2005
Chellif-b	1968–1976; A succession of wet and dry years until 2013	–	–	–	1968–1980
Chellif-e	1968–1976; A succession of wet and dry years until 2013	–	1995–2000	–	1968–1980
Chellif-f	1968–1976; A succession of wet and dry years until 2013	–	1995–2000	–	1968–1980
Chellif-g	1968–1976; A succession of wet and dry years until 2013	–	1995–2000	–	1968–1980
Mina	1968–1973; 1980; 1987; 2008–2013	1970	–	–	1968–1980
<i>Medjerda basin</i>					
Medjerda	1968–1976; 1982–1984; 1995; 1999; 2003–2006; 2010–2013	–	1995–2000	1995–2010	1968–1980
Mellegue	1968–1976; 1980–1988; 1990–1992; 1997–1999; 2003–2006	–	1973–1976; 1995–2000	2003–2010	1968–1980
Zerga	1968–1976; 1980–1988; 1992; 2003–2010	–	1968–1976	1984–2010	1968–1990

the Cheliff and Medjerda basins: 1, 2, 2–4, 4–8, and 8–16 yrs (table 5 and figure 4).

4.2.1.1 *Basin of Cheliff:* Two periods have been observed: the first period, from 1968 to 1980, is characterized by energy bands of strong signal of one year and 8–16 yrs, whereas the band of 2 yrs was observed at the level of some basins located at south and west of Cheliff basin (figure 4). For the second period, from 1980 to 2013, an alternation of wet and dry periods (the 1 yr band) was observed with the appearance of the 2–4 yr mode and the absence of the 2 yr variability mode and 8–16 yrs (figure 4).

For the energy band of one year, the high and low energies successively define the wet and dry periods in the study basins. The one-year signal appears in all sub-basins with very significant periods of alternation and a decrease in energy. It appears atmost seven times between 1968 and 2013. The distribution of energy bands illustrates a clear point of change in stationarity during the 1970s. The Mina basin found at the extreme west of the Cheliff basin was the most affected by energy decline (figure 4). The total absence of this signal from the 90’s confirms the reduction of the rainfall observed in north-west Algeria by Meddi *et al.* (2002), Taibi *et al.* (2017) and in eastern Morocco by Zamrane *et al.* (2016).

The two-year energy band is only found with a strong signal in the south and west of the basin (sub-basin Ouerk and Mina). The energy band of 2–4 yrs is observed in most sub-basins with low intensities and a discontinuity after the year 2000. The band of variability 8–16 yrs of strong signal is visible on all the sub-basins for the first period going from 1968 to 1980. This signal disappeared after this date except for the arid part of the basin represented by the basin of Ouark.

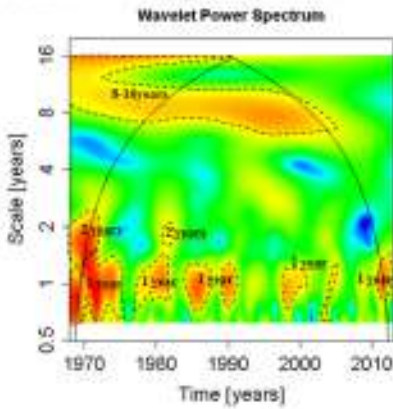
During the study period, three major discontinuities have been observed from the wavelet spectrum in the rainfall series of the Cheliff basin.

The first discontinuity is visible during the decade of 1970 marked by the appearance of the bands of 1, 2 and 8–16 yrs which is in concordance with Hasanean (2004) who has shown that subtropical anticyclonic cells have been characterized by an increase in pressure since the 1970s, coinciding with the decrease of precipitation in the western Mediterranean.

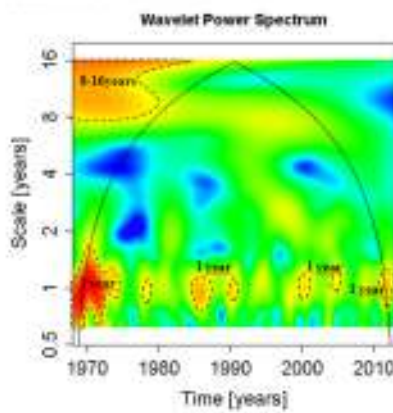
The second discontinuity is visible during the 1980s, the appearance of a new mode namely 2 yrs and the interruption of the mode of 8–16 yrs which is consistent with the results found by Dieulin *et al.* (2019) who showed a rupture in the rainfall regime around 1979/1980, on the scale of the whole African continent.

Cheliff Basin

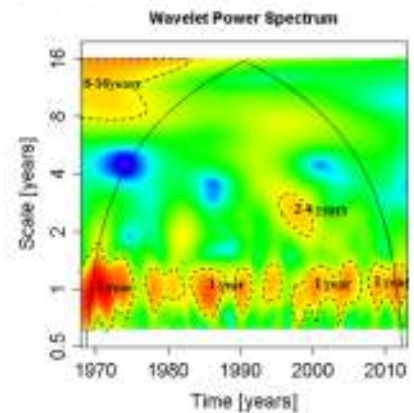
Ouerk



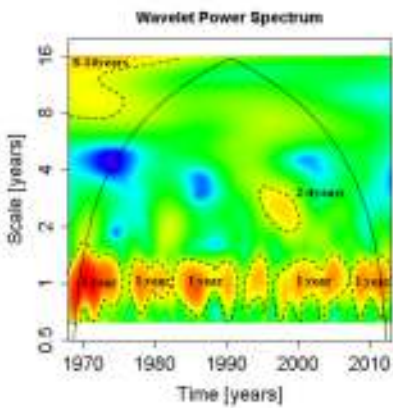
Chellif-b



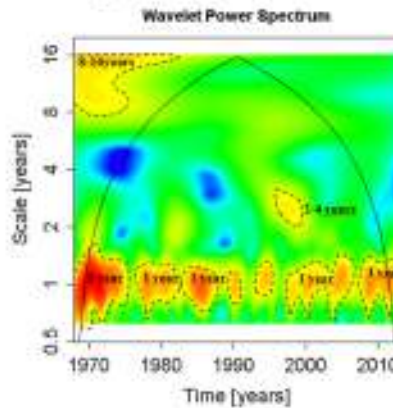
Chellif-e



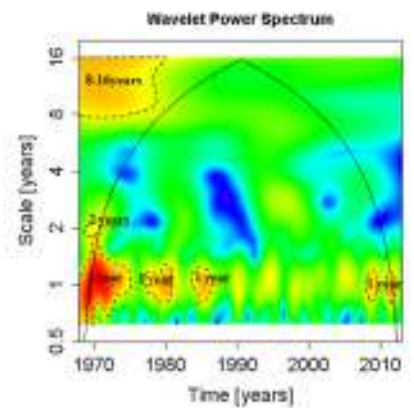
Chellif-f



Chellif-g

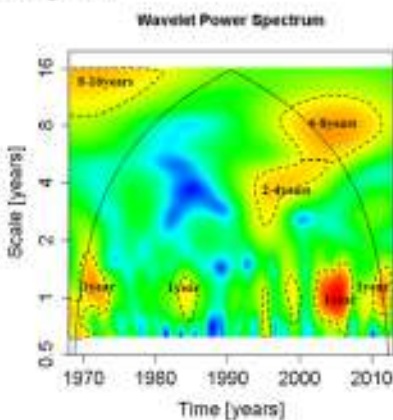


Mina

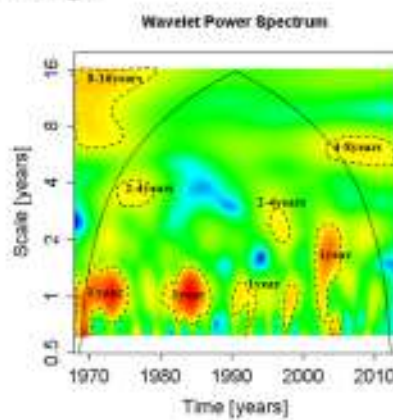


Medjerda Basin

Medjerda



Mellegue



Zerga

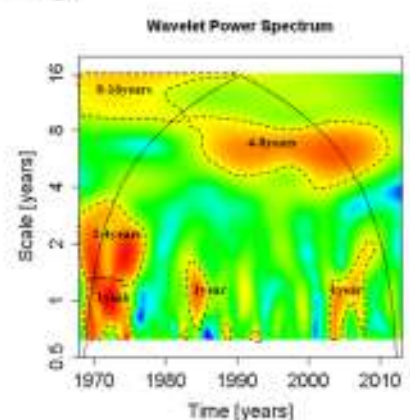


Figure 4. Spectra of continuous wavelet transform of the monthly rainfall for each sub-basin of the Cheliff and Medjerda.

The third discontinuity is visible during the decade 1990 which has been marked by the appearance of the mode 2–4 yrs. This discontinuity can be related to a very strong negative NAO index in winter (Ward *et al.* 1999).

4.2.1.2 *Basin of Medjerda*: Two periods have been observed: the first period, from 1968 to 1980, is characterized by strong signal energy bands of 1, 2–4, and 8–16 yrs (figure 4). For the second period from 1980 to 2013, alternating wet and dry

Table 6. *The time variation of the runoff variability, extracted from the continuous wavelet analysis, at Cheliff and Medjerda sub-basin.*

Sub-basins	1 yr	2 yrs	2–4 yrs	4–8 yrs	8–16 yrs
<i>Cheliff basin</i>					
Ouerk	1968–mid 70; 1980; 1986	1980	1968–mid 70; mid 2000–2010	–	1968–1990
Chellif-b	1968–mid 70, 1980, 1986	–	1968–1970	–	1968–1980
Chellif-e	1968–1980; 1986	–	–	–	1968–1980
Chellif-f	1968–1980; 1986	–	–	–	1968–mid 1980
Chellif-g	1968–1980; 1986	1971–1973	–	–	1968–mid 1980
Mina	1968–1970; 1995; 2000–2003; 2008–2010	–	1968–1970; Mid 1990–2000	mid 1980–2000	1968–2013
<i>Medjerda basin</i>					
Medjerda	1968–1973, alternating periods	–	1968–1972; 1990–2013	1980–1990; 1995–2013	1968–2013
Mellegue	1968–1973; 2003	–	1968–1976	1990–mid 2000	1968–1990
Zerga	1968–1973; 1986; 1995; 2003–2008	–	1968–mid 1970; 2003–2010	1986–2000	1968–1980

periods (the 1 yr band) have been observed with the appearance of a new mode 4–8 yrs and the absence of the mode of variability of 8–16 yrs (figure 4).

The 2–4 yr energy band is observed in most sub-basins with low intensities and a discontinuity after 2000, except for the Zerga basin located in the southern basin. The band of variability 8–16 yrs of strong signal is visible on all the sub-basins for the first period going from 1968 to 1980. This signal disappeared after this date (figure 4).

During the study period, three major discontinuities have been observed from the wavelet spectrum in the rainfall series of the Medjerda basin. The first discontinuity is visible during the 1970s marked by the appearance of 1yr bands, 8–16 yrs, and sometimes 2–4 yrs. The second discontinuity is visible only during the 1980s with the appearance of the 1 year mode with a strong signal and the interruption of the mode of 8–16 yrs in some sub-basins. The third discontinuity is visible during the decade 1990–2000. It was also marked by the appearance of a new mode namely 4–8 yrs.

The results obtained show fairly large and very heterogeneous rainfall variability in the two basins of Cheliff and Medjerda. Different signals have been observed: 1, 2, 2–4, 4–8 and 8–16 yrs. These results corroborate those found in Morocco by Zamrane *et al.* (2016), in Tunisia (Jemai *et al.* 2017) and in the central part of Algeria (Turki *et al.* 2016).

4.2.2 Runoff rate

4.2.2.1 *Cheliff basin:* The same energy bands as the rainfall series are apparent in the sub-basins of Cheliff (those of 1, 2, 2–4, 4–8, and 8–16 yrs). These are found in their majority and do not always appear during the same period.

Two periods have also been observed as for rainfall:

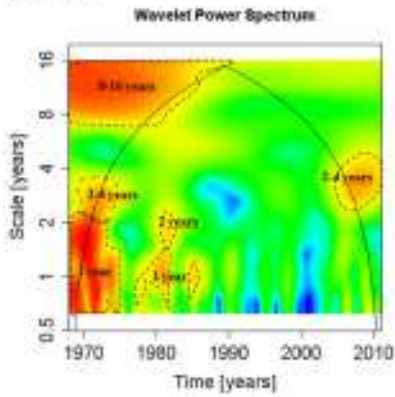
The first period, between 1968 and mid-1980, is characterized by strong signal energy bands of 1 yr and 2–4 yrs in most sub-basins as well as 8–16 yrs for the whole basins (table 6 and figure 5).

The second period begins in mid-1980 to 2013. It presents an appearance of the mode 2–4 yrs in the sub-basins of Ouerk and the appearance of the mode 1, 2–4, 4–8 and 8–16 yrs in the Mina. The absence of the 1 yr variability pattern, of 2–4 yrs and 8–16 yrs in the rest of the Cheliff basin is observed (figure 5). This decrease in runoff is in relation with the decrease of precipitation, and the construction of dams in the second period of mid-1980–2013 is also at the origin of this decrease as specified by Chaponniere and Smakhtin (2006). However, it should be noted that the northeastern part shows a significant hydrometric decrease compared to the western part which is characterized by low precipitation.

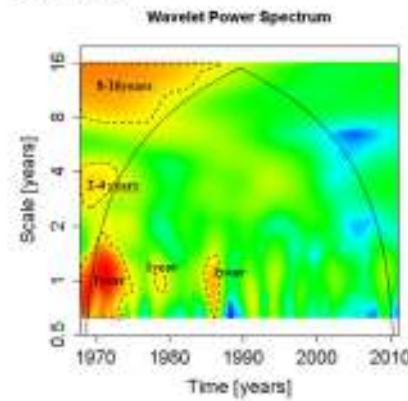
Numerous dams were constructed in the Cheliff basin during this period, which represents 65% of the total of the current dams (Deurdeur 1984, Barrage Herraiza 1984, Sidi Yacoub 1986, Gargar 1988, Barrage Merdja Sidi Abed 1984, Ouled

Cheliff Basin

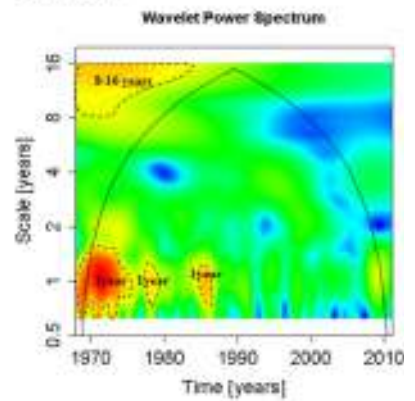
Ouerk



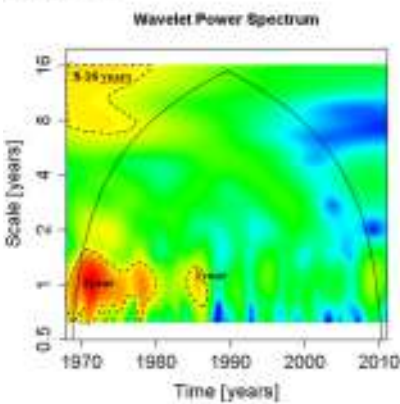
Cheliff-b



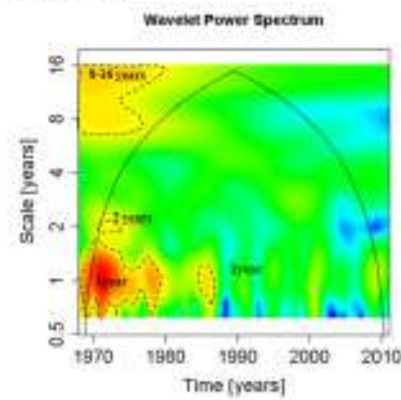
Cheliff-e



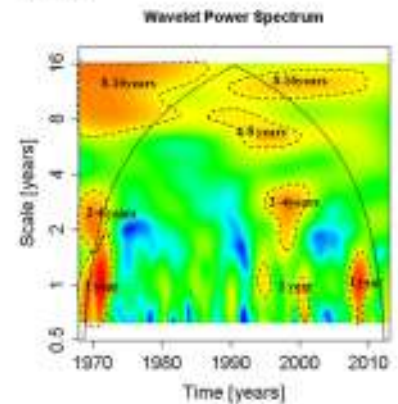
Cheliff-f



Cheliff-g

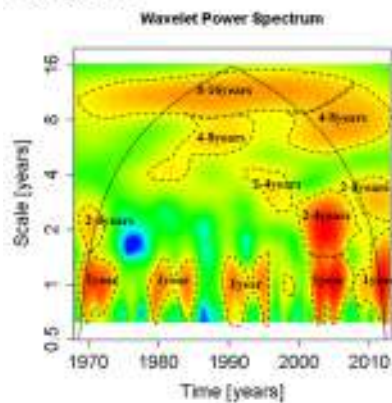


Mina

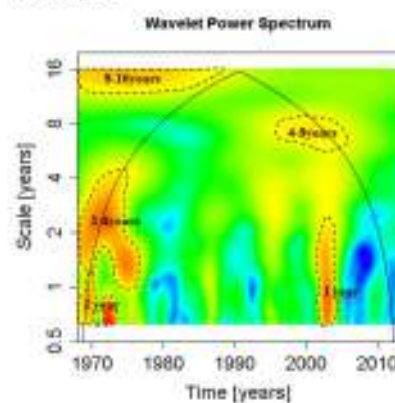


Medjerda Basin

Medjerda



Mellegue



Zerga

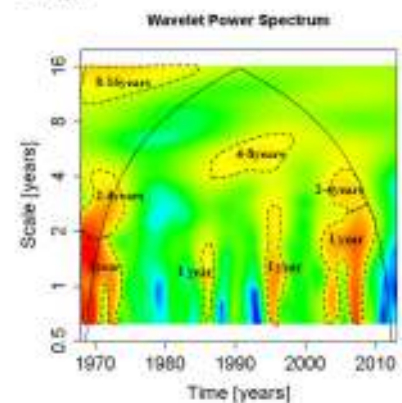


Figure 5. Spectra of continuous wavelet analysis of monthly runoff for each sub-basin of the Cheliff and Medjerda.

Mellouk 2003, Colonel Bougara 1989, Dahmouni 1987, Kodiak rosfa 2004, Kramis 2005, Sidi Mhamed Ben Taiba 2005) (The National Agency for Dams and Transfer (ANBT), <http://www.anbt.dz/>).

The one-year strong signal band appears in all sub-basins with significant loss from the 1970s, proving direct link between rainfall and hydro-metric data. With regard to the two-year band that appears in a single sub-basin of Cheliff-g. The

Table 7. Comparison between rainfall and runoff, at Cheliff and Medjerda sub-basin.

Sub-basins	Rainfall					Runoff				
	1 y	2 y	2-4 y	4-8 y	8-16 y	1 y	2 y	2-4 y	4-8 y	8-16 y
Cheliff basin										
Ouerk	1968-1976; succession of wet and dry years	1968-1972; 1980-1981	-	-	1968-2005	1968-mi70, 1980,1986	1980	1968-mi70; mi2000-2010	-	1968-mi1990
Chellif-b	1968-1976; succession of wet and dry years	-	-	-	1968-1980	1968-mi70, 1980, 1986	-	1968-1970	-	1968-mi1980
Chellif-e	1968-1976; succession of wet and dry years	-	1995-2000	-	1968-1980	1968-1980; 1986	-	-	-	1968-1980
Chellif-f	1968-1976; succession of wet and dry years	-	1995-2000	-	1968-1980	1968-1980; 1986	-	-	-	1968-mi1980
Chellif-g	1968-1976; succession of wet and dry years	-	1995-2000	-	1968-1980	1968-1980; 1986	1971-1973	-	-	1968-mi1980
Mina	1968-1973; 1980; 1987; 2008-2013	1970	-	-	1968-1980	1968-1970; 1995; 2000-2003; 2008-2010	-	1968-1970; mi1990-2000	mi1980-2000	1968-2013
Medjerda basin										
Medjerda	1968-1976; 1982-1984; 1995-2000; 2003-2006; 2010-2013	-	1995-2000	1995-2010	1968-1980	1968-1973, succession humides et sèches	-	1968-1972 ; 1990-2013	80-mi1990; 1995-2013	1968-2013
Mellegue	1968-1976; 1980-1988; 1990-1992; 1997-1999; 2003-2006	-	1973-1976; 1995-2000	2003-2010	1968-1980	1968-1973; 2003	-	1968-1976	1990-mi2000	1968-1990
Zerga	1968-1976; 1980-1988; 1990-1992; 2003-2010	-	1968-1976	1984-2010	1968-1990	1968-1973; 1986; 1995; 2003-2008	-	1968-mi 1970; 2003-2010	1986-2000	1968-1980

Green: presence of the signal in both (rain and runoff); red: absence of the signal in both; yellow: presence of the signal in one of the two; blue: presence of signal but with different period.

2–4 yr band is present in most sub-basins except those in the north. A 4–8 yr band appears only in the Mina sub-basin located to the west. The 8–16 yr strong signal band is observed in the Cheliff basin as a whole.

During the study period two major discontinuities have been observed from the wavelet spectrum in the runoff series. The first discontinuity is visible during the 1970s marked by the appearance of energy modes of 1, 2–4 and 8–16 yrs. The second discontinuity is visible during the year 1986 marked by the interruption of variability mode 8–16 yrs and the appearance of the 1 yr mode.

4.2.2.2 Medjerda basin: The band of one year of strong signal appears in all the sub-basins with a significant loss from the 1970s, it appeared 6 times to the maximum. Concerning the 2–4 yr and 4–8 yr bands, they appear at the level of all sub-basins maximum 2 times. The 8–16 yr strong signal band is observed in the entire Medjerda basin.

During the study period, three major discontinuities have been observed from the wavelet spectrum in the runoff series of the Medjerda basin. The first discontinuity is visible during the 1970s marked by the appearance of energy modes of 1, 2–4 and 8–16 yrs. The second discontinuity is visible during the year 1986 marked by the appearance of new mode of variability 4–8 yrs. The third discontinuity is visible during the 2000s marked by the appearance of the modes of variability 1, 2–4 and 4–8 yrs and the absence of the signal 8–16 yrs.

4.3 Comparison between rainfall and runoff

The results obtained from the wavelet analysis show three discontinuities in the 1970s, 1980s and 1990s. The wavelet analysis shows common energy bands in the first period between rainfall and runoff, at annual and inter-annual scales of 8–16 yrs have been identified between rainfall and runoff for all sub-basins of the Medjerda and Cheliff especially from 1968 to 1980 (table 7), after a discontinuity which appears from this signal in the majority of sub-basins. The mode of 4–8 yr is observed only in the whole sub-basins of the Medjerda, the signal is observed in the basin of the Medjerda for the runoff during the second and third periods and for the precipitation during the third period. For the Cheliff basin only the runoff of the Mina basin shows an appearance of this signal in the second and third periods.

The 2–4 yr mode is observed in all sub-basins of the Medjerda for the runoff and for the rainfall in the first and the third periods. However, this mode does not appear for both climatic and hydrometric variables at the same time for the Cheliff basin. This mode appears during the first and third periods for runoff and only during the second period for precipitation.

The 2-yr mode characterizes the Ourek sub-basin, located in the south of the Cheliff basin, and it is observed during the first period for runoff and rainfall.

There is a good correlation between the 1 and 8–16 yr bands for runoff rates and rainfall in the majority of sub-basins from 1968 to 1980. For the period from 1985 to 2013, the 8–16 yr band disappears from the two basins with the exception of the western part of the Cheliff basin (under the Mina basin) and the northern part of the Medjerda basin (figures 4 and 5). This change may be due to anthropogenic influence (Bakhadda dam for Mina) and (Ain Dalia dam for Medjerda).

The results obtained show a fairly high and very heterogeneous variability of flows in the two basins of the Cheliff and Medjerda. Different signals have been observed: 1, 2, 2–4, 4–8 and 8–16 yrs. With three major discontinuities in 1970, 1986 and 2000, these results corroborate those found in Morocco by Laignel *et al.* (2010), Turki *et al.* (2016), and Zamrane *et al.* (2016). Massei *et al.* (2011) also

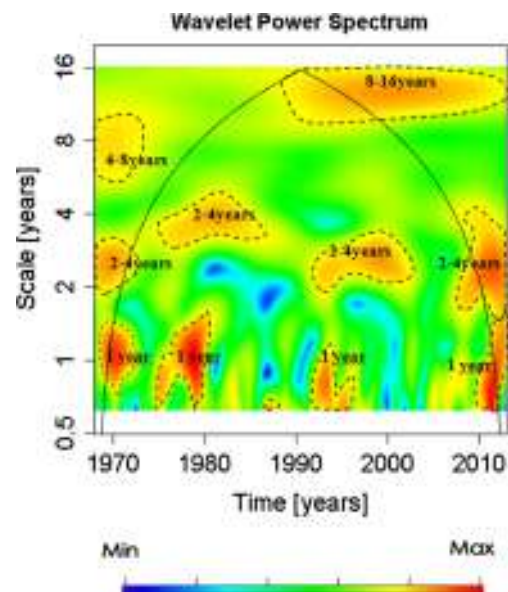


Figure 6. Local spectra of the continuous wavelet analysis of the NAO climate index.

revealed discontinuities during 1970 and 1990 of Seine River flow (France). On the other hand, in Algeria, hydrometric variability has not been previously studied by the wavelet method. Turki *et al.* (2016) have studied only the variability of precipitation in the central part of Algeria.

5. Origin of hydrological and rainfall variability

To explain the possible links that could exist between the variability of precipitation and the climatic fluctuation, the wavelet approach has been used.

The North Atlantic Oscillation (NAO) influences the Mediterranean climate of North Africa (Hurrell *et al.* 2001; Cullen *et al.* 2002; Di Mauro *et al.* 2008; Zamrane *et al.* 2016; Turki *et al.* 2016; Jemai *et al.* 2017). In what follows the influence of this index on the rainfall and hydrometric regime in the Cheliff and of the Medjerda basins will be studied.

5.1 Discussion: Influence of the climatic fluctuations of the North Atlantic Oscillation (NAO) on the hydrological variability of the Cheliff

5.1.1 Determination of the variability modes of the climate index (NAO) by the continuous wavelet method

Previous studies have shown that the NAO index has a strong influence on the Mediterranean climate and Western Europe (Hurrell 1995; Di Mauro *et al.* 2008; Fritier *et al.* 2012; Oubeidillah *et al.* 2012; Turki *et al.* 2016; Vergni *et al.* 2016).

When the highly positive NAO index is linked to a westward movement, which is more pronounced between the two entities because the pressure difference causing the winds is greater. In addition, the larger anticyclone on the Azores is driving northward. The winters are then mild but rainy in northern Europe however drier around the Mediterranean (Knippertz *et al.* 2003).

On the other hand, when the index is negative, the westward circulation is weaker or more to the south giving cold winters and the depressions then

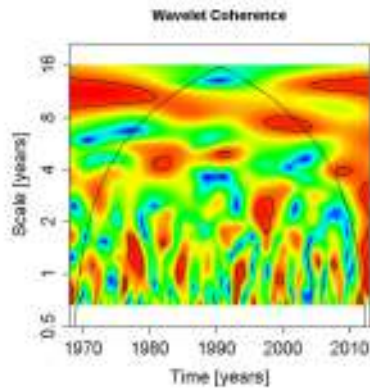
Table 8. The time variation of the indices NAO variability, extracted from the continuous wavelet.

Modes (yr)	Period	Number
1	1968–1972; 1976–1980; 1986; 1993–1996; 2010–2013	05
2–4	1968–1972; 1976–1986; 1993–2000; 2008–2013	04
4–8	1968–1972	01
8–16	1990–2013	01

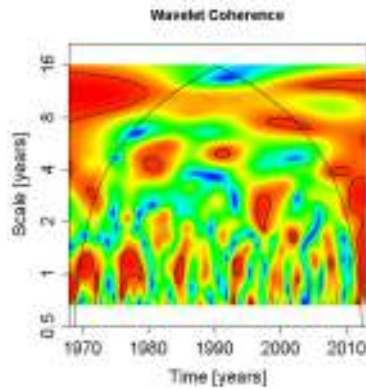
Table 9. The mean percentage of NAO/rainfall wavelet coherence for the different modes of variability (1, 2, 2–4, 4–8 and 8–16 yrs) at selected stations.

Basin	Region	Years	1 (yr)	2 (yrs)	2–4 (yrs)	4–8 (yrs)	8–16 (yrs)	Total
Cheliff basin	South	Ouerk	65	60	64	69	70	66
	East	Chellif-b	70	60	68	70	72	68
	North	Chellif-e	70	59	67	79	73	70
		Chellif-f	71	56	65	82	75	70
		Chellif-g	71	54	64	80	75	69
	West	Mina	71	72	60	76	78	71
	Total			70	60	65	76	74
Medjerda basin	North	Medjerda	68	70	67	68	74	69
	Center	Mellegue	68	70	71	67	89	73
	South	Zerga	67	69	73	65	90	71
	Total			68	70	80	67	84

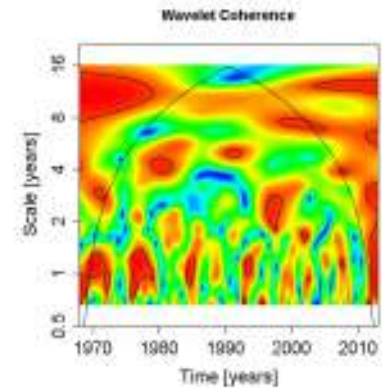
Cheliff Basin
Ouerk



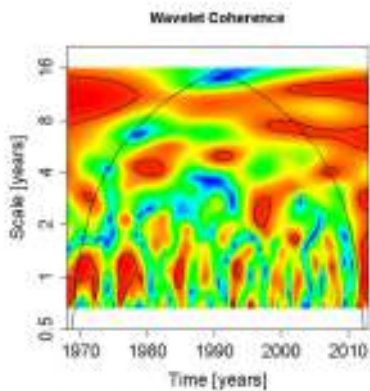
Chellif-b



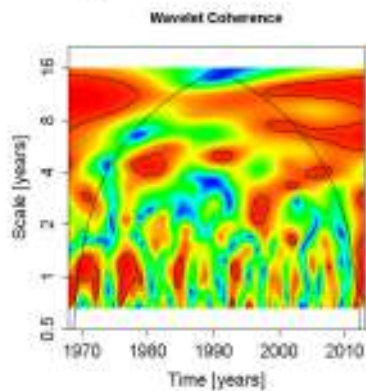
Chellif-e



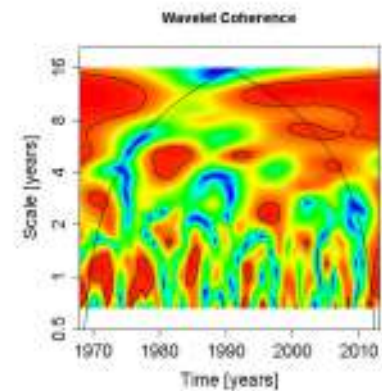
Chellif-f



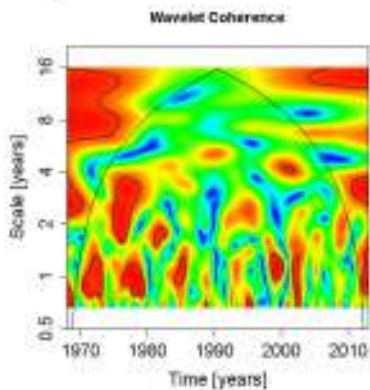
Chellif-g



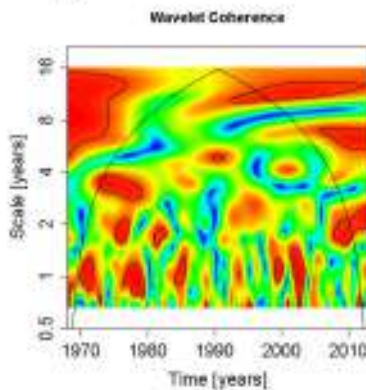
Mina



Medjerda Basin
Medjerda



Mellegue



Zerga

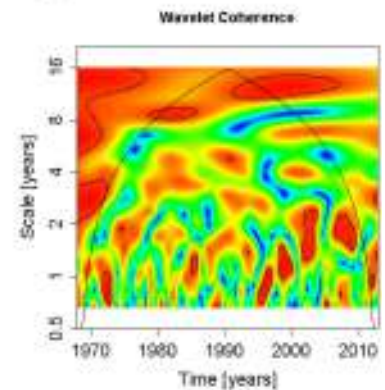


Figure 7. Wavelet coherence spectra between NAO and monthly precipitation data in the Cheliff and Medjerda sub-basins.

go towards the Mediterranean basin (Hurrell 1995).

If the index is very negative, winters are particularly cold in Northern Europe and rainfall is shifted to the Mediterranean Sea and North Africa (Cassou 2004).

The use of information provided by large-scale climate indices, such as the North Atlantic Oscillation (NAO), as support for drought prediction, the NAO reflects the main fluctuations in climatic conditions. The North Atlantic Oscillation is also considered to be the dominant mode of winter

Table 10. *The mean percentage of NAO/runoff wavelet coherence for the different modes of variability (1, 2, 2–4, 4–8 and 8–12 yrs) at selected stations.*

Basin	Region	Years	1 (yr)	2 (yrs)	2–4 (yrs)	4–8 (yrs)	8–16 (yrs)	Total
Chelif basin	South	Ouerk	70	71	71	62	68	68
		East	Chellif-b	71	70	73	60	67
	North	Chellif-e	71	66	67	66	78	70
		Chellif-f	71	66	69	70	70	69
		Chellif-g	71	64	77	77	75	73
	West	Mina	70	67	73	71	85	73
	Total		71	67	72	68	74	70
Medjerda basin	North	Medjerda	75	69	80	75	74	75
	Center	Mellegue	67	66	62	64	66	65
	South	Zerga	68	67	63	66	72	67
	Total		70	67	68	68	71	69

atmospheric variability in the northern hemisphere (Di Mauro *et al.* 2008).

The NAO is affected by several temporal discontinuities in its spectral composition for the years from 1968 to 2013. The NAO (figure 6) is slightly dominated by the low-frequency fluctuation of the multi-decadal scale (8–16 yrs). Inter-annual scale fluctuations (2–4 and 4–8 yrs) are organized differently over time with the appearance of four times for the band 2–4 yrs and once for the band 4–8 yrs. The annual fluctuation of one year is the most dominant fluctuation; it appears five times (table 8 and figure 6). The results found corroborate with those found by Zamrane *et al.* (2016) in Morocco.

The NAO displays several non-stationary features (Appenzeller *et al.* 1998; Higuchi *et al.* 1999) that can be easily detected using continuous wavelet analyzes, specifically designed for the study of non-stationary signals (Massei *et al.* 2007).

During the study period 1968–2013, three major discontinuities have been observed from the wavelet spectrum in the NAO. The first discontinuity is visible in the decade 1970. It was marked by the appearance of the bands of 1, 2–4 and 4–8 yrs. A major change, therefore, was reported in the 1970s. According to Massei *et al.* (2011), this discontinuity concerns all climate indices. It is considered as a major period of climate observed in several areas (Alexander *et al.* 2008; Alheit and Niquen 2004; Zamrane *et al.* 2016; Turki *et al.* 2016). The NAO index was negative, so this probably showed itself in a very rainy year in the Mediterranean basin. The second discontinuity is visible during the decade 1980 marked by the interruption of mode of

variability 1 year and the appearance of 2–4 yrs. Since 1980, the NAO has tended to stay in an extreme phase. The third discontinuity is visible during the 1990s marked by the appearance of a new mode of variability of 8–16 yrs, and the presence of variability modes 1 and 2–4 yrs. Hurrell and Van Loon (1997) and Hurrell *et al.* (2001) have found, during the last decades, that the NAO index has steadily strengthened with an increase in its low index, with a historical maximum that was recorded during the 1990s. As a result, the NAO has been introduced into the debate on global warming with the search for mechanisms that could solve to what extent this trend is a combination of anthropogenic factors perturbation and natural variability (Hoerling *et al.* 2001).

The three discontinuities found were also observed by Rossi *et al.* (2009) on the Mississippi (USA) and showed the presence of discontinuities around the 1970s and 1980s. However, Massei *et al.* (2009) identified other discontinuities during the period from 1970 to 1990 in Colorado. Three discontinuities were observed in 1980, 1990 and 2000 in Morocco by Zamrane *et al.* (2016).

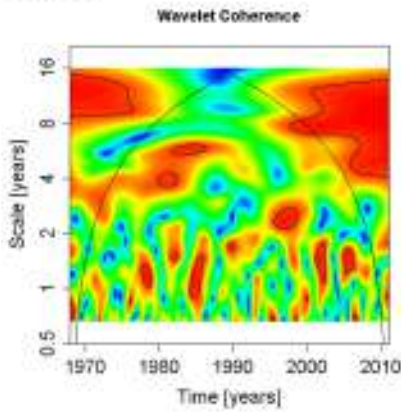
6. Continuous wavelet coherence for the characterization of potential links between climatic indices, rainfall and runoff

6.1 Application of relationship between climatic indices (NAO) and precipitation

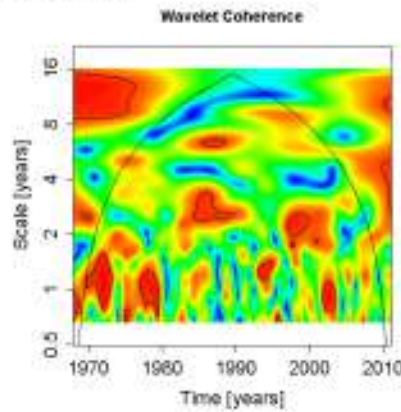
It seems, therefore, useful to compare the evolution of NAO and precipitation changes by wavelet coherence analysis in order to better identify their

Cheliff Basin

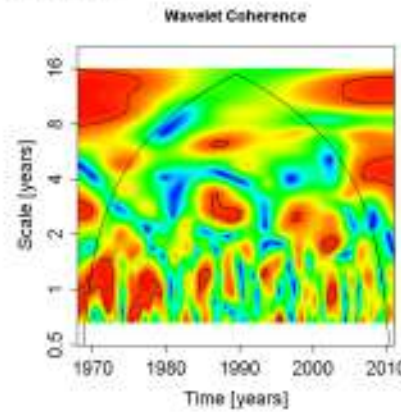
Ouerk



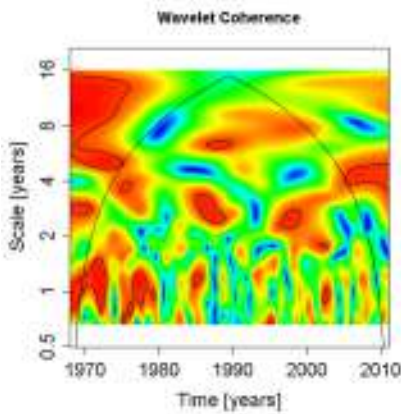
Chellif-b



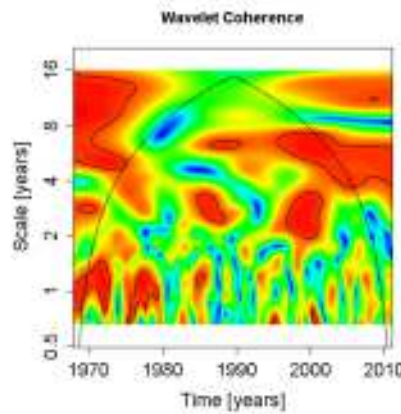
Chellif-e



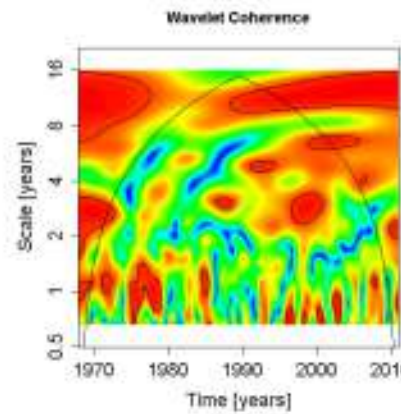
Chellif-f



Chellif-g

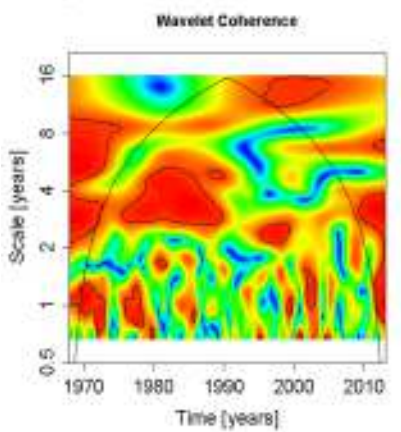


Mina

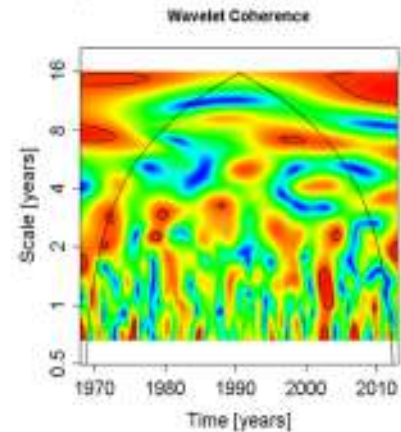


Medjerda Basin

Medjerda



Mellegue



Zerga

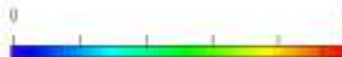
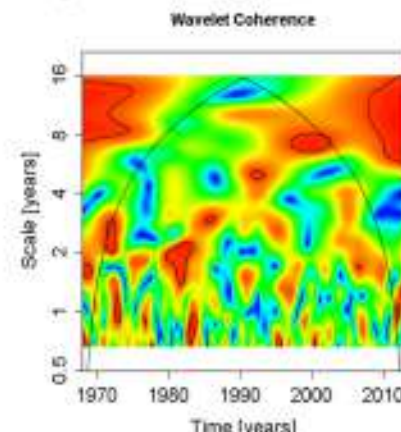


Figure 8. Wavelet coherence spectra between NAO and monthly runoff data in the Cheliff and Medjerda sub-basins.

degree of correlation and improve our understanding of the relationship between precipitation and the climate index NAO. The contribution

between NAO and precipitation by the analysis of wavelet coherence (table 9 and figure 7) highlights the appearance of annual, interannual and

multi-annual energy bands. These periods can be distinguished by the presence or absence of significant correlations on the variability scale during measurement decades. The different scales of precipitation variability appear to be clearly related to NAO with different degrees of correlation.

For the energy band of one year, it is found in all sub-basins with variations ranging from 65 to 71% for the Cheliff basin and 67 to 68% for the Medjerda. For the 2 yr band, the variations range from 54 to 72% for the Cheliff and 69 to 70% for the Medjerda. The 2–4 yr band is poorly correlated in the Cheliff basin with variations ranging from 60 to 68% and a good correlation ranging from 67 to 73% for the Medjerda. It should be noted that there is a statistically significant correlation between NAO and precipitation for the variability scale of 4–8 yrs with a variation rate ranging from 69 to 82% for Cheliff and from 65 to 68% for Medjerda. It should also be marked that there is a significant correlation between NAO and precipitation for the 8–16 yr band for all stations with correlations ranging from 70 to 90% for both basins. The bands of 1, 4–8 and 8–16 yrs have the most correlated signals with the NAO/precipitation for the Cheliff basin and bands 2–4 and 8–16 yrs for the Medjerda basin. These results are very consistent with the results obtained in Morocco by Zamrane *et al.* (2016) where the average contribution varies from 63% to 78% and in Tunisia by Jemai *et al.* (2017) where the average contribution varies from 66% to 72%.

6.2 Relationship between the North Atlantic Oscillation index (NAO) and runoff

The contribution of the relationship between the NAO teleconnection and the runoff varies according to the modes of variability. In the case of wavelet coherence analysis, the NAO/runoff correlation is acceptable. It varies from 60 to 85% for all the sub-basins of Cheliff and Medjerda (table 10 and figure 8).

For the one-year band, the NAO has been found to be well correlated with runoff over the entire Cheliff basin. It varies from 70 to 71% and for the Medjerda varies from 67–75%. For the 2-yr band, the correlation is low and it varies from 64 to 71% for all basins. The 2–4 yr band has a correlation ranging from 67 to 77% for Cheliff and 62–80% for Medjerda. For the 4–8 yr band, the runoff is poorly correlated with the climatic index, where the band

oscillates between 60 and 77% for all the basins. The 8–16 yrs band is strongly correlated (66–85%) (table 10). These results are in clear concordance with those found in Morocco by Zamrane *et al.* (2016).

7. Conclusion

The study covered monthly rainfall and flow series in the Cheliff and Medjerda basins to identify wet and dry periods in western and eastern Algeria and to check their trends. Data from these two basins were used to determine interannual variability and the relationship with climate fluctuations due to the natural non-stationarity of the hydrological series. Continuous wavelet analyses have improved our understanding of precipitation variability. The correlation between rainfall variability and NAO on the one hand, and flow with the NAO index on the other hand, ranges from 60 to 82% and 67 to 74%, respectively. The results obtained reveal that the basins represent a marked spatial and temporal variability with a downward trend as early as the 1970s, with an increase in the frequency of dry years. Severe droughts have been recorded after 1980 in both basins with a maximum standardized index exceeding -1 and a total reduction ranging from 30 to 36%. Flows in the Cheliff and Medjerda basin have shown a remarkable decrease since the late 1970s with a maximum standardized index (> -1) and a total reduction ranging from 61% for the Cheliff to 43% for the Medjerda. The continuous wavelet method has shown a distribution of high and low frequency energy bands divided into five variability modes: 1, 2, 2–4, 4–8 and 8–16 yrs. During the period from 1968 to 2013, three major discontinuities have been observed from the wavelet spectrum during the 1970s, 1980s and 1990s. These findings are consistent with those recorded in Morocco and Tunisia as well as in central Algeria.

It should be noted that the extracted components are significantly consistent with the NAO climate index, which remains a good reference for studying the relationship between climate fluctuations, rainfall, and flow variability. These results could be further developed with a comparative study of rainfall variability over the whole of Tunisia, Algeria and Morocco in order to highlight the specificities of semi-arid regions.

Acknowledgements

The authors wish to thank the National Agency of Water Resources (ANRH), National Agency for Dams and Transfers (ANBT) for providing material help and data on which reported analyses are based. The organizations that have supported my work and that I would like to thank are the Institute of Research for Development (IRD) of Montpellier for a long-term advanced training course, and the National High School for Hydraulics of Blida (ENSH), together with GEE Laboratory, where I pursue my postgraduate studies. This work was carried out within the framework of the activities of the IRD-ENSH Jeune Equipe.

References

- Alexander M, Capotondi A, Miller A, Chai F, Brodeur R and Deser C 2008 Decadal variability in the Northeast Pacific in a physical ecosystem model: Role of mixed layer depth and trophic interactions; *J. Geophys. Res.* **113** C02017, <https://doi.org/10.1029/2007JC004359>.
- Anderson D M and Woodhouse C A 2005 Climate change: Let all the voices be heard; *Nature* **433** 587–588.
- Andreo B, Jiménez P, Durán J J, Carrasco F, Vadillo I and Mangin A 2006 Climatic and hydrological variations during the last 117–166 years in the south of the Iberian peninsula, from spectral and correlation analyses and continuous wavelet analyses; *J. Hydrol.* **324**(1–4) 24–39, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.010>.
- Alheit J and Niquen M 2004 Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem; *Prog. Oceanogr.* **60**(2–4) 201–222.
- Appenzeller C, Stocker T F and Anklin M 1998 North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores; *Science* **282**(5388) 446–449.
- Bekkoussa B, Meddi M and Jourde H 2008 Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride: Cas de la plaine de Ghriiss (Nord-Ouest algérien); *Science et changements planétaires/Sécheresse* **19**(3) 173–184, <https://doi.org/10.1684/sec.2008.0134>.
- Belarbi H, Touaibia B, Boumechra N, Amiar S and Baghli N 2017 Sécheresse et modification de la relation pluie-débit: cas du bassin versant de l'Oued Sebdou (Algérie Occidentale); *Hydrol. Sci. J.* **62**(1) 124–136, <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1112394>.
- Benassi M 2008 Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitation field and watersupply; *Options Méditerranéennes* **80** 83–87.
- Benner T C 1999 Central England temperatures: Longterm variability and teleconnections; *Int. J. Climatol. J. Roy. Meteorol. Soc.* **19**(4) 391–403.
- Bergaoui M and Louati M H 2010 Drought effects on reservoirs inflows in Tunisia: Case of Lakhmess and Siliana reservoirs; López-Francos A. (comp), López-Francos A. (collab). Economics of Drought and Drought Preparedness in a Climate Change Context, Zaragoza, *CIHEAM/FAO/ICARDA/GDAR/CEIGRAM/MARM*, pp. 75–78, <http://om.ciheam.org/article.php?IDPDF=801328>.
- Brandimarte L, Di Baldassarre G, Bruni G, D'Odorico P and Montanari A 2011 Relation between the North Atlantic Oscillation and hydroclimatic conditions in Mediterranean areas; *Water Resour. Manag.* **25** 1269–1279, <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9742-5>.
- Brousseau A 2016 Le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC): une communauté épistémique? <https://archipel.uqam.ca/8875/1/M14436.pdf>.
- Cassou C 2004 Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique; *La Météorologie* **45** 21–32.
- Chang C K, Ghani A, Puay H T and Othman M A 2017 Homogeneity testing and trends analysis in long term rainfall data for Sungai Pahang River Basin over 40 years records; *Proceedings of the 37th IAHR World Congress*, Kuala Lumpur, Malaysia.
- Chaouche K, Neppel L, Dieulin C, Pujol N, Ladouche B, Martin E, Salas D and Caballero Y 2010 Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change; *Comptes Rendus Geosci.* **342**(3) 234–243, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.02.001>.
- Chaponniere A and Smakhtin V 2006 A review of climate change scenarios and preliminary rainfall trend analysis in the OumErRbia Basin, Morocco; *International Water Management Institute (IWMI)*, Colombo, Sri Lanka. Working Paper 110.
- Cramer W, Guiot J, Fader M, Garrabou J, Gattuso J P, Iglesias A, Lange M, Lionello P, Llasat M C, Paz S and Penuelas J 2018 Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean; *Nat. Clim. Change* **8**(11) 972–980.
- Cullen H M, Kaplan A and Arkin P A 2002 Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow; *Clim. Change* **55**(3) 315–338.
- Coulibaly P and Burn D H 2004 Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows; *Water Resour. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2003WR002667>.
- Dieppois B, Durand A, Fournier M, Diedhiou A, Fontaine B, Massei N, Nouaceur Z and Sebag D 2012 Variabilité basse-fréquence des précipitations au sahel et des températures de surface de l'océan atlantique au cours du dernier siècle; In: *25ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, pp. 219–224.
- Di Mauro G, Bonaccorso G B, Cancelliere A and Rossi G 2008 Use of NAO index to improve drought forecasting in the Mediterranean area: Application to Sicily region; *Options Méditerranéennes. Série A: Séminaires Méditerranéens* **80**, <http://om.Ciheam.org/om/pdf/a80/00800456.pdf>.
- Dieulin C, Mahé G, Paturol J E, Ejjiyar S, Trambly Y, Rouché N and El Mansouri B 2019 A New 60-year 1940/1999 monthly-gridded rainfall data set for Africa; *Water* **11**(2) 387, <https://doi.org/10.3390/w11020387>.
- Driouech F, Déqué M and Sánchez-Gómez M 2010 Weather regimes – Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation; *Glob. Planet. Change* **72** 1–10.
- Elmeddahi Y, Mahmoudi H, Issaadi A, Goosen M F and Ragab R 2016 Evaluating the effects of climate change and variability on water resources: A case study of the Cheliff

- Basin in Algeria; *Am. J. Eng. Appl. Sci.* **9(4)** 835–845, <https://doi.org/10.3844/ajeassp.2016.835.845>.
- Emmanuel L, Houngué N, Biao C and Badou D 2019 Statistical analysis of recent and future rainfall and temperature variability in the Mono River Watershed (Benin, Togo); *Climate* **7(1)** 8, <https://doi.org/10.3390/cli7010008>.
- Fritier N, Massei N, Laignel B, Durand A, Dieppois B and Deloffre J 2012 Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France); *Comptes Rendus Geoscience* **344(8)** 396–405.
- Ghil M, Allen M R, Dettinger M D, Ide K, Kondrashov D, Mann M E, Robertson A, W Saunders A, Tian Y, Varadi F and Yiou P 2002 Advanced spectral methods for climatic time series; *Rev. Geophys.* **40(1)** 3–1, <https://doi.org/10.1029/2000RG000092>.
- Giddings L, Soto M, Rutherford B M and Maarouf A 2005 Standardized precipitation index zones for Mexico; *Atmósfera* **18(1)** 33–56, <http://www.scielo.org.mx/pdf/atm/v18n1/v18n1a03.pdf>.
- Hallouz F, Meddi M and Mahe G 2013 Analyse des ruptures dans les séries pluviométriques dans le bassin de l’oued Mina (Nord Ouest d’Algérie); *Revue des Sciences de l’Eau* **26(1)** 33–38, <https://doi.org/10.7202/1014917ar>.
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G, Toumi S and Ali Rahamni S 2018 Erosion, sedimentation and climate change on the Wadi Mina at the Sidi M’Hamed Ben Aouda dam, Algeria; *Water* **10(7)** 895, <https://doi.org/10.3390/w10070895>.
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G, Karahacane H and Ali Rahmani S 2019 Tendances des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique: Bassin versant de l’oued Mina en Algérie; *Revue des sciences de l’eau, J. Water Sci.* **32(2)** 83–114, <https://doi.org/10.7202/1065202ar>.
- Hasanean H M 2004 Variability of the North Atlantic subtropical high and associations with tropical sea-surface temperature; *Int. J. Climatol.* **24(8)** 945–957.
- Higuchi K, Huang J and Shabbar A 1999 A wavelet characterization of the North Atlantic Oscillation variation and its relationship to the North Atlantic Sea surface temperature; *Int. J. Climatol.* **19(10)** 1119–1129.
- Hoerling M P, Whitaker J S, Kumar A and Wang W 2001 The midlatitude warming during 1998–2000; *Geophys. Res. Lett.* **28(5)** 755–758.
- Hurrell J W 1995 Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation; *Science* **269(5224)** 676–679, <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.
- Hurrell J W and Van Loon H 1997 Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation; In: *Climatic change at high elevation sites*, Springer, Dordrecht, pp. 69–94.
- Hurrell J W, Kushnir Y and Visbeck M 2001 The north Atlantic oscillation; *Science* **291(5504)** 603–605.
- IPCC 2014 Climate Change 2014 Synthesis Report Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC, Geneva, Switzerland, 151p.
- Jemai S, Ellouze M and Abida H 2017 Variability of precipitation in arid climates using the wavelet approach: Case study of watershed of Gabes in south-east Tunisia; *Atmosphere* **8(9)** 178, <https://doi.org/10.3390/atmos8090178>.
- Kang H M and Yusof F 2012 Homogeneity tests on daily rainfall series; *Int. J. Contemp. Math. Sci.* **7(1)** 9–22.
- Karabörk M Ç, Kahya E and Karaca M 2005 The influences of the Southern and North Atlantic Oscillations on climatic surface variables in Turkey; *Hydrol. Process.: Int. J.* **19(6)** 1185–1211, <https://doi.org/10.1002/hyp.5560>.
- Kendall M G 1975 *Rank correlation methods*; 4th edn, Charles Griffin, Londres, Royaume-Uni, 202p.
- Kotti F C, Mahe G, Habaieb H, Dieulin C, Calvez R and Ali H B 2016 Etude des pluies et des débits sur le bassin versant de la Medjerda, Tunisie Study of rainfall and discharges in the Medjerda watershed, Tunisia; *Bull. de l’Institut Scientifique Rabat* **(38)** 19–28.
- Knippertz P, Christoph M and Speth P 2003 Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates; *Meteor. Atmos. Phys.* **83** 67–88, <https://doi.org/10.1007/s00703-002-0561-y>.
- Labat D, Ababou R and Mangin A 2000 Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: Continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses; *J. Hydrol.* **238(3–4)** 149–178, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00322-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00322-X).
- Labat D 2006 Oscillations in land surface hydrological cycle; *Earth Planet. Sci. Lett.* **242(1–2)** 143–154, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.057>.
- Laborde J P, Gourbesville P, Assaba M, Dammak A and Belhouli L 2010 Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria; *Curr. Sci.* **98(8)** 1056–1062, <https://www.jstor.org/stable/24111761>.
- Ladjal R 2013 Problématique de la mobilisation et de la préservation des ressources hydriques dans le Sersou (Bassin Cheliff amont Boughzoul), Thèse de Doctorat, Université de Tlemcen, 145p, <http://dspace.univ-tlemcen.dz/handle/112/5696>.
- Lafreniere M and Sharp M 2003 Wavelet analysis of interannual variability in the runoff regimes of glacial and nival stream catchments, Bow Lake, Alberta; *Hydrol. Process.* **17(6)** 1093–1118, <https://doi.org/10.1002/hyp.1187>.
- Laignel B, Massei N, Rossi A, Mesquita J and Slimani S 2010 *Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean*; IAHS–A-ISH Publication, Wallingford, UK, pp. 612–619.
- Lana X, Martínez M D, Serra C and Burgueno A 2004 Spatial and temporal variability of the daily rainfall regime in Catalonia (northeastern Spain), 1950–2000; *Int. J. Climatol.: J. Roy. Meteorol. Soc.* **24(5)** 613–641, <https://doi.org/10.1002/joc.1020>.
- L’Hôte Y, Mahe G and Some B 2003 The 1990s rainfall in the Sahel: The third driest decade since the beginning of the century; *Hydrol. Sci. J.* **48(3)** 493–496.
- López-Moreno J I, Vicente-Serrano S M, Moran-Tejeda E, Zabalza J, Lorenzo-Lacruz J and García-Ruiz J M 2010 Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin; *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **7(2)**, <https://doi.org/10.5194/hessd-7-2651-2010>.
- Mahé G, Dessouassi R, Cissoko B and Olivry J C 1998 Comparaison des fluctuations interannuelles de piézométrie, précipitation et débit sur le bassin versant du Bani à Douana au Mali; *IAHS Publication* **252** 289–296.
- Mahé G and Paturel J E 2009 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian

- Rivers; *Comptes Rendus Geoscience* **341(7)** 538–546, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.05.002>.
- Mahé G, Lienou G, Descroix L, Bamba F, Paturel J E, Laraque A, Meddi M, Habaieb H, Adeaga O, Dieulin C, Chahnez Kotti F and Khomsi K 2013 The rivers of Africa: Witness of climate change and human impact on the environment; *Hydrol. Process.* **27(15)** 2105–2114, <https://doi.org/10.1002/hyp.9813>.
- Maheras P, Tolika K and Anagnostopoulou C 2008 Relations entre les précipitations moyennes et extrêmes et les types de circulation atmosphérique en Belgique; *Bull. de la Société géographique de Liège* **51** 115–125.
- Mann H B 1945 Nonparametric tests against trend; *Econometrica* **13** 245–259.
- Maraun D and Kurths J 2004 Cross wavelet analysis: Significance testing and pitfalls; *Nonlin. Process. Geophys.* **11(4)** 505–514, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00302384>.
- Maraun D, Kurths J and Holschneider M 2007 Nonstationary Gaussian processes in wavelet domain: Synthesis, estimation, and significance testing; *Phys. Rev. E* **75(1)** 016707, <https://doi.org/10.1103/physreve.75.016707>.
- Massei N, Durand A, Deloffre J, Dupont J P, Valdes D and Laignel B 2007 Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years; *J. Geophys. Res.* **112** D09121, <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>.
- Massei N, Laignel B, Deloffre J, Mesquita J, Motelay A, Lafite R and Durand A 2009 Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008; *Int. J. Climatol.* **30(14)** 2146–2154, <https://doi.org/10.1002/joc.2022>.
- Massei N, Laignel B, Rosero E, Motelay-Massei A, Deloffre J, Yang Z L and Rossi A 2011 A wavelet approach to the short-term to pluri-decennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998; *Int. J. Climatol.* **31(1)** 31–43.
- Mateescu M and Haidu I 2007 La méthode des ondelettes comme outil de test d'homogénéité le cas des précipitations a Cluj, Roumanie; *Assoc. Int. de Climatologie*, actes de colloque du Tunis, pp. 369–374.
- McCane D R, Hanson R L, Charles M A, Jacobsson L T, Pettitt D D, Bennett P H and Knowler W C 1994 Comparison of tests for glycated haemoglobin and fasting and two hour plasma glucose concentrations as diagnostic methods for diabetes; *BMJ* **308(6940)** 1323–1328.
- Meddi M, Hubert P and Bendjoudi H 2002 October Evolution du régime pluviométrique du Nord-Ouest de l'Algérie; In: *Colloque international sur l'eau dans le bassin Méditerranéen (WATMED)* «ressources et développement durable», Monastir, Tunisie.
- Meddi M, Talia A and Martin C 2009 Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie); *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* **3** 61–84, <https://journals.openedition.org/physio-geo/686>.
- Meddi M, Assani A A and Meddi H 2010 Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria; *Water Res. Manag.* **24(14)** 3817–3833, <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9635-7>.
- Mehaiguene M, Touhari F and Meddi M 2017 Hydrologic balance and surface water resources of the Cheliff-Zahrez Basin; *World Academy of Science, Engineering and Technology, Int. J. Environ., Chem. Ecol. Geol. Geophys. Eng.* **9(12)** 1445–1448, <https://www.researchgate.net/publication/316527358>.
- Merabti A, Martins D S, Meddi M and Pereira L S 2018 Spatial and time variability of drought based on SPI and RDI with various time scales; *Water Res. Manag.* **32(3)** 1087–1100, <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1856-6>.
- Meyer Y, Jaffard S and Rioul O 1987 L'analyse par ondelettes; *Pour la Science* **119** 28–37.
- Mitchell J M Jr, Dzerdzeevskii B, Flohn H, Hofmeyr W L, Lamb H H, Rao K N and Wallén C C 1966 Climatic change: Report of a working group of the Commission for Climatology; Note technique No. 79, *Organisation météorologique mondiale (OMM)*, Genève, Suisse, 79p.
- Morizet N 2006 Initiation aux ondelettes; *Revue de l'électricité et de l'électronique* **9** 91.
- New M, Todd M, Hulme M and Jones P 2001 Precipitation measurements and trends in the twentieth century; *Int. J. Climatol.* **21(15)** 1889–1922, <https://doi.org/10.1002/joc.680>.
- Norrant C and Douguédroit A 2006 Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000); *Theor. Appl. Climatol.* **83(1–4)** 89–106.
- Nouaceur Z N, Laignel B, Imen T and Hiba J 2014 Climate change in northern Africa: Towards a return of rainfall on the southern mediterranean basin; *Aerulsi Apa. Componente ale Mediului.* **48**.
- Oubeidillah A A, Tootle G and Anderson S R 2012 Atlantic Ocean sea-surface temperatures and regional streamflow variability in the Adour-Garonne basin, France; *Hydrol. Sci. J.* **57(3)** 496–506, <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.659250>.
- Pekárová P, Mikláněk P and Pekár J 2003 Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19–20th centuries; *J. Hydrol.* **274(1–4)** 62–79, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00397-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00397-9).
- Pettitt A N 1979 A non-parametric approach to the change-point problem; *J. Roy. Stat. Soc.: Series C (Appl. Stat.)* **28(2)** 126–135, <http://www.jstor.org/stable/2346729>.
- Remini B 2010 La problématique de l'eau en Algérie du Nord; *Larhyss J.* **(8)** ISSN 1112-3680.
- Renard B, Lang M, Bois P, Dupeyrat A, Mestre O, Niel H, Sauquet E, Prudhomme C, Parys S, Paquet E, Gailhard J and Neppel L 2008 Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency; *Water Resour. Res.* **44(8)**, <https://doi.org/10.1029/2007WR006268>.
- Rodier J A, Colombani J, Claude J and Kallael R 1981 Monographies hydrologiques du bassin versant de la Medjerda; *ORSTOM (Éditeur)*, Tunisie.
- Rodrigro F S and Trigo R M 2007 Trends in daily rainfall the Iberian Peninsula from 1951 to 2002; *Int. J. Climatol.* **27** 513–529, <https://doi.org/10.1002/joc.1409>.
- Rodriguez-Puebla C and Nieto S 2010 Trends of precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic Oscillation under climate change conditions; *Int. J. Climatol.* **30(12)** 1807–1815, <https://doi.org/10.1002/joc.2035>.
- Rogers J C 1984 The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere; *Mon. Wea. Rev.* **112(10)** 1999–2015, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112%3c1999:TABTNA%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112%3c1999:TABTNA%3e2.0.CO;2).

- Rossi A, Massei N, Laignel B, Sebag D and Copard Y 2009 The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment load, 1950–1975; *J. Hydrol.* **377**(3–4) 237–244, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.032>.
- Sebbar A, Badri W, Fougrach H, Hsaine M and Saloui A 2011 Variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935–2004); *Secheresse* **22** 139–148, <https://doi.org/10.1684/sec.2011.0313>.
- Sebbar A, Hsaine M, Fougrach H and Badri W 2012 Étude des variations climatiques de la région centre du Maroc; Les climats régionaux: observation et modélisation, pp. 709–714.
- Singla S, Mahé G, Dieulin C, Driouech F, Milano M, El Guelai F Z and Ardoin-Bardin S 2010 Evolution des relations pluie-débit sur des bassins versants du Maroc; *IAHS Publ.* **340** 679–687.
- Sirois A 1998 A brief and biased overview of time series analysis or how to find that evasive trend; *WMO Report* **133** 14–18.
- Taibi S, Souag D, Mahe G and Meddi M 2013 Évolution et régionalisation des précipitations au nord de l'Algérie (1936–2009); *IAHS Publ.* **359** 191–197.
- Taibi S, Meddi M, Mahe G and Assani A 2017 Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall; *Theor. Appl. Climatol.* **127**(1–2) 241–257.
- Tarhule A and Woo M K 1998 Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria; *Int. J. Climatol.: J. Roy. Meteorol. Soc.* **18**(11) 1261–1271.
- Torrence C and Compo G P 1998 A practical guide to wavelet analysis; *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**(1) 61–78.
- Tramblay Y, El Adlouni S and Servat E 2013 Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries; *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **13**(12) 3235–3248, <https://doi.org/10.5194/nhess-13-3235-2013>.
- Turki I, Laignel B, Massei N, Nouaceur Z, Benhamiche N and Madani K 2016 Hydrological variability of the Soummam watershed (Northeastern Algeria) and the possible links to climate fluctuations; *Arab. J. Geosci.* **9**(6) 477, <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2448-0>.
- Vergni L, Di Lena B and Chiaudani A 2016 Statistical characterisation of winter precipitation in the Abruzzo region (Italy) in relation to the North Atlantic Oscillation (NAO); *Atmos. Res.* **178** 279–290, <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.03.028>.
- Ward M N, Lamb P J, Portis D H, El Hamly M and Sebbari R 1999 Climate variability in northern Africa: Understanding droughts in the Sahel and the Maghreb; In: *Beyond El Niño*, pp. 119–140.
- Wijngaard J B, Klein Tank A M G and Können G P 2003 Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series; *Int. J. Climatol.: J. Roy. Meteorol. Soc.* **23**(6) 679–692.
- Xu L, Chen N, Zhang X, Chen Z, Hu C and Wang C 2019 Improving the North American multi-model ensemble (NMME) precipitation forecasts at local areas using wavelet and machine learning; *Clim. Dynam.* **53**(1–2) 601–615, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-04605-z>.
- Yazdanpanah M, Hayati D, Hochrainer-Stigler S and Zamani G H 2014 Understanding Farmers intention and behavior regarding water conservation in the Middle-East and North Africa: A case study in Iran; *J. Environ. Manag.* **135** 63–72, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jenvman.2014.01.016>.
- Yue S and Wang C Y 2002 Regional streamflow trend detection with consideration of both temporal and spatial correlation; *Int. J. Climatol.: J. Roy. Meteorol. Soc.* **22**(8) 933–946, <https://doi.org/10.1002/joc.781>.
- Zamrane Z, Turki I, Laignel B, Mahé G and Laftouhi N E 2016 Characterization of the interannual variability of precipitation and streamflow in Tensift and Ksob basins (Morocco) and links with the NAO; *Atmosphere* **7**(6) 84, <https://doi.org/10.3390/atmos7060084>.
- Zeroual A, Assani A A and Meddi M 2017 Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in Northern Algeria over the 1972–2013 period; *Hydrol. Res.* **48**(2) 584–595.
- Zeroual A, Assani A A, Meddi M and Alkama R 2019 Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2098 using the Köppen-Geiger climate classification scheme; - *Clim. Dynam.* **52**(1–2) 227–243, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4128-0>.
- Zin W Z W, Jamaludin S, Deni S M and Jemain A A 2010 Recent changes in extreme rainfall events in Peninsular Malaysia: 1971–2005; *Theor. Appl. Climatol.* **99**(3–4) 303, <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0141-x>.

Corresponding editor: RAJIB MAITY