

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

جامعة حسيبة بن بوعلي - الشلف
UNIVERSITE HASSIBA BEN BOUALI - CHLEF

كلية الهندسة المعمارية و الهندسة المدنية
Faculté d'Architecture et de Génie civil

قسم الري
Département d'Hydraulique



Thèse présentée par :

ELMEDDAHI Yamina

Pour l'obtenir du diplôme de doctorat en Sciences

Spécialité : Hydraulique

THEME

**Les changements climatiques et leurs impacts sur
les ressources en eau, cas du bassin du Cheliff**

Soutenue publiquement le 12 mai 2016

Devant le jury composé de :

EZZIANE Karim	Professeur	Président	UHBB-Chlef
ISSAADI Abderrahmane	Professeur	Rapporteur	USTHB-Alger
TAHAR ABBES Miloud	Professeur	Co-Rapporteur	UHBB-Chlef
REMAOUN Mohamed	Docteur	Examineur	UHBB-Chlef
RAGAB Ragab	Professeur	Examineur	CEH-Royaume-Uni
CHETTIH Mohamed	Professeur	Examineur	UATL-Laghouat
MAHMOUDI Hacene	Professeur	Invité	UHBB-Chlef

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

جامعة حسيبة بن بوعلي - الشلف
UNIVERSITE HASSIBA BEN BOUALI – CHLEF

كلية الهندسة المعمارية و الهندسة المدنية
Faculté d'Architecture et de Génie civil

قسم الري
Département d'Hydraulique



Thèse présentée par :

ELMEDDAHI Yamina

Pour l'obtenir du diplôme de doctorat en Sciences

Spécialité : Hydraulique

THEME

Les changements climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau, cas du bassin du Cheliff

Soutenue publiquement le 12 mai 2016

Devant le jury composé de :

EZZIANE Karim	Professeur	Président	UHBB-Chlef
ISSAADI Abderrahmane	Professeur	Rapporteur	USTHB-Alger
TAHAR ABBES Miloud	Professeur	Co-Rapporteur	UHBB-Chlef
REMAOUN Mohamed	Docteur	Examineur	UHBB-Chlef
RAGAB Ragab	Professeur	Examineur	CEH-Royaume-Uni
CHETTIH Mohamed	Professeur	Examineur	UATL-Laghouat
MAHMOUDI Hacene	Professeur	Invité	UHBB-Chlef

Remerciements

Je remercie Dieu tout puissant de m'avoir donné tout de patience et de courage pour accomplir ce travail.

J'exprime toute ma gratitude au Dr Abderrahmane ISSAADI, professeur à l'USTHB. Alger, qui a accepté de diriger ce travail. Pour la confiance et la liberté qu'il m'a accordée, tout en étant toujours très disponible, je tiens à lui exprimer ma profonde reconnaissance.

Je remercie professeur karim EZZIANE d'avoir m'honorer en acceptant de présider le jury chargé d'examiner ce travail. Aussi je remercie les professeurs : Mohamed CHETTIH, Ragab RAGAB, et le docteur Mohamed REMAOUN d'avoir accepté d'examiner ce travail. Sans oublier le professeur Miloud TAHAR ABBES.

Je remercie tout particulièrement Dr Hacene MAHMOUDI, professeur à l'université de Chlef de m'avoir toujours encouragé et aidé, je lui exprime toute ma gratitude.

Mes vifs remerciements pour les professeurs Mattheus F. A GOOSEN; Ragab RAGAB, Christel PRUDHOMME, docteur Abderrahmane HABBAR et Mr Sofiane ABAIDIA.

Mes sincères remerciements à mes enseignants qui ont contribué à ma formation et à Mr Hamid BEN AOUDA, chef de département de l'hydraulique.

Mes remerciements les plus vifs à toutes les personnes qui m'ont facilité la tâche pour acquérir les documents nécessaires à la réalisation de ce travail (L'ANRH de Chlef et Blida et L'ONM de Chlef).

Je tiens également à remercier l'ensemble du personnel de la Direction des Ressources en Eaux de la wilaya de Chlef.

J'adresse également mes plus vifs remerciements à mes collègues, mes amis et à toutes les personnes qui m'ont permis de mener à terme ce travail sans oublier mes étudiants.

Un grand merci doit être adressé aux membres de ma famille, ma mère, mes sœurs et mes frères pour leur soutien et leur encouragement.

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail à :

La mémoire de mon père

Ma chère mère

Ma famille et tous mes amis.

Table des matières

Résumé

Abstract

ملخص

Abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale	1
I.1.Introduction.....	5
I.2.Généralités sur le changement climatique.....	5
I.3. Climat et système climatique.....	6
I. 4. Climat et cycle de l'eau	8
I.5. Historique du changement climatique	9
I.6. Modélisation du changement climatique.....	11
I.7. Scénarios d'émission	11
I.8. Le changement climatique observé au cours du 20ème siècle.....	13
I.8.1. Le changement climatique à l'échelle globale	13
I.8.2. Le changement climatique dans la région méditerranéenne	17
I.8.3. Le changement climatique au Maghreb	17
I.8.4. Le changement climatique en Algérie	18
I.9. Le changement climatique projeté pour le 21ème siècle	22
I.9.1. Le changement climatique projeté à l'échelle globale	22
I.9.2. le changement climatique projeté dans le bassin méditerranéen	23
I.9.4. Le changement climatique projeté en Algérie.....	28
I.10. Les ressources en eau en Algérie	32
I.10.1. Les eaux superficielles.....	33
I.10.1.1. Les potentialités hydriques de l'Algérie	34
I.10.1.2. La mobilisation des eaux superficielles	35
I.10.2. Les eaux souterraines.....	39
I.10.3. Les eaux non conventionnelles	41
I.11. Impacts du changement climatique sur la ressource en eau	43

I.12. Conclusion.....	45
II.1. Introduction.....	47
II.2. Présentation du bassin de Chelif	47
II.3. Caractéristiques morphométriques du bassin versant.....	48
II.3.1. Paramètres géométriques	50
II.3.1.1. Paramètre de forme	50
II.3.1.2. Rectangle équivalent.....	51
II.3.2. Etude de relief	53
II.3.3. Etude du réseau hydrographique	58
II.3.3.1. Paramètre hydrographique.....	59
II.3.3.2. Profil en long	61
II.3.4. Sol et végétation.....	63
II.3.4.1. Sols.....	63
II.3.4.2. Végétation.....	65
II.4. Géologie.....	65
II.5. Hydrogéologie	71
II.5.1. Principaux aquifères	72
II.5.2. Identification des aquifères dans le bassin du Chelif	73
II.6. Conclusion	76
III.1. introduction	78
III.2. Collecte des données, choix des stations, comblement des lacunes et homogénéisation des données climatiques	78
III.3. Tests statistiques de détection des ruptures et tendances dans des séries climatiques	79
III.3.1. Indice de déficit de pluie (indice de Nicholson).....	80
III.3.2. Tests des tendances	81
III.3.2.1. Estimateur de la pente médiane de Sen	81
III.3.2.3. Test de Mann-Kendall	82
III.3.3. Principaux tests de ruptures	83
III.3.3.1. Test de Pettitt	83
III.3.3.2. Statistique de Buishand.....	84
III.3.3.3. Procédure bayésienne de Lee et Heghinian.....	85
III.3.3.4. Procédure de segmentation d'Hubert.....	86
III.3.4. Conditions d'application	87

III.4. Evolution des paramètres climatiques et détection des ruptures et tendances	87
III.4.1. Température	87
III.4.1.1. Evolution de la température dans le bassin du Cheliff	87
III.4.1.2. Variation des températures des stations ONM Chlef et Barrage Harreza.....	88
III.4.2. Précipitations.....	92
III.4.2.1. Variation spatio-temporelle de la pluviométrie	92
III.4.2.2. Evolution des précipitations	95
III.4.2.3. Tendances saisonnières et annuelles des précipitations	96
III.4.2.3.1. Tendances annuelles de précipitations.....	96
III.4.2.3.2. Tendances saisonnières de précipitations.....	97
III.4.2.4. Détection des ruptures	98
III.5. Tentatives d'explication de la variabilité temporelle avant et après la date de rupture	103
III.5.1. Précipitations annuelles	103
III.5.2. Précipitations mensuelles.....	104
III.5.3. Variabilité saisonnière	107
III.6. Evolution spatiale des précipitations annuelles pour les périodes 1968-1980 et 1981-2004	111
III.7. Conclusion.....	113
V.1. Introduction	146
V.2. Les ressources en eau dans le bassin du Cheliff.....	146
V.2.1. Les ressources en eau superficielles	146
V.2.2. Eaux souterraines.....	148
V.2.3. Eaux non conventionnelles	152
V.3. Changement climatique actuel observé.....	153
V.3.1. Évolution de la température.....	153
V.3.2. Évolution de la pluviométrie pour la période 1961-1990.....	153
V.3.3. Évolution de la ressource en eau superficielle	153
V.3.4. Évolution de la ressource en eau souterraine	154
V.4. Modèles climatiques et scénarios d'évolution du climat.....	155
V.4.1. Scénarios climatiques.....	157
V.4.2. Application des modèles climatiques globaux	158
V.4.3. Descente d'échelle « downscaling »	159
V.5. Analyse des évolutions climatiques possibles aux horizons 2020,2050 et 2080 sur le bassin du Cheliff.....	160
V.5.1. Températures	161

V.5.2. Précipitations.....	162
V.5.3. Construction des scénarios climatiques	165
V.5.4. Scénarios sur la modélisation hydrologique.....	165
V.6. Impact de changement climatique sur les ressources en eau.....	165
V.6.1. Simulation et évolution des écoulements pour le XXIème siècle.....	166
V.6.2. Taux de variation des écoulements moyens annuels aux horizons 2020,2050 et 2080..	166
V.6.3. Évolution saisonnière des écoulements moyens aux horizons 2020,2050 et 2080	168
V.7. Impact des changements climatiques sur les eaux souterraines	170
V.8. Conclusion	171
Conclusion générale.....	173
Références bibliographiques.....	177
Annexes.....	195

Résumé

Les ressources en eau pourraient se raréfier dans les prochaines décennies à l'échelle mondiale. Cette situation affectera de manière significative les régions soumises à un climat aride à semi-aride. La croissance des besoins à travers l'évolution rapide de la population, le développement industriel et l'extension de l'agriculture conjuguée à la réduction des ressources liée à l'augmentation de la fréquence des événements climatiques extrêmes: sécheresse, inondations transitoire et /ou liée aux changements climatiques constituent les principaux facteurs responsables de la raréfaction de la ressource en eau.

Le Nord de l'Algérie a connu une variabilité à la baisse de la pluviométrie annuelle au cours du 20^{ème} siècle. Cette variabilité s'est particulièrement accentuée à partir des années quatre-vingt et a eu des impacts négatifs importants sur la ressource en eau tant superficielle que souterraine, ainsi que sur le cycle des précipitations.

Pour le bassin du Cheliff, La diminution des précipitations a clairement entraîné une tendance à la baisse des apports d'eau, ce déficit hydrique est évalué entre 1025 Mm³ et 815 Mm³ pour les périodes 1968-2001 et 2009.

Une meilleure compréhension de la relation entre les changements climatiques et de leurs impacts sur la disponibilité de la ressource en eau passe par une analyse des tendances sur des séries des températures, des précipitations et des débits. C'est ce que nous avons effectué, sur une longue période, pour le bassin du Cheliff. Les résultats de cette évaluation montrent une diminution significative des précipitations annuelles allant de 14 à 54.8% et une augmentation de la température moyenne de 0,9 ° C au cours des 20 dernières années.

Ensuite, une modélisation hydrologique reposant sur l'utilisation du modèle (GR2M) a permis de réaliser le calage/validation croisée pour choisir les paramètres qui traduisent au mieux la transformation de la pluie en débit. La performance de ce dernier est globalement satisfaisante, en se référant au critère de Nash qui est généralement utilisé pour tester la performance des modèles hydrologiques.

Enfin, nous avons évalué les impacts potentiels d'un changement climatique sur l'évolution de la ressource en eau du bassin de Cheliff en utilisant les sorties d'un modèle climatique (HadCM3) mis en œuvre sous les scénarios SRES A2 et B2.

Les projections climatiques réalisées prévoient un réchauffement continu et des baisses significatives des précipitations et des écoulements moyens annuels de surface qui dépasseront 30 %.

Mots-clés : Bassin de Cheliff, Modélisation pluie-débit, ressource en eau, Modèle climatique.

Abstract

Water resources could become scarcer in future decades worldwide. This will significantly affect on the regions of a semi-arid to arid climate. The rapid evolution of the population, industrial development and the expansion of agriculture coupled with reduced resources related to the increased frequency of extreme weather events: droughts, and transitional floods and / or linked to climate change are the main factors responsible for the increasing scarcity of water resources.

Northern Algeria has got a downward variability of annual rainfall during the 20th century. This variability became particularly pronounced from the eighties and had significant adverse impacts on water resources surface and groundwater, as well as the precipitation cycle. For Cheliff basin, reduced rainfall has clearly led to a downward trend of inflows, this water deficit is estimated as 1025 million m³ and 815 million m³ for the periods 1968-2001 and 2009.

A better understanding of the relationship between climatic change and their impacts on the availability of water resources requires a trend analysis over a series of temperature, precipitation and flow data. This is what we have done over a long period, for Cheliff basin. The results of this assessment show a significant decrease in annual rainfall ranging from 14 to 54.8% and an increase in average temperature of 0.9 ° C over the last 20 years.

Then a hydrological modelling based on the use of the model (GR2M) has achieved a cross calibration / validation to choose the parameters that best express for the transformation of the rain- flow. The performance of the latter is generally satisfactory, referring to Nash criterion which is generally used to test the performance of hydrological models.

Finally, we assessed the potential impacts of climate change on the development of the water resources of the Cheliff basin using the outputs of a climate model (HadCM3) implemented under the SRES scenarios A2 and B2. The expected climate projections foresee a continued warming and significant decreases in rainfall and average annual runoff surface that exceed 30%.

Keywords: Cheliff Basin, rainfall-runoff modelling, water resources, climate model.

ملخص

على الصعيد العالمي، يمكن أن تصبح موارد المياه نادرة في العقود المقبلة و هذا سوف يؤثر تأثيرا كبيرا على المناطق الجافة و شبه الجافة. ان تزايد الاحتياجات من خلال التطور السريع للسكان والتنمية الصناعية والتوسع في الزراعة إلى جانب انخفاض الموارد المائية بسبب تواتر الظواهر الجوية الطارئة مثل الجفاف والفيضانات العابرة أو المرتبطة بتغير المناخ هي العوامل الرئيسية المسؤولة عن ارتفاع ندرة الموارد المائية.

شهد شمال الجزائر انخفاض لسقوط الأمطار السنوي خلال القرن 20 و أصبح هذا التباين واضح لا سيما خلال الثمانينات، وكان له آثار سلبية كبيرة على موارد المياه السطحية والجوفية. اتضح أن تغير المناخ له تأثير سلبي على دورة مياه الأمطار بما في ذلك جميع موارد المياه في حوض الشلف. وقد أدى انخفاض هطول الأمطار بشكل واضح إلى نقص للتدفقات، حيث يقدر هذا العجز المائي ب 1025 مليون م³ و 815 مليون م³ لفترات ما بين 1968-2001 و 2009.

لفهم أفضل للعلاقة بين تغير المناخ وتأثيراته على توافر الموارد المائية يتطلب تحليلا للاتجاهات على معطيات درجات الحرارة والأمطار والتدفقات. هذا ما قمنا به على مدى فترة طويلة لحوض الشلف. نتائج هذا التقييم تبين حدوث انخفاض كبير في معدل هطول الأمطار السنوي يتراوح بين 14 حتي 54،8 ٪ وزيادة في متوسط درجة الحرارة حيث تقدر ب 0.9 درجة مئوية على مدى السنوات ال 20 الماضية

بعد ذلك تم استخدام النمذجة الهيدرولوجية باستعمال نموذج التساقط -جريان مياه التدفق (GR2M) بعد ضبط النماذج المحصل عليها قمنا بإثبات صحة هذه النتائج بهدف اختيار البيانات التي تعبر عن أفضل تحول التساقط الى التدفق. ان كفاءه هذا الأخير كانت مرضية بشكل عام، مشيرا إلى معيار الناش الذي يستخدم عادة لاختبار فعالية النماذج الهيدرولوجية.

اخيرا، قمنا بتقييم الآثار المحتملة لتغير المناخ على تنمية الموارد المائية لحوض الشلف باستخدام مخرجات نموذج المناخ (HadCM3) المنفذة في إطار سيناريوهات التقرير الخاص A2 و B2.

التنبؤات المناخية تتوقع استمرار ارتفاع درجات الحرارة وانخفاض كبير في هطول الأمطار والجريان السطحي الذي يتجاوز 30٪.

مفتاح الكلمات: حوض الشلف ، نمذجة التساقط – السيج السطحي، الموارد المائية، نموذج المناخ.

Abréviations

ABH-CZ : Agence du bassin hydrographique Cheliff-Zahrez

ANBT : l'Agence Nationale des Barrages et transfert

ANCC : Agence Nationale des Changements Climatiques, Algérie

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Algérie

CCNUCC : Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques

CIHEAM : Centre International de Hautes Etudes Agronomiques Méditerranéennes

GCM: General Circulation Model

GES: Gaz à effet de serre

GIEC: Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

GR2M: Génie Rural, modèle à 2 paramètres et au pas mensuel.

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

M.A.T.E: Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement.

MCG: Modèles de la Circulation Générale

MCGA: Modèles de Circulation Générale de l'Atmosphère

MCGAO: Modèles de Circulation Générale Atmosphère-Océan

M.R.E: Ministère des ressources en eaux

ONM : Office National de la Météorologie, Algérie

P.D.A. R.E: Plan Directeur d'Aménagement des Ressources en Eaux

PNUD: Programme des Nations Unies pour le Développement

PNUE: Programme des Nations Unies pour l'Environnement.

SAU : Surface Agricoles Utiles

SRES: Spécial Report on Emission Scenarios

UKHI: United Kingdom Meteorological Office High Resolution

Liste des figures

Figure I. 1	Le système climatique. Description schématisée des composants du système climatique et de leurs principales interactions (GIEC, 2007).....	6
Figure I. 2	Bilan énergétique de la Terre (en $W.m^{-2}.an^{-1}$). (Kielh et Trenberth, 1997).....	7
Figure I. 3	Le cycle global de l'eau. Estimation des principaux réservoirs (police normale) en $10^3 km^3$ et des principaux flux au travers du système (police italique) en $10^3 km^3.an^{-1}$. (Trenberth et al., 2006).....	9
Figure I. 4	Variation de la température en surface au cours de l'histoire de la Terre (Ibrahim, 2012).....	10
Figure I. 5	Vue d'un réchauffement de la planète: une représentation du changement de température, par région, 1976-2000 (Henson, 2008).....	14
Figure I. 6	Simulation des variations de température de la terre et comparaison des résultats aux changements (GIEC, 2007).....	15
Figure I. 7	Figure I. 7: Variations observées (a) du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, (b) de la couverture neigeuse dans l'hémisphère nord en Mars–Avril. Tous les écarts sont calculés par rapport aux moyennes pour la période 1961-1990. (GIEC, 2007).....	16
Figure I. 8	Distribution spatiale des tendances linéaires dans le volume des précipitations annuelles sur les terres émergées au cours de la période 1901-2005 et 1951-2010 (GIEC, 2013).	16
Figure I. 9	Evolution de la température moyenne annuelle à Oran en $^{\circ}C$ (1926-2006) (Tabet-Aoul, 2008).....	19
Figure I. 10	Evolution des précipitations annuelles dans les stations: Oran, Alger et Constantine pour la période 1922-2005.....	20
Figure I. 11	Carte pluviométrique selon l'ANRH pour la période 1922-1989.....	21
Figure I. 12	Carte pluviométrique selon l'ANRH pour la période 1965-2004.....	21
Figure I. 13	émissions mondiales de gaz à effet de serre anthropiques (GEIC, 2007).....	22
Figure I. 14	Changement de température en surface et de précipitation projeté pour la période 2081-20100 par rapport à la période 1980-1999 (GIEC, 2013).....	23
Figure I. 15	Evolution moyenne des forçages climatiques à l'horizon 2050, en comparaison avec la période de référence 1971–1990 : hausse des températures (a) et taux de variation des	24

	précipitations (b), (Milano et al, 2012).....	
Figure I.16a	Variation des températures et précipitations saisonnières à l'horizon 2020 par sept modèles climatiques AOGCM et par quatre scénarios d'émissions (http://ipcc-ddc.uea.ac.uk).....	25
Figure I.16b	Variation des températures et précipitations saisonnières à l'horizon 2050 par sept modèles climatiques AOGCM et par quatre scénarios d'émissions (http://ipcc-ddc.uea.ac.uk).....	26
Figure I.16c	ariation des températures et précipitations saisonnières à l'horizon 2080 par sept modèles climatiques AOGCM et par quatre scénarios d'émissions (http://ipcc-ddc.uea.ac.uk).....	27
Figure I. 17	Changement de température et précipitation projetés pour le Maghreb à 2050 (Ragab et Prudomme, 2002).....	28
Figure I. 18	Projection du climat aux horizons 2020 et 2050 par le modèle UKHI et ECHAM3TR (MATE, 2003).....	31
Figure I. 19	Carte des grands transferts et le dessalement (MRE, 2012).	38
Figure I. 20	Ressources en eau souterraine dans l'Algérie du Nord (MATE, 2010).....	39
Figure I. 21	les nappes fossiles au Sahara (Mutin, 2009).....	40
Figure I. 22	Coupe géologique des nappes du Sahara (Mutin, 2009)...	41
Figure I. 23	Projection du stress et de la pénurie d'eau douce en 2050 (Milano et al., 2012).....	44
Figure II. 1	Carte des Bassins versants de l'Algérie et de la zone d'étude (MATE, 2010).....	48
Figure II.2	Carte des trois régions de la zone d'étude.....	49
Figure II. 3	Carte des sous bassins de la zone d'étude.....	50
Figure II. 4	Carte de localisation des grands ensembles du Nord de l'Algérie (MATE, 2010).....	54
Figure II. 5	Profil en long de la zone d'étude (ABH-CZ).....	63
Figure II. 6	Esquisse géologique d'une partie de la région étudiée (Perrodon, 57 et Mattauer, 1958).....	68
Figure II. 7	Carte géologique de la région d'étude (ABH-CZ).....	70
Figure II. 8	Structure du Tell - Centre Ouest- (Perrodon, 1957 ; Mattauer, 1958).....	71
Figure II. 9	Potentialité de la région Cheliff- Zahrez (ABH-CZ).....	74
Figure III. 1	Variation de température de quelque station de la région d'étude pour le période 1968- 2001.....	88
Figure III. 2	Variation moyenne annuelle des températures max, min et moy (1936/2010) et leurs anomalies par rapport la période de référence (1961-1990) de la station ONM Chlef.....	89
Figure III. 3	Variation moyenne annuelle des températures max, min et moy (1987/2010) et leurs anomalies par rapport	90

	la moyenne (Barrage arreza).....	
Figure III. 4	les tendances linéaires de la température moyenne annuelle pour les stations : a) la station ONM Chlef et b) la station de Barrage Harreza.....	90
Figure III. 5	Test de Pettitt et Buishand pour la température moyenne dans la station d'ONM de Chlef.....	91
Figure III. 6	Evolution du déficit de pluie et de cumul de déficit de pluie dans les trois stations.....	95
Figure III. 7	Résultats du test de Pettitt et Buishand appliqué aux pluies annuelles des trois stations de la région d'étude.....	100
Figure III. 8	Résultats des trois tests sur les stations étudiées.....	102
Figure III. 9	Taux de réduction au des précipitations dans la zone d'étude.....	102
FigureIII.10a	Variation moyenne interannuelle avant et après la rupture.	104
FigureIII.10b	Variation moyenne interannuelle avant et après la rupture.	104
Figure III. 11	Evolution mensuelle de la pluviométrie avant et après la rupture (O. Sly).....	105
Figure III. 12	Evolution mensuelle de la pluviométrie avant et après la rupture (Mehdia).....	106
Figure III. 13	Evolution mensuelle de la pluviométrie avant et après la rupture (O. El Abtal).....	106
Figure III. 14	Evolution des totaux d'automne avec leur moyenne mobile.	108
Figure III. 15	Evolution des totaux hivernaux avec leur moyenne mobile.	109
Figure III. 16	Evolution des totaux printaniers avec leur moyenne mobile.	110
Figure III. 17	Répartition des pluies moyennes annuelles pour la période 1968-1980 par Krigeage.....	112
Figure III. 18	Répartition des pluies moyennes annuelles pour la période 1981-2004 par Krigeage.....	113
Figure IV. 1	Réseau hydrométrique du bassin hydrographique Cheliff...	116
Figure IV. 2	Évolution interannuelle des indices centrés réduits des débits des six stations de la zone d'étude.....	117
Figure IV. 3	Evolution des débits moyens annuels pour les stations de la région d'étude.....	120
Figure IV. 4	Schéma de la structure du modèle GR2M.....	125
Figure IV. 5	Débits observés et simulés au sous- bassin de l'Oued Ouahrane.....	134
Figure IV. 6	Débits observés et simulés au sous- bassin de l'Oued Mina.	134
Figure IV. 7	Relation entre les résidus et les lames d'eau simulées au sous- bassin de l'Oued Ouahrane.....	136
Figure IV. 8	Relation entre les résidus et les lames d'eau simulées au sous- bassin de l'Oued Mina.....	136
Figure IV. 9	Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes (observés	137

	et simulés) en phase de calage (a) Oued Ouahrane et (b) Oued Mina.....	
Figure IV. 10	Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes (observés et simulés) en phase de validation (a) Oued Ouahrane et (b) Oued Mina.....	138
Figure IV. 11	Position relative de la statistique S dans la distribution de probabilités pour Oued Ouahrane.....	143
Figure IV. 12	Position relative de la statistique S dans la distribution de probabilités pour Oued Mina.....	144
Figure V. 1	Evolution de la capacité de stockage d'eau de surface.....	147
Figure V. 2	Potentialité du Haut et Moyen Cheliff (ABH-CZ, 2004)...	149
Figure V. 3	Potentialité du Bas Cheliff et la Mina (ABH-CZ, 2004)...	150
Figure V. 4	Potentialité du Cheliff –amont Boughzoul (ABH-CZ, 2007).....	150
Figure V. 5	les potentialités en eau souterraines dans les trois bassins...	152
Figure V. 6	Carte pluviométrique du Bassin Cheliff pour la période (1961-1990) (MATE, 2010).....	154
Figure V. 7	Evolution des potentialités en ressources en eau pour le bassin du Cheliff et sous-bassins (Avant 1990, 1998 et 2002).....	155
Figure V. 8	Vue globale des étapes de modélisation climatique.....	157
Figure V. 9	Fenêtre étudiée et maillage correspondant pour le modèle HadCM3 (http://ipcc-ddc.uea.ac.uk).....	158
Figure V. 10	Carte pluviométrique du Bassin Cheliff pour l'horizon 2020, 2025 et 2050 (MATE, 2010).....	164
Figure V. 11	Evolution du taux de variation des lames d'eaux écoulées moyennes annuelles calculés aux horizons 2020, 2050 et 2080 dans le sous bassin de l'Oued Ouahrane.....	167
Figure V. 12	Evolution du taux de variation des lames d'eaux écoulées moyennes annuelles calculés aux horizons 2020, 2050 et 2080 dans le sous- bassin de l'Oued Mina.....	167
Figure V. 13	Évolution future des écoulements dans le sous –bassin de l'Oued Ouahrane à l'horizon 2020, 2050 et 2080 (A2 et B2).....	169
Figure V. 14	Évolution future des écoulements dans le sous- bassin de l'Oued Mina à l'horizon 2020, 2050 et 2080 (A2 et B2)...	170
Figure V. 15	Répartition des potentialités en eau souterraines dans le bassin du Chelf.....	171

Liste des tableaux

Tableau I. 1: Résumé des six principaux scénarios du SRES (GIEC, 2000).....	12
Tableau I. 2: Projections climatiques saisonnières des températures et des pluies sur l'Algérie à l'horizon 2020 et 2050 pour le modèle UKHI et 2020 pour le modèles ECHAM3TR du GIEC (MATE, 2001, 2010).....	29
Tableau I. 3: Projections climatiques pour la pluviométrie en Algérie à l'horizon 2071-2100 sous trois scénarios du GIEC (Adapté de Giorgi et Lionello, 2008).....	30
Tableau I. 4: les potentialités en eau superficielle des bassins hydrographiques de l'Algérie (MRE, 2012).....	35
Tableau I.5 : Capacité des barrages et le volume régularisé 5MRE, 2012).....	36
Tableau I.6 : Potentialités des eaux souterraines de l'Algérie du Nord (MRE, 2012).....	39
Tableau II. 1: Caractéristiques de formes des sous-bassins (superficie, périmètre, indice de compacité et rectangle équivalent).....	52
Tableau II.2 : Indices des pentes et classes de relief des sous-bassins.....	57
Tableau II. 3: Densité de drainage des sous- bassins.....	60
Tableau II. 4: Les superficies irrigables par région et par catégories de sols (hectare : ha).....	64
Tableau III. 1: Résultats des tests statistiques pour la température dans la station ONM de Chlef.....	93
Tableau III. 2: Analyse des précipitations interannuelles des stations de la zone d'étude.....	97
Tableau III. 3: Test de Mann-Kendall classique (MK) et Modifié (MMK), la statistique z pour les précipitations moyenne annuelle, hivernales (DJF), printanières (MAM) et la pente de Sen.....	101
Tableau III. 4: Résultats des tests statistiques sur les stations étudiées.....	
Tableau III. 5: Analyses des moyennes saisonnières sur les deux périodes avant et après la date de rupture.....	107
Tableau IV. 1: Caractéristiques des stations hydrométriques de la zone d'étude.....	116
Tableau IV. 2: Résultats du test de Mann-Kendall (la valeur de la statistique Z) pour moyennes mensuelles.....	121

Tableau IV. 3: Débits moyens annuels (Qmoy), résultats de test de Mann-Kendall (la valeur de la statistique Z) pour moyens annuels, moyens saisonniers et la pente de Sen.....	122
Tableau IV. 4: Performances en phases de calage et de validation du modèle GR2M au sous- bassin de l'Oued Ouahrane et de l'Oued Mina.....	128
Tableau IV. 5: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 5 ans pour Sous- bassin de l'Oued Ouahrane.....	130
Tableau IV. 6: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 5 ans pour le sous bassin de l'Oued Mina.....	131
Tableau IV. 7: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 10 ans pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane.....	132
Tableau IV. 8: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 10 ans pour sous- bassin de l'Oued Mina.....	132
Tableau IV. 9: Récapitulation des meilleurs résultats de calage et validation par période et par sous- bassin.....	133
Tableau IV. 10: Matrice de simulations croisées des lames d'eau écoulées (mm) pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane (1971-2000)	141
Tableau IV. 11: Matrice de simulations croisées des lames d'eau écoulées (mm) pour le sous- bassin de l'Oued Mina (1971-2000.....	142
Tableau IV. 12: Matrice des signes pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane (1971-2000).....	142
Tableau IV. 13: Matrice des signes pour le sous- bassin de l'Oued Mina (1955-1999.....	143
Tableau V. 1: Etat des réserves des barrages en exploitation (MRE, 2012).....	147
Tableau V. 2: l'écart moyen des températures par rapport à la période de référence (1961-1990) aux horizons 2020,2050 et 2080 pour la station ONM Chlef.....	161
Tableau V. 3: Taux de variation de précipitation (en %) aux horizons 2020,2050 et 2080 par rapport à la période de référence (1961-1990) sur la zone d'étude.....	163
Tableau V. 4: Taux de variation des lames d'eaux écoulées (en %) aux horizons 2020,2050 et 2080 par rapport à la période de référence dans le sous- bassin de l'Oued Ouahran.....	168
Tableau V. 5: Taux de variation des lames d'eaux écoulées (en %) aux horizons 2020,2050 et 2080 par rapport à la période de référence dans le sous- bassin de l'Oued Min.....	169
Tableau V. 6: Réduction des potentialités en eau souterraine par horizon dans la région d'étude.....	171

Introduction générale

Introduction générale

Dans les régions arides à semi-arides, la pluviométrie constitue un des facteurs déterminant de la caractérisation climatique. L'étude de l'évolution et de la variabilité récente du climat, nécessaire pour une meilleure gestion des ressources en eau, s'affirme comme un outil incontournable pour la recherche de solutions générales optimales aux problèmes qui résultent du rapport entre les besoins en eau et les disponibilités offertes par la nature.

Le changement climatique est un problème mondial, impliquant à long terme des interactions complexes entre facteurs environnementaux et conditions économiques, politiques, sociales et technologiques entraînant des effets importants au niveau régional (Lebel et Vischel, 2005 ; Vennetier, 2005 ; Pahl-Wostl, 2007 ; Ringler et al., 2010 ; Alper et al., 2011 ; Filho et Piero, 2012 ; Fricke, 2014 et Misra, 2014), y compris la région du Maghreb (Ragab et Prudhomme, 2002 et El Kharraz, 2012).

Les études sur le changement climatique montrent qu'au Maghreb le réchauffement climatique est plus important que la moyenne. Si au niveau mondial, la hausse a été évaluée à 0,74°C ($0.56\text{ °C} \pm 0.9\text{ °C}$) au 20^{ème} siècle, elle a été située entre 1°C- 2 °C dans le bassin méditerranéen et la région de l'Afrique du Nord (Arnell, 1999a ; GEIC, 2001 ; Ragab et Prudhomme, 2002 ; Folland et al., 2002 ; Hansen et al., 2006 ; Hasanean et Abdel Basset, 2006 ; GIEC, 2007 ; Camuffo et al., 2010 ; Mamtimin et al., 2011 ; Green et al., 2011 ; Griffin et al., 2013). Selon les différents scénarios d'émissions (Ragab et Prudhomme, 2002 ; GIEC, 2007 ; Giorgi et Lionello, 2008 ; Hertig et Jacobeit, 2008b et Green et al., 2011) plusieurs modèles de circulation générale (GCM) prédisent une augmentation de la température à partir de 0,7 à plus de 4 ° C jusqu'à 2100.

Le rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 2007, 2013) a indiqué que le réchauffement du système climatique est sans équivoque. En outre, les précipitations ont augmenté de manière significative dans certaines parties de l'Amérique, de l'Europe et de l'Asie (Muttiah et Wurbs, 2002 ; Solman, 2013). Elles ont diminué dans la région méditerranéenne, le Sahel, en Afrique australe et dans certaines parties de l'Asie du Sud à différentes échelles temporelles et spatiales (Alpert et al, 2002, 2008 ; Trambly et al, 2012 ; Kosanic et al, 2014).

L'Algérie, comme le Maroc (Bahir et al, 2002) et d'autres pays méditerranéens (Agoumi, 2003 et Vicente-Serrano 2006), ont souffert de plusieurs périodes de sécheresse.

Au cours des dernières années, de nombreuses études ont montré une tendance à la baisse des précipitations dans la plupart du Nord-Ouest de l'Afrique (Meddi et Hubert, 2003; Meddi et Meddi, 2007 ; Goubanova et Li, 2007). L'Algérie, en particulier, a connu une diminution de la moyenne annuelle des précipitations qui a commencé autour de la deuxième moitié des années 1970 (Elmeddahi et al, 2014). La diminution des précipitations se poursuivra au cours du prochain siècle (Goubanova et Li, 2007 ; Giorgi et Lionello, 2008 et Trambly et al, 2012.).

Les derniers rapports ont analysé les changements des précipitations à l'échelle mondiale ainsi qu'aux niveaux régionaux à travers le monde. Ces études ont suggéré que toute analyse des variables hydro-climatiques doit être effectuée à l'échelle locale plutôt qu'à une grande échelle ou mondiale (Sharma et Shakya, 2006 et Barua et al, 2013). En effet, les tendances et leurs effets peuvent être différents d'un endroit à un autre. Cependant, les changements ne sont pas les mêmes pour toutes les régions et l'intensité devrait être quantifiée localement pour gérer les ressources naturelles.

La région du bassin du Cheliff en Algérie est caractérisée par ses activités agricoles et pastorales, qui dépendent, en grande partie, des eaux des précipitations. Cette ressource, limitée, restreint également l'approvisionnement en eau pour l'usage domestique et industriel.

La plupart des études sur les précipitations se sont concentrées sur la variabilité de la pluviométrie annuelle, saisonnière ou mensuelle à grande échelle (Meddi et Meddi, 2007), très peu ont été consacrées aux tendances des précipitations à l'échelle locale (Bakreti et al, 2013), en raison probablement de l'insuffisance qualitative des données et des courtes périodes d'observations.

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

Les potentialités en eau souterraine ou leur disponibilité étant intimement liées aux fluctuations pluviométriques ont subi, tout comme les eaux superficielles, un impact négatif et des baisses significatives des niveaux piézométriques ont été observé (Achour et al., 1998 et Elmeddahi et al., 2014).

Cette diminution des ressources en eau a conduit à sa surexploitation pour satisfaire les différents besoins.

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

C'est dans cet esprit que nous avons lancé ce travail dont le but est d'étudier les caractéristiques hydrologiques du bassin du Cheliff sous l'influence de la variabilité climatique par la mise en œuvre de méthodes et outils numériques afin d'évaluer quantitativement les eaux superficielles et souterraines.

Pour ce faire, nous avons utilisé des approches statistiques, des modèles hydrologiques et climatique qui permettent d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de la température, des précipitations et de préjuger de l'impact de leurs variabilités sur le cycle hydrologique et les ressources en eau. Cette démarche permet d'assurer d'une part un contrôle efficace des ressources en eau et d'initier d'autre part une méthodologie d'étude des ressources en eau et des implications liées à ses exploitations.

La démarche méthodologique adoptée s'articule autour de trois points. D'abord, une analyse statistique de la variabilité spatio-temporelle des données historiques des températures, des pluies et des débits sur le bassin du Cheliff. Ensuite une modélisation hydrologique et enfin une série de scénarios climatiques réalisée avec GCM.

Il s'agit d'une estimation de la variabilité des ressources en eau à long terme, à partir des séries des sorties du modèle atmosphérique de circulation générale GCM sur la période de référence (1961-1990).

Les scénarios A2 et B2 du modèle climatique HadCM3 ont été choisis pour montrer la gamme dans laquelle pourraient fluctuer les variations de pluies et de températures sur le bassin. Les sorties des GCM seront utilisées comme entrées pour la simulation dans les modèles hydrologiques aux différents horizons pour obtenir des prévisions d'évolution des ressources en eau. Les résultats obtenus sont comparés à ceux obtenus par les scénarios Bas et Haut du modèle UKH1 appliqué sur l'Algérie et en particulier sur notre zone d'étude (MATE, 2010).

Pour une meilleure compréhension, ce manuscrit s'articule, après une introduction générale, en cinq chapitres :

- Le premier dresse une synthèse bibliographique qui présente brièvement quelques informations sur le changement climatique, son impact sur le cycle hydrologique et les ressources en eau, les projections climatiques à l'échelle mondiale et régionale dans le but d'offrir les éléments clés pour la lecture du reste du travail.
- Le second présente une description générale de la zone d'étude à travers une situation des sous- bassins versants, leurs caractéristiques morphologiques et une description géologique et hydrogéologique.
- Le troisième s'intéresse à la caractérisation de la variabilité climatique dans le bassin du Cheliff sur une période plus au moins longue. Cette caractérisation s'appuie sur les connaissances de la variabilité spatiale et temporelle des régimes pluviométriques et donc de la ressource en eau. Nous analyserons également les tendances et les ruptures au niveau des séries des températures et des précipitations.
- Le Quatrième traite le comportement hydrologique de la région d'étude et met en évidence l'aptitude du modèle GR2M à simuler les écoulements dans les sous-bassins.
- Enfin, le cinquième et dernier chapitre porte sur la caractérisation de l'impact potentiel du changement climatique sur les ressources en eau du bassin de Cheliff. Ainsi, les sorties de deux scénarios du modèle climatiques (HadCM3) sont utilisées en entrées du modèle GR2M pour simuler les écoulements au cours du siècle à venir.

Une conclusion générale synthétisera les principaux résultats acquis et mettra en évidence les principaux enseignements de cette étude.

Des perspectives futures de recherche, dans le but d'améliorer ces connaissances et de lever certaines incertitudes, sont également proposées.

Chapitre I

Généralités sur le changement climatique et les ressources en eau

I.1.Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter l'état actuel des connaissances sur le changement climatique et ses conséquences sur le cycle de l'eau dans la mesure d'apporter des éléments d'information sur les mécanismes qui influencent le plus les évolutions hydroclimatiques observées et projetées et de fournir une vue générale sur le changement climatique observé et projeté à l'échelle globale, de la Méditerranée, du Maghreb et avec une attention particulière sur l'Algérie. Les ressources en eau sont aussi présentées en Algérie.

I.2.Généralités sur le changement climatique

Au cours des trois dernières décennies du XX^e siècle, de nombreux scientifiques ont affirmé que le changement climatique pourrait entraîner des changements importants menaçant l'existence même de l'homme sur la planète. Cependant, certains prétendent que le changement climatique n'a rien de nouveau sur la planète et qu'il existe depuis des temps immémoriaux (Bryson, 1974; Spenceer et Christy, 1990 et Ralph, 2012). D'autres pensent que le changement climatique dans la composition de l'atmosphère a atteint un danger irrévocable (Mann et al., 1998 ; Betoux et al., 1998 ; Arnell, 1999a ; Nepstade et al., 1999 ; Barnett et al., 2001 ; Levitus et al., 2001 ; Petit,2001 ; Houghton et al., 2001 ; Duplessy et al.,2001 ; Nicholson, 2001 ; Folland et al., 2002 ; Hansen et al., 2006 ; Brohan et al., 2006 ; ;Bertin, 2008 ; McBean et Ajibade, 2009 ; Solomon et al., 2009; Allen et al., 2009 et Camuffo et al., 2010). Entre ces points de vue extrêmes, de nombreuses hypothèses ont été émises et qui diffèrent dans leurs concepts et leurs conclusions.

Peut-être que la raison principale de ces différences serait liée à la nature complexe de la question du changement climatique et à l'absence de données suffisantes pour formuler une théorie avec suffisamment de précision.

L'importance du problème n'a été reconnue par les organisations internationales que vers 1980 et ce n'est qu'en 1988 qu'a été créé le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC/IPCC en anglais).

Selon les experts du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), le changement climatique peut être défini comme toute modification durable (de quelques décennies à des millénaires) des paramètres du climat, qu'elle soit due à la variabilité naturelle ou à l'activité humaine (GIEC, 2007).

Cette définition diffère de celle proposée dans la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), qui affirme que les « changements climatiques » sont des « changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables. »

Détecter un changement climatique consiste à démontrer que l'évolution observée d'une variable climatique est incompatible (au sens statistique du terme) avec la variabilité naturelle intrinsèque (GIEC, 2001).

I.3. Climat et système climatique

Le climat, selon la définition de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) est la synthèse des conditions météorologiques dans une région donnée, caractérisée par les statistiques à long terme des variables de l'état de l'atmosphère.

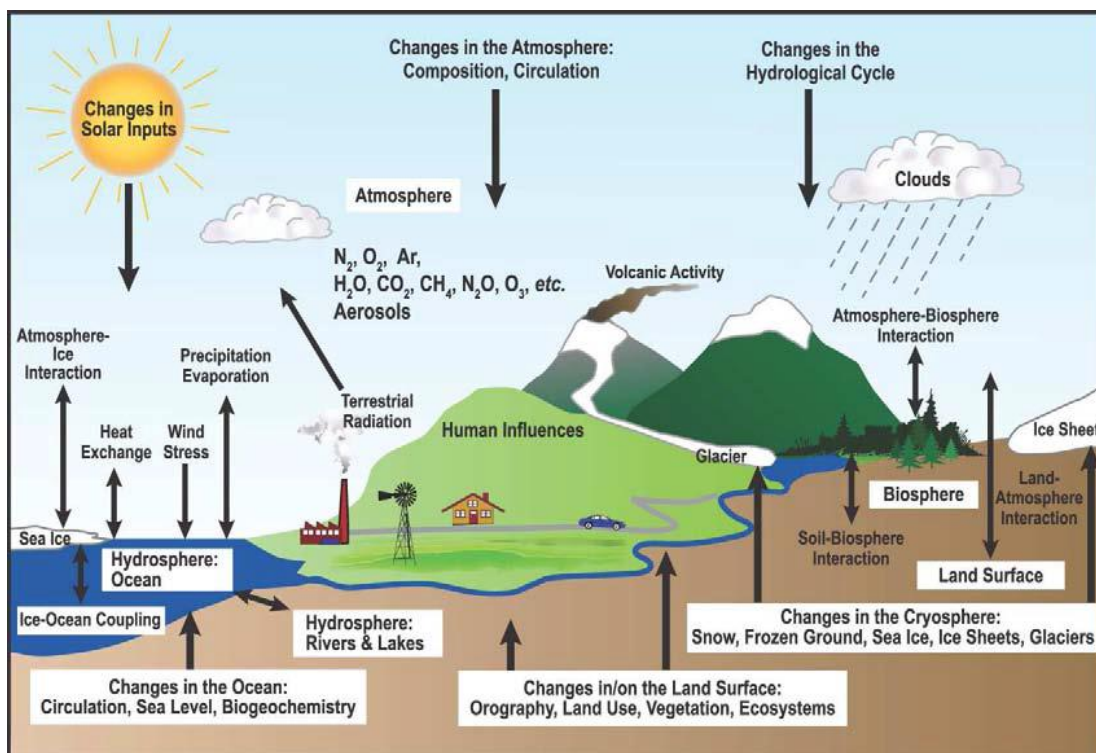


Figure I. 1: Le système climatique. Description schématisée des composants du système climatique et de leurs principales interactions (GIEC, 2007).

Le climat à la surface de la terre est régi par les lois du système climatique. Ce dernier est un système dynamique complexe dont les composantes interagissent entre elles en permanence. Ses différentes composantes sont principalement constituées de l'atmosphère, la lithosphère (surface terrestre), l'hydrosphère (lacs, mers, océans et autres plans d'eau), la cryosphère (les glaces du monde entier) et la biosphère (l'ensemble des êtres vivants, en particulier la végétation, ainsi que la matière organique des sols). Ces cinq (05) composantes sont en interaction permanente par l'intermédiaire de phénomènes physiques, chimiques et biologiques tels que le rayonnement, le cycle de l'eau, le cycle du carbone, le transfert de chaleur, de mouvement, etc. (figure I.1).

Le système climatique dépend de certains mécanismes et paramètres qui lui sont externes, parmi ces mécanismes, on distingue les forçages naturels et des forçages anthropiques.

Les forçages naturels sont principalement de trois natures : volcanique, solaire et astronomique. L'origine des forçages anthropiques réside dans l'émission par l'homme, de différentes espèces chimiques, qui modifient la composition de l'atmosphère. Les plus connus de ces composés sont les gaz à effet de serre (GES), parmi lesquels CO_2 , CH_4 et N_2O .

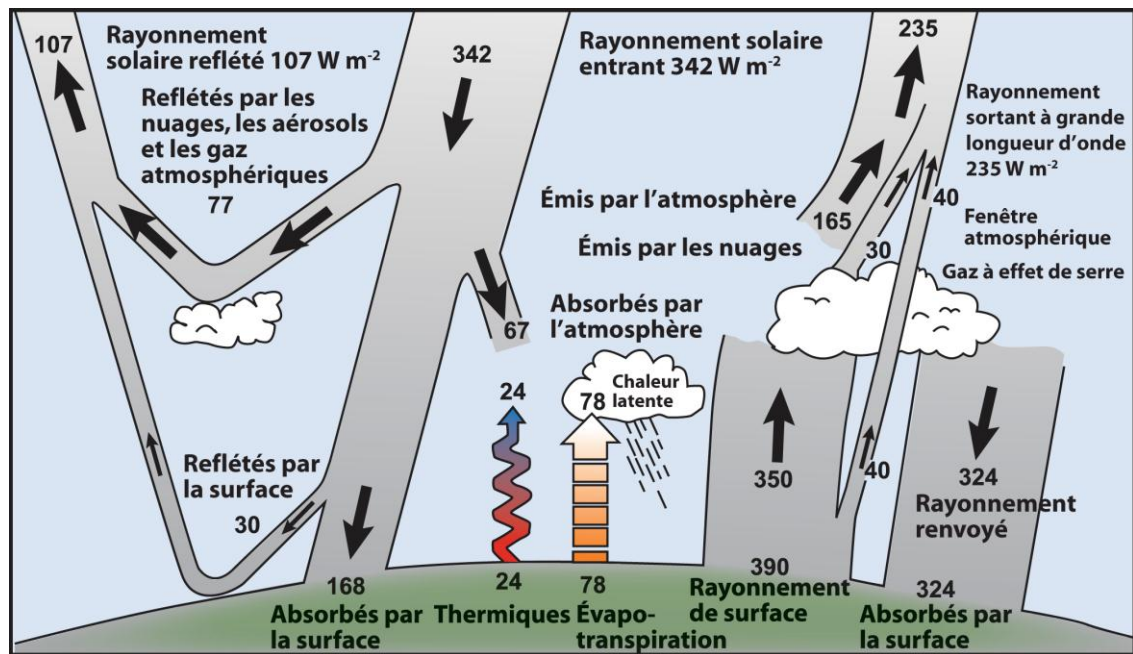


Figure I. 2: Bilan énergétique de la Terre (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$). (Kielh et Trenberth, 1997).

Le moteur du système climatique est le rayonnement solaire qui fournit de l'énergie à la Terre (Berger, 1978), essentiellement aux très courtes longueurs d'ondes et dans le proche infrarouge, que l'atmosphère capte et redistribue (figure I.2). Cette

quantité est équilibrée par l'émission de la même quantité d'énergie sous forme de rayonnement infrarouge sortant. Une petite partie seulement de ce rayonnement traverse l'atmosphère, tandis que la majorité est absorbée et/ou renvoyée vers la surface par les nuages et les molécules de Gaz à Effet de Serre (GES: vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane, oxyde nitreux, ozone, etc.). La fraction du rayonnement qui est renvoyée vers la surface terrestre contribue à réchauffer celle-ci ainsi que les basses couches de l'atmosphère, créant une température annuelle moyenne de 14°C à la surface du globe au lieu de -18°C qui devrait normalement s'observer sans effet de serre (Sadourny, 1994 ; Kiehl et Trenberth ,1997; Le Treut et al. 2007).

I. 4. Climat et cycle de l'eau

Le cycle de l'eau et le climat sont intimement liés, cette relation prend néanmoins une nouvelle importance dans le contexte du changement climatique. Prévoir l'évolution du climat dans les prochaines décennies, nécessite une bonne compréhension des processus du cycle hydrologique. D'autre part, le changement du climat s'accompagnera certainement de modification du cycle de l'eau.

Le cycle de l'eau contribue au sein du système climatique à assurer les transferts d'énergie nécessaires au maintien de son équilibre. Ce cycle, transporte de l'eau, mais aussi de l'énergie sous forme de chaleur latente, principalement dans la vapeur d'eau (figure I.3). Lorsqu'elle s'évapore, l'eau absorbe de l'énergie qui est libérée ultérieurement au moment de la condensation.

En effet, la vapeur d'eau étant le principal gaz à effet de serre de l'atmosphère, elle intervient de manière importante dans le bilan radiatif terrestre, sans négliger l'importance de l'effet des nuages qui réfléchissent le rayonnement solaire incident vers l'espace, provoquant ainsi un refroidissement, mais ils piègent également le rayonnement infrarouge émis par la Terre, provoquant ainsi un réchauffement. Selon les propriétés optiques des nuages, leur altitude et leur localisation, ils peuvent contribuer à réchauffer ou à refroidir la surface de la Terre. Cette rétroaction est une des principales sources d'incertitude dans l'évaluation du climat futur.

Le réchauffement de la surface peut conduire à une diminution de la couverture neigeuse et de la glace (Sylvestre et al., 1998; Huybrechts et de Wolde , 1999 et Parrenin, 2002). Ce phénomène entraîne une modification des propriétés radiatives de la surface terrestre, avec une diminution de l'albédo, une absorption du rayonnement solaire accrue, et au final un réchauffement (Rétroaction neige/albédo).

L'ensemble de ces rétroactions joue un rôle important dans le changement de température moyenne globale annoncé par les modèles du GIEC (Meehl et al., 2007). Ces modèles indiquent qu'un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 se traduirait par une augmentation de température comprise entre 2 et 4.5°C (moyenne de 3°C) dont la moitié au moins est imputable aux rétroactions climatiques. La principale rétroaction est celle de la vapeur d'eau, puis celle des nuages et enfin celle de l'albédo ((Karl et Trenberth, 2003 et Bony et Dufresne, 2007). Des incertitudes importantes existent cependant quant aux valeurs précises de ces différentes rétroactions, celle en particulier liée aux nuages est très forte.

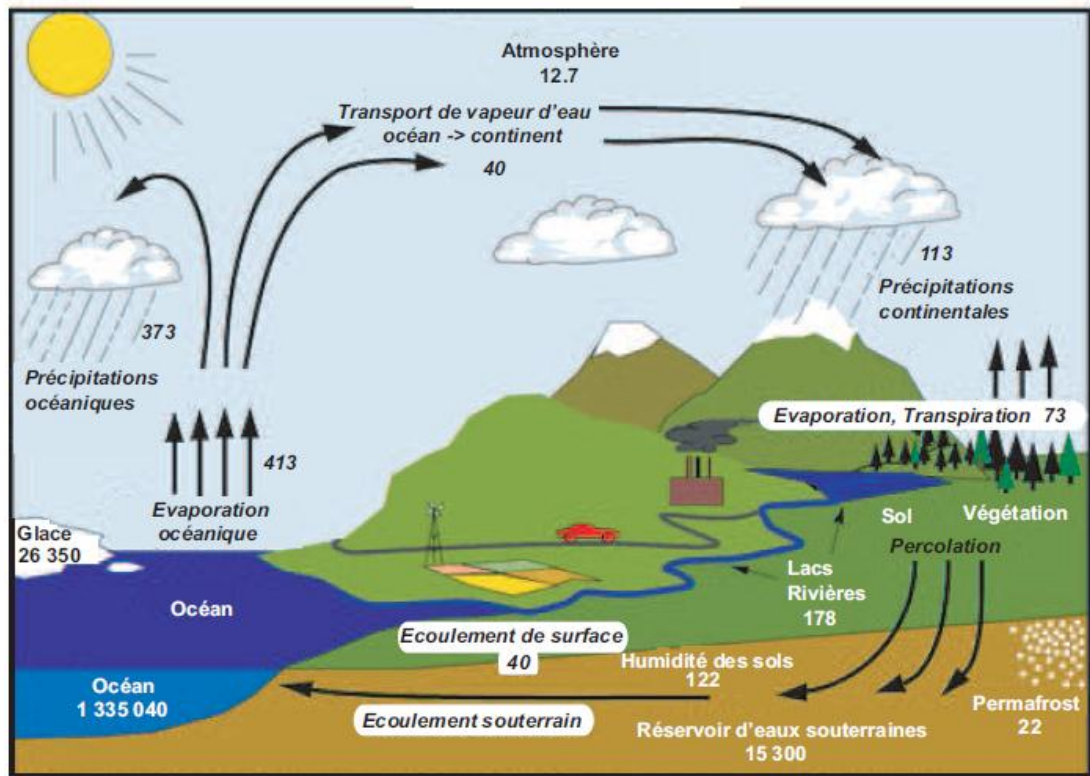


Figure I. 3: Le cycle global de l'eau. Estimation des principaux réservoirs (police normale) en 10^3 km^3 et des principaux flux au travers du système (police italique) en $10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. (Trenberth et al., 2006).

I.5. Historique du changement climatique

Depuis la formation de la Terre, le climat n'a cessé de varier. Ces changements climatiques, en modifiant directement la biosphère, le cycle de l'eau, la forme des continents et la couverture végétale, les océans et les glaces, ont eu des conséquences

multiples sur l'ensemble des êtres vivants (Sylvestre, 1998; Huybrechts et de Wolde, 1999 ; Petit, 2001 et Parrenin, 2002).

L'histoire climatique récente de notre planète (durant le Quaternaire) est marquée par une succession de périodes froides, glaciaires, et de périodes chaudes, interglaciaires (figure I.4). Des variations d'émission solaire (tâches solaires est minimale correspondent à des épisodes de froid au niveau du climat terrestre) à l'échelle des mille dernières années expliquent les variabilités historiques du climat : une période chaude au Moyen Âge (476 à 1453), l'optimum Médiéval au cours des XI à XIVe siècles, puis une période froide de la fin du XVe siècle au milieu du XIXe siècle appelée Petit Age de Glace (1400 à 1850). Cette période est caractérisée, en Europe et en Amérique du nord, par des hivers longs et rigoureux et des étés courts et humides, une extension des glaces Arctiques et un refroidissement global de - 1 °C à - 2 °C. Cette période s'est achevée vers 1860 à peu près en même temps que la révolution industrielle. Depuis lors, nous sommes entrés dans une période chaude (Jones et al., 1988, 1999 ; Henson, 2008 et Rapp, 2008).

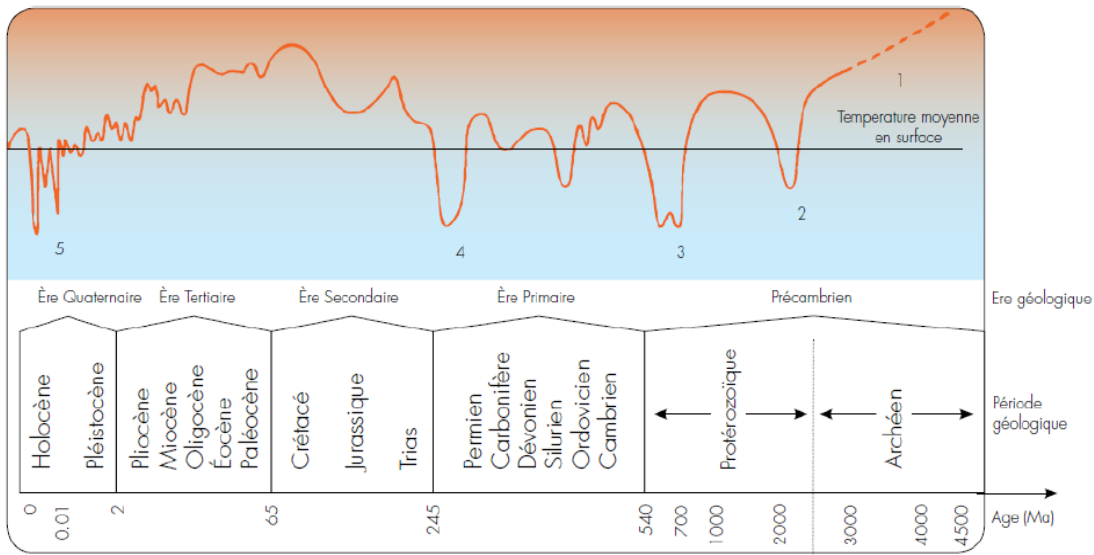


Figure I. 4: Variation de la température en surface au cours de l'histoire de la Terre (Ibrahim, 2012).

La figure I.4 montre que les températures pendant l'optimum climatique médiéval étaient plus élevées que celles d'aujourd'hui, alors qu'il faisait beaucoup plus frais pendant le petit âge glaciaire. Des faits historiques provenant de toute l'Europe et du Groenland attestent la réalité de ces deux événements et de leur impact profond sur la société humaine. La colonisation du Groenland par les Vikings au début du millénaire, par exemple, ne fut possible que grâce à la chaleur qui régnait à l'époque médiévale.

I.6. Modélisation du changement climatique

Depuis plus d'un siècle, les rejets de gaz carbonique (CO₂) produits par l'activité industrielle et économique n'ont cessé de croître, et la concentration atmosphérique de ce gaz est passée d'une valeur préindustrielle d'environ 280 ppmv (parties par million en volume) à plus de 370 ppmv actuellement. Cette augmentation du gaz carbonique ainsi que d'autres gaz, comme le méthane et l'oxyde nitreux, produits par divers rejets d'origine anthropique est en train de renforcer l'effet de serre de l'atmosphère et, par conséquent, de modifier le climat (André et Royer, 1999 ; Allen et al., 2009). Dans le but d'étudier le fonctionnement complexe de ce système climatique, la communauté scientifique utilise depuis plusieurs décennies des modèles permettant de simuler numériquement le climat. L'objectif d'une telle démarche est de reproduire, le plus fidèlement possible, l'évolution ou l'état climatique.

De nombreuses études ont été menées, à l'aide de modèles de circulation générale de l'atmosphère en mode non couplé (Mahfouf et al., 1993 ; Déqué et al., 1994 et Michalon et al., 1999), de modèles en mode couplé atmosphère – océan (Terray et al., 1995 et Guilyardi et Madec, 1997), pour évaluer les incidences climatiques de telles modifications de la composition de l'atmosphère et de son équilibre radiatif (Gregory et Mitchell, 1997 ; Le Treut et al., 1998 et Barthelet et al., 1998) et plus récemment, les modèles régionaux (Marcos et Tsimplis, 2008 ; Somot et al., 2008 et Navarra et Tubiana, 2013). Les modèles globaux couvrent l'ensemble du globe avec une faible résolution spatiale (150-250 km) et représentent tous les facteurs qui influencent le climat. L'éventail des scénarios produits par ces modèles donne une idée du spectre des incertitudes liées aux projections climatiques. Les modèles régionaux couvrent une partie seulement du globe et ont une plus haute résolution (50-20 km) sur la zone étudiée. La simulation des processus physiques (reliefs, contraste terre-mer, îles) leur permet d'obtenir une représentation fine du climat. Toutefois, seul un certain nombre de facteurs sont représentés, comme les évolutions de l'atmosphère et de la végétation, tandis que les caractéristiques de l'océan sont prises en compte dans des modèles globaux (Hallegatte et al., 2008).

I.7. Scénarios d'émission

Le recours aux modèles du climat est rendu indispensable par la complexité du système climatique. La démarche mise en œuvre par le GIEC afin d'évaluer les conséquences des activités humaines sur le climat fait intervenir de nombreuses disciplines. A cet effet, différents scénarios d'évolution ont été proposés, correspondant

à différentes hypothèses d'évolution de nos sociétés, notamment des points de vue économiques, démographiques et techniques. A ces scénarios sont associées certaines émissions pour le siècle à venir.

Les premiers scénarios ont été construits en 1992 (IS92a). Dans son rapport spécial sur les scénarios d'émission de 2000, le GIEC a proposé une nouvelle famille de scénarios d'émission des gaz à effet de serre SRES (Special Report on Evolution Scenario), regroupés selon quatre grande famille (A1, B1, A2 et B2). Ces scénarios sont résumés dans le tableau I.1 (www.iddri.org) :

Tableau I. 1: Résumé des six principaux scénarios du SRES (GIEC, 2000).

Les groupes des Scénarios	A1FI	A1B	A1T	A2	B1	B2
Croissance de la population	Faible	Faible	Faible	Forte	Faible	Moyenne
Croissance du PNB	Très forte	Très forte	Très forte	Moyenne	Forte	Moyenne
Consommation d'énergie	Très forte	Très forte	Forte	Forte	Faible	Moyenne
Changement d'affectation des terres	Faible moyenne	Faible	Faible	Moyenne forte	Forte	Moyenne
Disponibilité des ressources pétrolières/gazières	Forte	Moyenne	Moyenne	Faible	Faible	Moyenne
Progrès technologiques	Rapides	Rapides	Rapides	Lents	Moyens	Moyens
Promotion du changement	Charbon, pétrole et gaz	Équilibrée	Combustibles non fossiles	Régionale	Efficacité et dématérialisation	Régionale

La famille de scénario A1 qui dispose de trois variantes énergétiques, vont du scénario le plus optimiste A1T (faible émission) avec une faible utilisation des énergies fossiles au scénario le plus pessimiste A1FI (forte émission) avec une forte croissance démographique et une utilisation à outrance des énergies fossiles. Le scénario moyen ou scénario intermédiaire est le scénario A1B qui repose sur une utilisation équilibrée des sources d'énergie, fossiles et non fossiles. La famille A2 décrit un monde hétérogène, avec une orientation régionale du développement économique. Tandis que le scénario B1 a la même évolution démographique que la famille A1. La famille B2 est caractérisée par une évolution de la population plus lente que la famille A2.

I.8. Le changement climatique observé au cours du 20ème siècle

I.8.1. Le changement climatique à l'échelle globale

Depuis 1850, date à laquelle les relevés instrumentaux de la température à la surface du globe ont débuté, le climat s'est considérablement réchauffé, notamment au cours des 30 dernières années (figure I.5). Entre 1905 et 2006, le réchauffement moyen est estimé à 0.74°C ($0.56 \pm 0.92^\circ\text{C}$) (GIEC, 2007), mais ce réchauffement présente des disparités à l'échelle locale où les régions continentales connaissent un réchauffement plus rapide que celui des océans, et ce réchauffement est plus important aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord. La période entre 1995 et 2006 semble la plus chaude depuis 1850 (Henson, 2008).

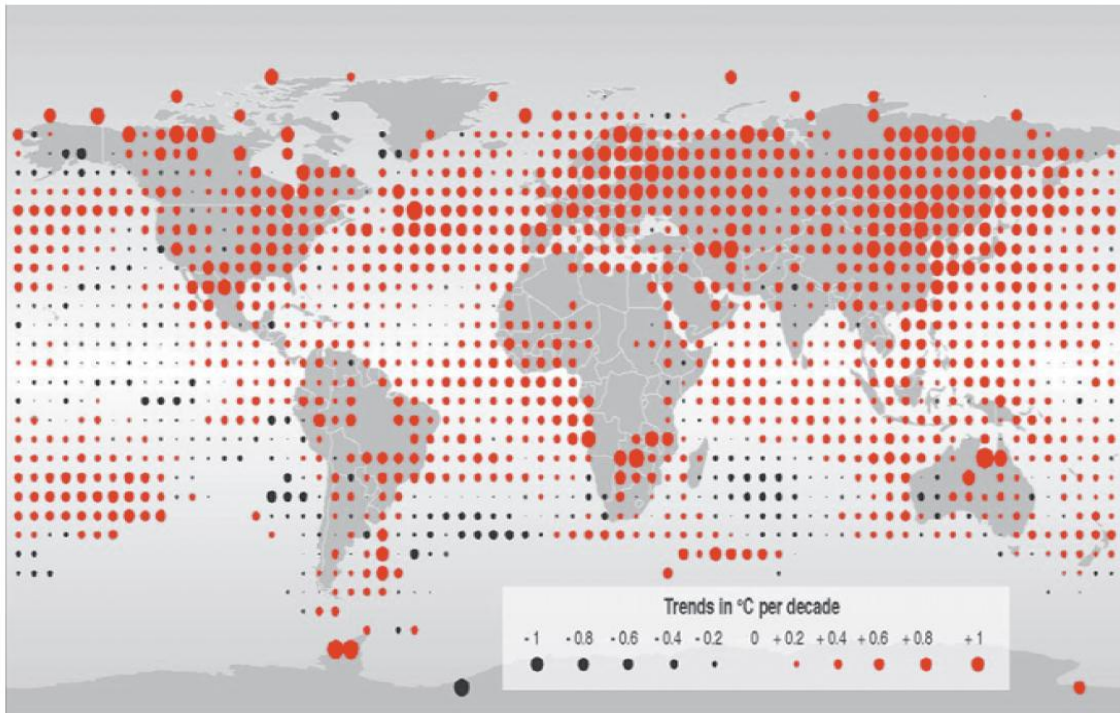


Figure I. 5: Vue d'un réchauffement de la planète: une représentation du changement de température, par région, 1976-2000 (Henson, 2008).

En 1896, le chimiste suédois Svante Arrhénius a été le premier à émettre l'hypothèse que les concentrations en dioxyde de carbone (CO_2) atmosphériques pourraient avoir des effets sur le climat. Cette hypothèse a été largement vérifiée depuis cette époque. Les différents rapports du GIEC, et en particulier dans le 4^{ème} rapport de 2007 (Trenberth et al., 2007) donnent de nombreuses illustrations sur la tendance au réchauffement (figure I.6).

Le réchauffement de l'atmosphère est ainsi constaté sur une large majorité des régions du globe, au voisinage de la surface comme au niveau de la tropopause (~10 km d'altitude) (Santer et al., 2003), pour la température à l'échelle continentale (Zwiers et Zhang, 2003) et pour le contenu en chaleur de l'océan (Barnett et al., 2001).

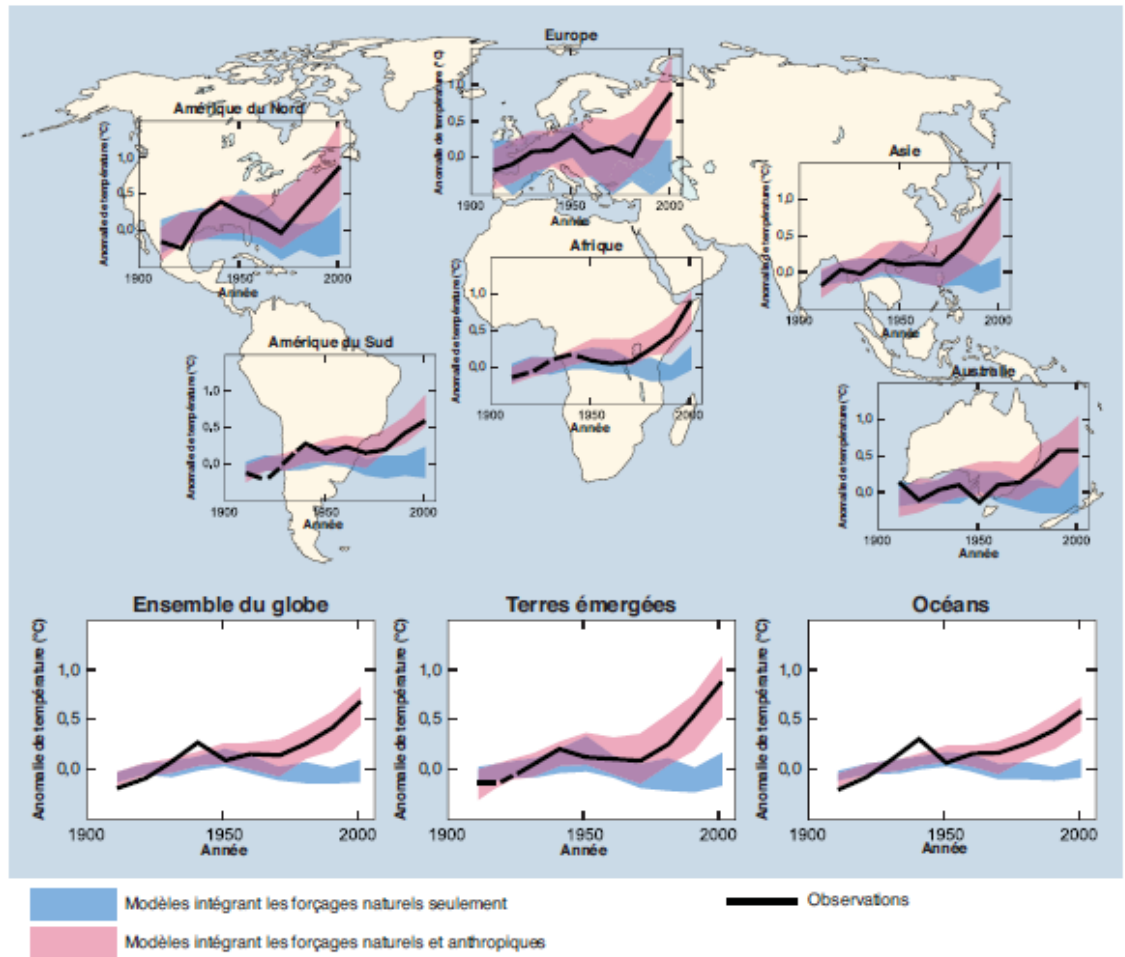


Figure I. 6: Simulation des variations de température de la terre et comparaison des résultats aux changements (GIEC, 2007).

D'un point de vue paléoclimatique, le réchauffement climatique récent est atypique depuis au moins les 1300 dernières années tandis que les projections des modèles climatiques indiquent que cette tendance persistera encore pendant plusieurs siècles (Jones, 1988 ; Karl et Trenberth, 2003 et GIEC, 2007, 2013).

En relation avec le réchauffement, d'autres modifications notables du climat ont été observées au cours du 20^{ème} siècle (figure I. 7), citons :

- a : le niveau moyen de la mer s'est en effet élevé de 1.8 mm/an.
- b : les zones couvertes de neige ou de glace se sont réduites.

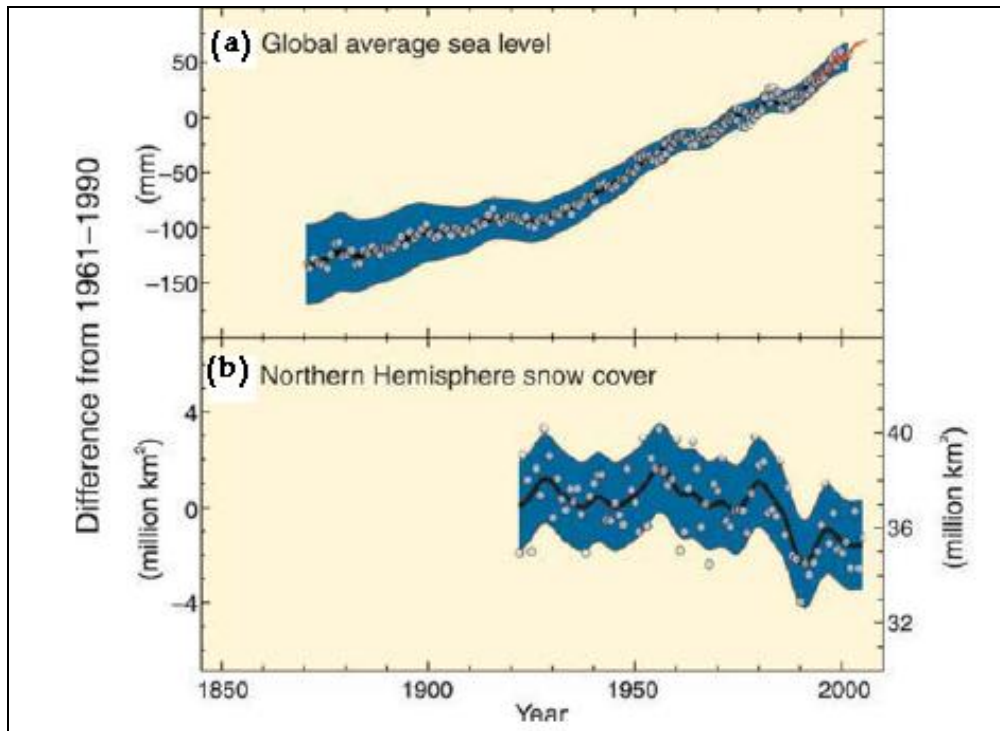


Figure I. 7: Variations observées (a) du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, (b) de la couverture neigeuse dans l'hémisphère nord en Mars–Avril. Tous les écarts sont calculés par rapport aux moyennes pour la période 1961-1990. (GIEC, 2007)

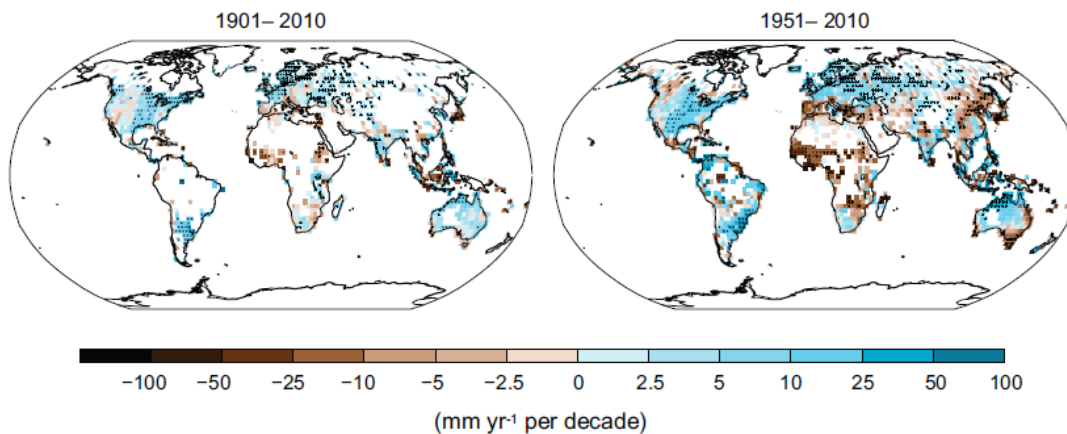


Figure I. 8: Distribution spatiale des tendances linéaires dans le volume des précipitations annuelles sur les terres émergées au cours de la période 1901-2005 et 1951-2010 (GIEC, 2013).

Une augmentation significative des précipitations a été observée, dans l'hémisphère Nord, pour les terres émergées a augmenté aux latitudes moyennes

et élevées (de 30° à 60° de latitude Nord) à un rythme de 0,5 à 1 % par décennie. Par contre, dans les zones subtropicales (de 10° à 30° de latitude Nord), les pluies à la surface des terres émergées ont en moyenne diminué probablement d'environ 0,3% par décennie (GIEC, 2007, 2013). Il y eu une baisse sensible des précipitations dans la Méditerranée, le Sahel, l'Afrique du Sud et l'Australie (figure I.8).

I.8.2. Le changement climatique dans la région méditerranéenne

La Méditerranée sera particulièrement touchée par le changement climatique au cours du XXI^{ème} siècle (Giorgi, 2006). La température a augmenté de 0.8 °C selon les régions. La hausse est surtout sensible avant 1940 et après 1970. Elle est particulièrement sensible en Afrique du Nord avec près de 2°C. Pendant les années 1980 et 1990, le réchauffement a été plus prononcé au niveau du bassin Méditerranéen, avec une hausse plus importante en hiver, surtout en ce qui concerne les températures minimales (Nicholson, 2001 et Collins, 2011). Les précipitations ont diminué avec une baisse de 20 % dans certaines régions (Cislaghi et al., 2005 et Alpert et al., 2008). Au niveau de l'Afrique du Nord, la tendance est plus contrastée (Born et al., 2008).

La hausse des températures et l'accentuation des périodes de sécheresses modifieront la répartition spatiale et temporelle des précipitations et, par suite, des ressources en eau. Ceci, combiné aux fortes pressions anthropiques sur l'environnement et aux demandes en eau sans cesse croissantes, rendra la satisfaction des besoins en eau pour les différents usages de plus en plus difficile à assurer. Des tendances à la diminution des précipitations ont été détectées à différentes échelles spatio-temporelles (Trigo et al., 2000 ; New et al., 2001; Norrant et Douguédroit, 2005 et Trenberth et al., 2007), en enregistrant une baisse de l'ordre de 20 % dans certaines régions.

Dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, la demande en eau a doublé et elle pourrait encore s'accroître de 20% d'ici 2025. Dès lors, les questions relatives à la gestion des ressources en eau se posent de manière accrue (Marianne, 2010).

I.8.3. Le changement climatique au Maghreb

Au Maghreb, l'évolution récente du climat montre que le réchauffement est plus important que la moyenne. En effet, si au niveau mondial la hausse de température au 20^{ème} siècle a été de 0.74°C, celle sur le Maghreb s'est située entre 1.5 et 2°C selon les régions (Born et al., 2008 et Agoumi, 2003), soit plus du double que la hausse moyenne planétaire. Quant à la baisse des précipitations, elle varie entre 10 et 20%. D'autre part, de nombreuses études montrent que les projections climatiques, élaborées par les

modèles de circulation générale (MCG) actuels, sous-estiment la hausse des températures et la baisse des précipitations sur le Maghreb. Ce qui montre que les pays du Maghreb vont subir, plus que d'autres, les effets du changement climatique qui constitue, désormais, une préoccupation majeure pour la région (Tabet-Aoul, 2008).

Le processus de changement climatique se traduira par un déplacement vers le Nord des étages bioclimatiques, conduisant au Maghreb à une remontée des zones arides et désertiques (El- Mahi, 2002).

I.8.4. Le changement climatique en Algérie

L'Algérie, premier plus grand pays d'Afrique, situé au Sud de la Méditerranée, se compose d'ensembles géographiques contrastés et subit sur le plan climatique une double influence des systèmes tempérés et tropicaux. Sa situation particulière l'expose à une grande vulnérabilité aux impacts du changement climatique global.

Le climat a varié au cours du 20^{ème} siècle et le signal du changement climatique apparaît dans les ruptures des séries pluviométriques. Les scénarios climatiques pour le siècle actuel indiquent un risque de réduction des pluies pouvant atteindre 20% (MATE, 2001 ; Giorgi et Lionello, 2008). Malgré les incertitudes qui subsistent, ces projections risquent d'affecter des secteurs stratégiques, tel que l'agriculture. Le risque climatique s'ajoute à d'autres facteurs de vulnérabilité liés au mode de développement économique et social dans un environnement naturel fragile et parfois à la limite d'une dégradation avancée.

L'augmentation de la variabilité suit l'accroissement de la longitude et la diminution de la latitude. L'altitude atténue cet accroissement. En Algérie, environ 13% seulement des terres ont un climat méditerranéen, le reste étant dominé par un climat semi-aride à désertique.

La figure I.9 montre que les données de la station d'Oran durant la période 1926-2006 indiquent une augmentation de température comprise entre 0,65 et 1,45 °C (Tabet-Aoul, 2008).

Comme c'est le cas de nombreux pays méditerranéens, le climat algérien est caractérisé par une variabilité annuelle et inter- annuelle, avec des années très sèches, sèches, normales ou – rarement - humides, responsables d'une diminution importante de la production agricoles. Les précipitations se produisent principalement d'octobre à avril, et les pluies sont souvent concentrées sur quelques jours ou quelques heures. Les températures sont relativement élevées, ce qui cause une évapotranspiration importante.

Depuis 1970, les températures moyennes minimales et maximales sont en hausse sur l'ensemble du pays, et cette tendance se poursuit. Au cours des deux dernières décennies, les températures maximales augmentent plus rapidement que les températures minimales, et l'élévation de la température atteint 2°C environ. La conséquence de cette augmentation des températures se traduit clairement par la diminution du nombre de jours de neige, qui dans certaines régions, est passé de 26 jours par an en moyenne dans les années 1971-1980 à 6 jours au cours de la période 1981-1990.

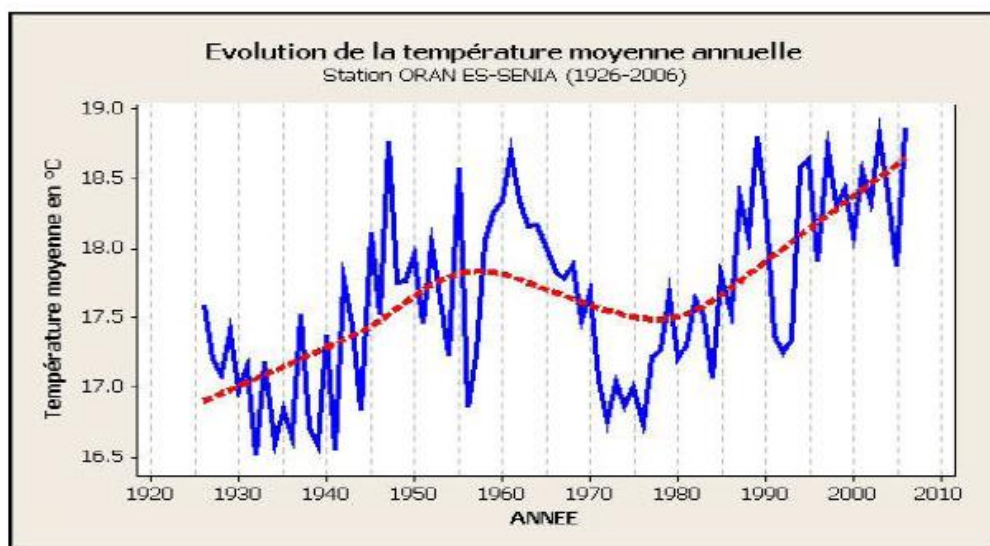


Figure I. 9 : Evolution de la température moyenne annuelle à Oran en °C (1926-2006) (Tabet-Aoul, 2008).

Entre 1923 et 1938, l'Algérie a connu un excès dans les précipitations. Cet excédent est de l'ordre de 17,6% dans l'Est, 12,3% dans le Centre et 9% dans l'Ouest dans les stations respectivement, Gare de Constantine, d'Alger et d'Oran (figure I.10). A partir de 1939, une période sèche a commencé et qui s'est étalée jusqu'en 1946 pour atteindre un déficit de 10,2% dans le Centre et 14,5% dans l'Ouest. Par contre, dans l'Est un excédent de 6,7% a été enregistré. La période 1947-1973 a été caractérisée par une période humide avec un excès de 13,1% au centre.

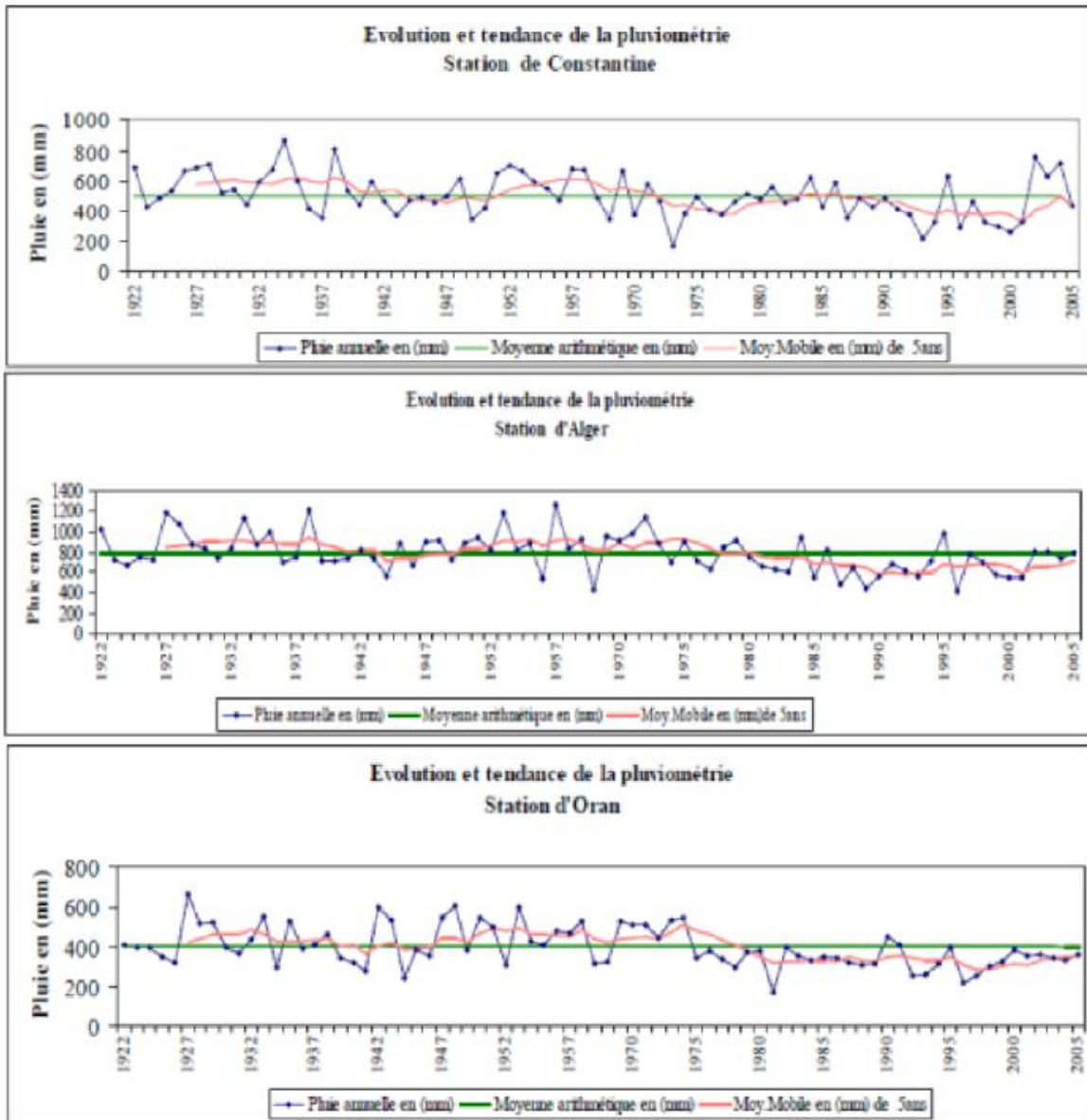


Figure I. 10: Evolution des précipitations annuelles dans les stations: Constantine, Alger et Oran pour la période 1922-2005.

Les périodes les plus sèches ont été observées durant 1949-1956 et 1960. À partir de 1974, l'évolution des précipitations met en exergue une diminution de l'ordre de 13% dans l'Est, 13,6% dans le Centre et 16,1% dans l'Ouest. Depuis 2000, la pluviométrie est restée déficitaire dans toutes les régions.

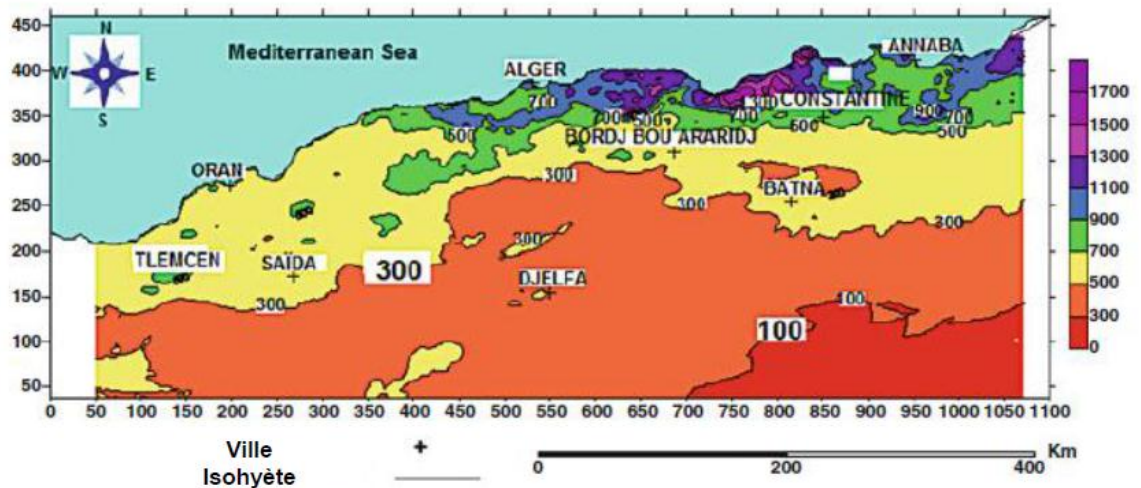


Figure I. 11: Carte pluviométrique selon l'ANRH pour la période 1922-1989.

Les figures I.11 et I.12 ci-dessous montrent que les isohyètes 100 et 300mm évoluent de manière significative vers le Nord. Cette évolution est un indicateur de changement climatique en Algérie. En effet, l'examen des isohyètes 100 et 300 mm montre que le déplacement vers le Nord peut atteindre des distances de plus de 100 km.

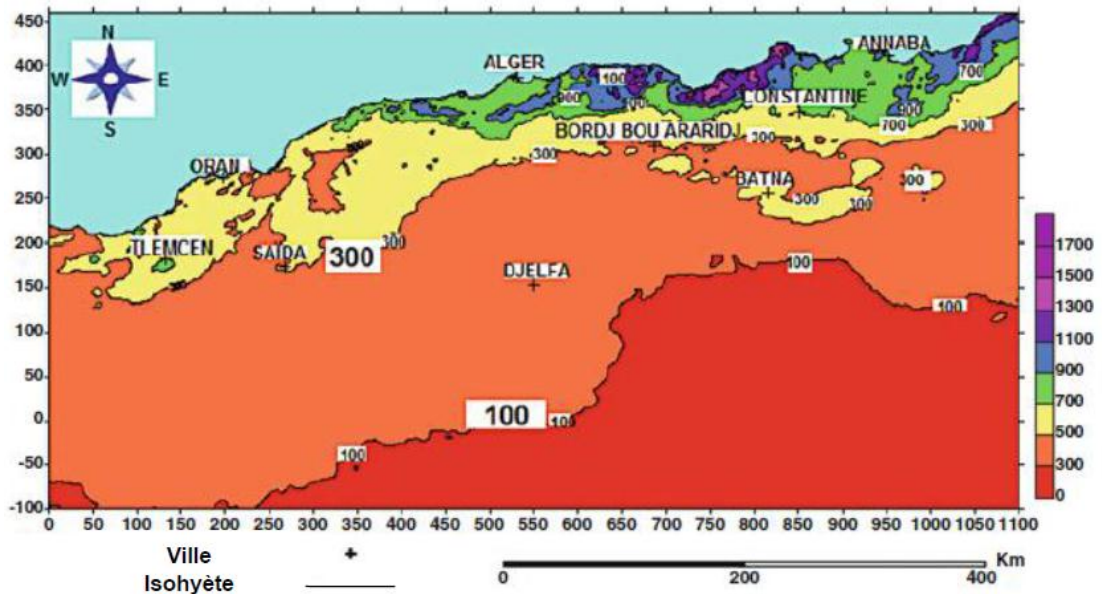


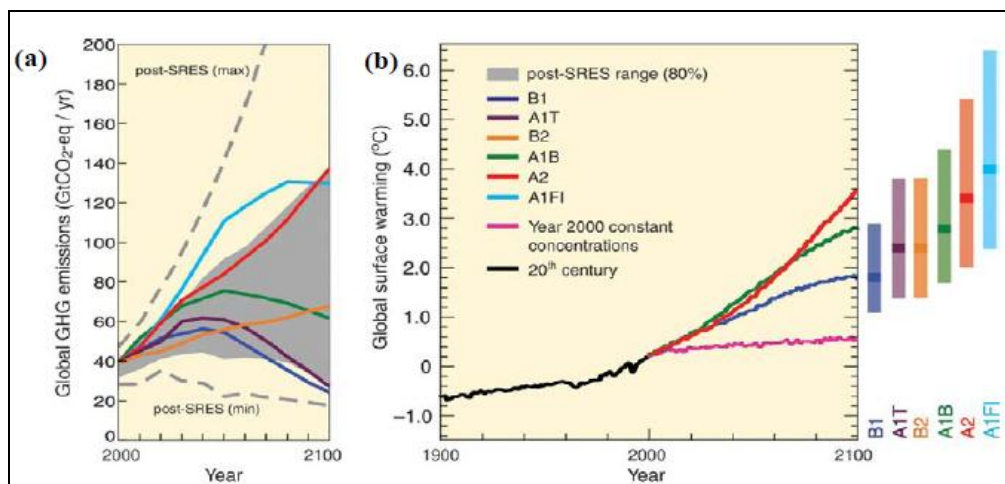
Figure I. 12: Carte pluviométrique selon l'ANRH pour la période 1965-2004.

La tendance générale dans le Nord du pays est la diminution de la pluviométrie qui est devenue plus marquée depuis le milieu des années 1970 (Béthoux et Gentili 1996, 1999). Ce phénomène est encore plus marqué dans la partie occidentale du pays que dans les autres régions (Medi et Medi ,2007).

I.9. Le changement climatique projeté pour le 21^{ème} siècle

I.9.1. Le changement climatique projeté à l'échelle globale

Bien que des politiques de développement durable et d'atténuation des émissions de gaz à effet de serre soient actuellement mises en place, leurs concentrations devraient continuer à augmenter au cours des prochaines décennies, accentuant les changements climatiques observés au 20^{ème} siècle par des mécanismes de rétroaction (GIEC, 2007, 2013). La température à la surface du globe devrait augmenter de 1.8 à 4°C d'ici la fin du 21^{ème} siècle selon le scénario d'émission de gaz à effet de serre considéré (Tableau I. 1 et figure I. 13).



(a) Émissions mondiales de gaz à effet de serre (en Gigatonnes équivalent CO₂ / an) prédites pour la période 2000-2100 sous six scénarios SRES de référence (Nakicenovic & Swart 2000). La zone ombrée grise représente l'intervalle à 80% des scénarios publiés depuis le SRES tandis que les lignes pointillées délimitent la plage complète des scénarios post-SRES.

(b) Réchauffement global de la température en surface par rapport à 1980-1999 (moyennes mondiales) pour trois scénarios de référence (B1, A1B, A2) en prolongement des simulations relatives au 20^{ème} siècle. La courbe rose correspond à un maintien des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre aux niveaux de 2000. Les barres sur la droite précisent la fourchette probable d'augmentation de température pour la période 2090-2099 sous les six scénarios de référence. La zone foncée à l'intérieur des barres correspond à la valeur la plus probable de réchauffement.

Figure I. 13: émissions mondiales de gaz à effet de serre anthropiques (GIEC, 2007).

Quant aux précipitations (figure I.14), elles augmenteront très probablement aux latitudes élevées, alors qu'elles diminueront probablement dans la plupart des régions continentales et subtropicales. Les événements climatiques extrêmes deviendront plus fréquents (GIEC, 2013).

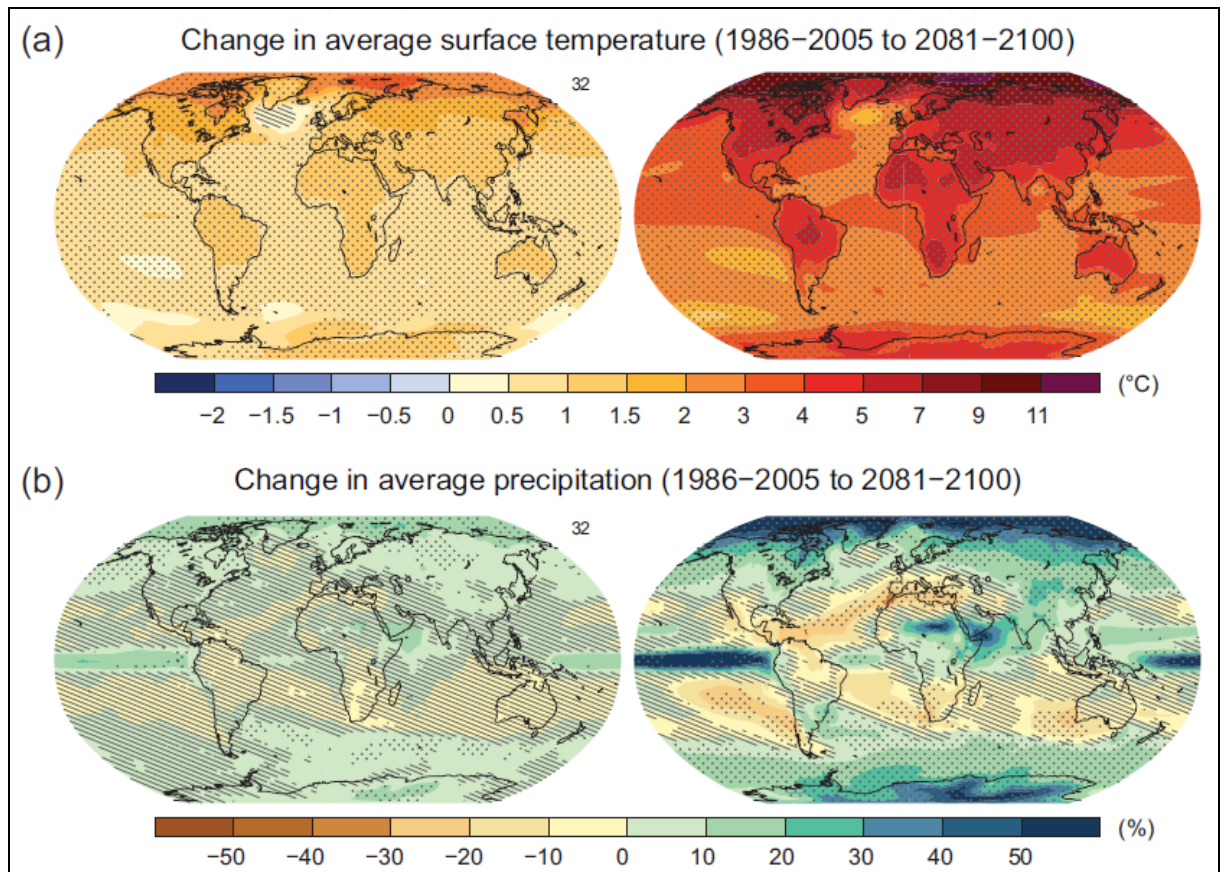


Figure I. 14: Changement de température en surface et de précipitation projeté pour la période 2081-2100 par rapport à la période 1980-1999 (GIEC, 2013)

Selon les projections à l'horizon 2050, le stress hydrique diminuerait sur 20-29% de la surface totale et augmenterait sur 62-76% de la surface totale. La diminution serait essentiellement due à la hausse des précipitations tandis que l'augmentation proviendrait de la hausse des quantités d'eau extraites (Alcamo, 2007 et Bates et al., 2008).

I.9.2. le changement climatique projeté dans le bassin méditerranéen

Divers travaux ont étudié et discuté le signal du changement climatique dans la région méditerranéenne projeté par les modèles régionaux et mondiaux (Giorgi et Lionello 2008 et Hertig et Jacobbeit 2008a, b).

Les projections climatiques indiqueraient une hausse des températures de 1.5 °C à 2.5 °C et une baisse des précipitations de 5 à 40 % d'ici 2050 (Giannakopoulos et al., 2005 et Milano, 2012). Cependant, localement, l'évolution pourrait être encore plus grande (figure I.15).

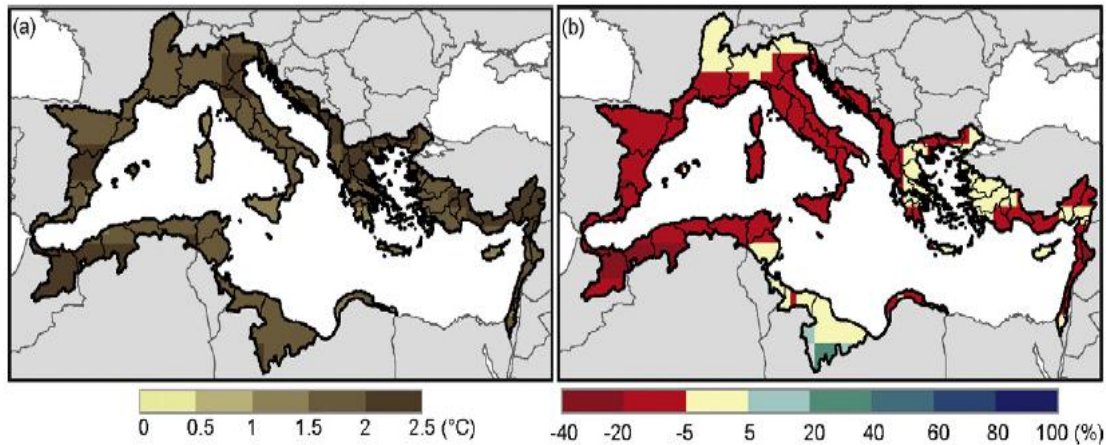


Figure I. 15: Evolution moyenne des forçages climatiques à l'horizon 2050, en comparaison avec la période de référence 1971–1990 : hausse des températures (a) et taux de variation des précipitations (b), (Milano et al, 2012).

Les Projection des changements de températures et de précipitations saisonnières dans la région du Sud de l'Europe et de l'Afrique du nord sous différents modèles et scénarios montrent que tous les changements de températures / précipitations sont significatifs quels que soient le modèle climatique et les scénarios d'émissions utilisés (figure I.16)

On remarque que tous les points sont situés en dehors des ellipses. Tous les modèles climatiques prévoient une augmentation significative de la température, qui dépasserait la variabilité naturelle.

Pour l'horizon 2020, le modèle ECHAM4 par le scénario B2 produit le plus fort réchauffement en été. Par contre, la hausse la plus modeste de la température est simulée par le modèle NCAR-PCM pour les horizons 2050 et 2080. La plus sévère hausse est produite par les modèles HadCM3 et CCSRNES.

Pour les précipitation, au contraire, plusieurs modèles produisent des variations des précipitations de signe opposé par le même scénarios d'émission. Cependant, aux saisons printanières à l'horizon 2050 et aux saisons d'automne à l'horizon 2080, les modèles prévoient généralement une baisse de précipitation.

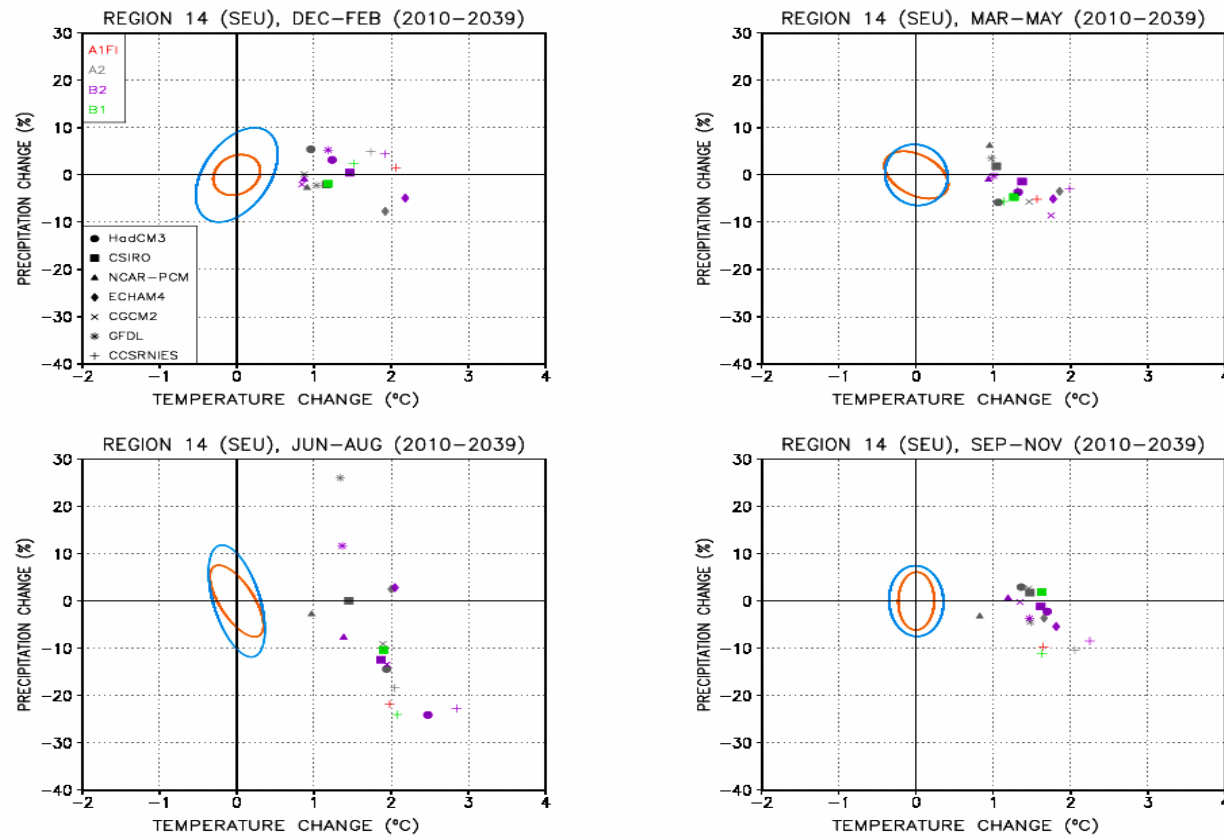


Figure I. 16a: Variation des températures et précipitations saisonnières à l’horizon 2020 par sept modèles climatiques AOGCM et par quatre scénarios d’émissions (<http://ipcc-ddc.uea.ac.uk>).

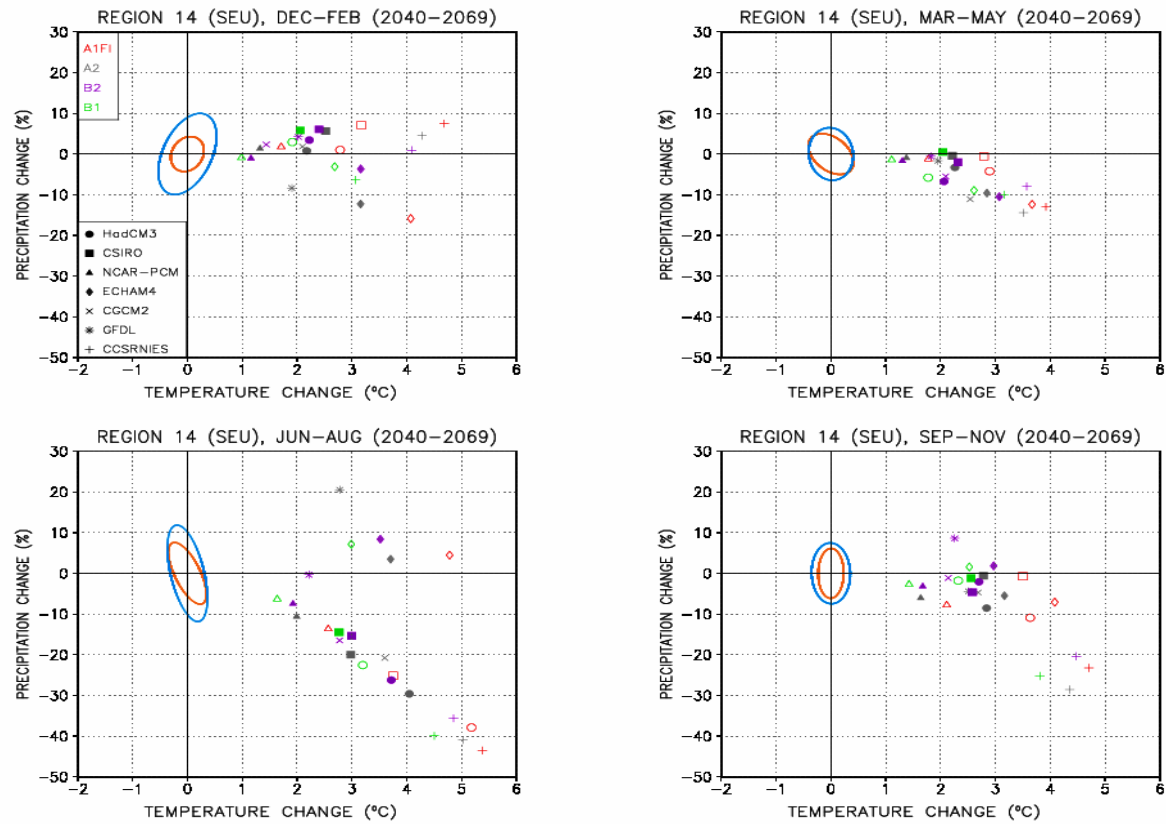


Figure I.16 b: Variation des températures et précipitations saisonnières à l’horizon 2050 par sept modèles climatiques AOGCM et par quatres scénarios d’émissions (<http://ipcc-ddc.uea.ac.uk>).

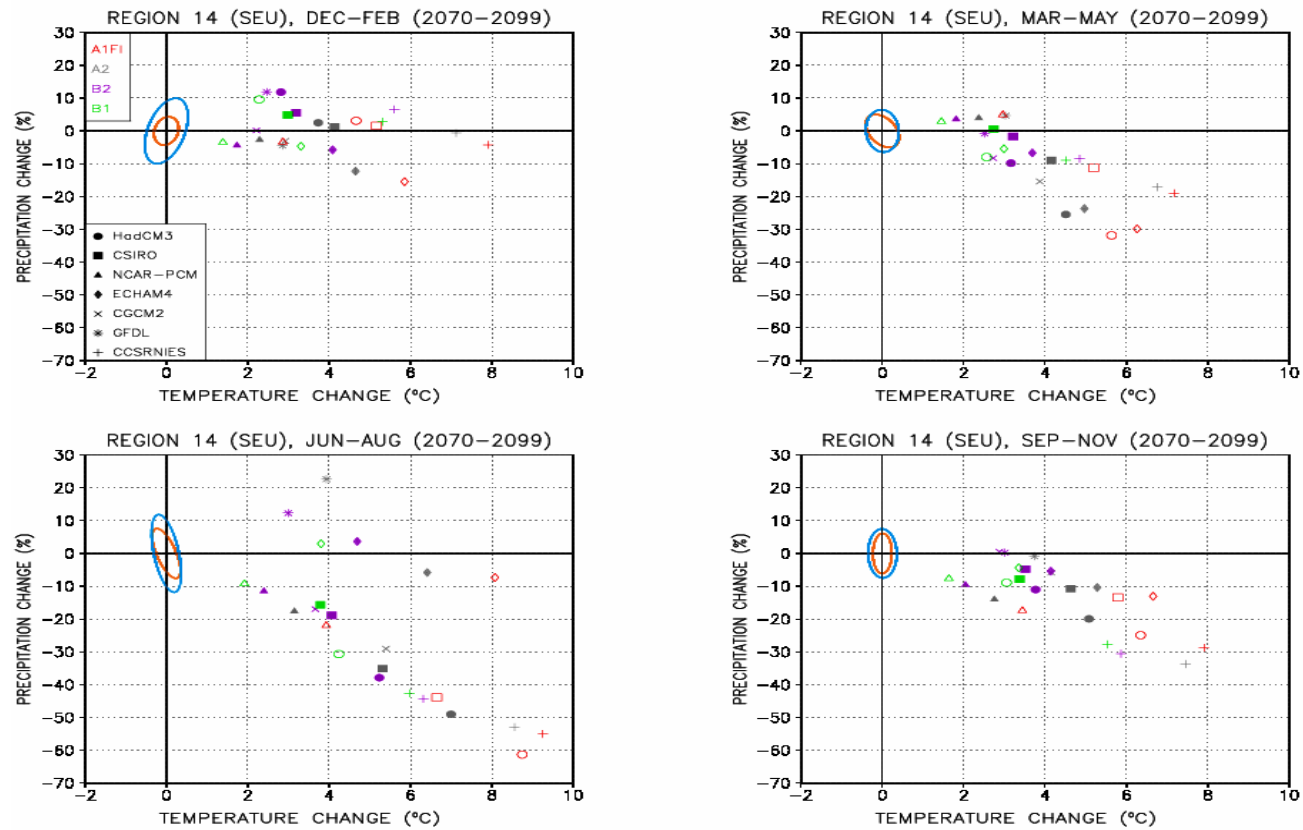


Figure I.16 c: Variation des températures et précipitations saisonnières à l’horizon 2080 par sept modèles climatiques AOGCM et par quatre scénarios d’émissions (<http://ipcc-ddc.uea.ac.uk>).

I.9.3. Le changement climatique projeté au Maghreb

Le modèle MAGICC (Hulme et al., 2001), testé sur la région du Maghreb estime un réchauffement de l'ordre de 1°C entre l'année 2000 et l'année 2020 accompagné d'une fluctuation de la pluviométrie avec une tendance à la baisse, de l'ordre de 5 à 10 % sur le court terme. Par contre sur le long terme, on peut envisager une diminution de la pluviométrie qui varierait entre 10 à 30% d'ici 2050 et de 20 à 50% pour l'année 2100, et une augmentation de la température de l'ordre de 3°C pendant l'année 2050 et de 5°C pour 2100 (Lakhdari et Ayad, 2009).

Les projections climatiques par le modèle HadCM2, indiquerait une baisse probable des précipitations sur l'Afrique du Nord de l'ordre de 10-25 % en 2050 et l'augmentation des température de 2.25 °C à 2.75°C (figure I. 17). Les phénomènes extrêmes, tels que les sécheresses, les inondations et les vagues de chaleur, seraient certainement plus fréquentes à l'avenir sur cette région (Giannakopoulos et al., 2005).

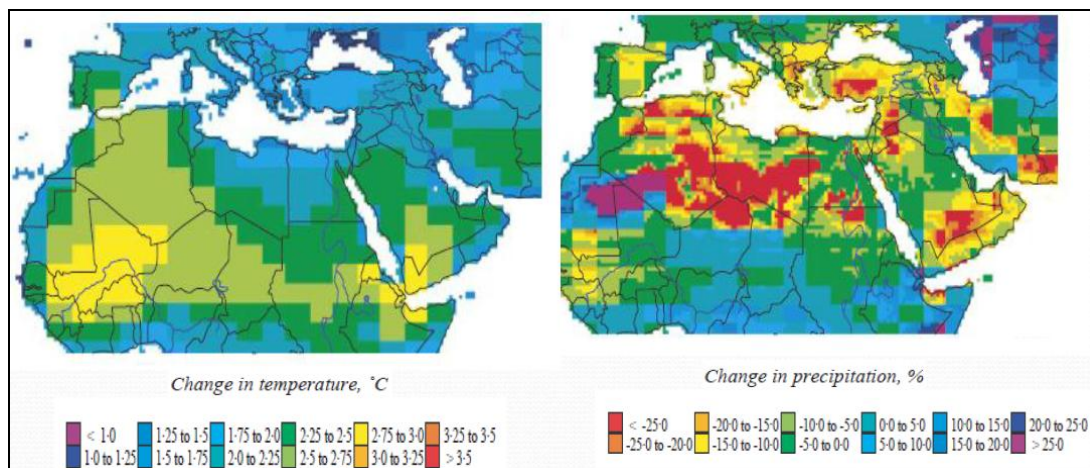


Figure I. 17: Changement de température et précipitation projetés pour le Maghreb par le modèle HadCM2 à 2050 (Ragab et Prudomme, 2002)

I.9.4. Le changement climatique projeté en Algérie

Plusieurs sources peuvent être utilisées pour obtenir une image consensuelle des projections climatiques sur l'Algérie à divers horizons de temps. L'évolution climatique en l'Algérie a été analysée sur la base des MCG UKHI et ECHAM3TR et le scénario IS92a du GIEC d'émission de GES. Le modèle UKHI (United Kingdom Meteorological Office High Resolution) a été élaboré en Angleterre en 1989 par le Service Météorologique Anglais. Le modèle ECHAM3TR a été développé en Allemagne en

1995 par l'Institut Max Planck. Les projections climatiques sur l'Algérie, à l'horizon 2020 et 2050, sont fournies sous forme de cartes à l'échelle annuelle et saisonnière.

A l'horizon 2020, les projections climatiques saisonnières indiqueraient les variations résumées dans le Tableau I.2 (MATE, 2001). Un réchauffement de l'ordre de 0.8 à 1.1°C est estimé pour l'année 2020 en automne accompagné d'une fluctuation de la pluviométrie avec une tendance à la baisse, de l'ordre de 5 à 8 % sur le court terme. Par contre sur le long terme, une diminution de la pluviométrie a été envisagée qui varie entre 10 à 15% d'ici 2050. En hiver, l'augmentation de la température est de l'ordre de 0.6 à 0.8 °C d'ici 2020 et 0.9 à 1.6 °C pour 2050, par contre les précipitations diminuent de 10 % à 20 % de 2020 à 2050 (figure I.18).

Presque les mêmes tendances ont été observées au printemps. En été, le réchauffement est estimé de 0.8 à 1 °C pour 2020, et de 1.3 à 2.1 °C en 2050 avec une fluctuation de précipitation de l'ordre de 8 à 13 % en 2020 et 15 à 22 % pour 2050.

Tableau I. 2: Projections climatiques saisonnières des températures et des pluies sur l'Algérie à l'horizon 2020 et 2050 pour le modèle UKHI et 2020 pour le modèles ECHAM3TR du GIEC (MATE, 2001, 2010).

Modèle		Paramètre	Automne	Hiver	Printemps	Été
Modèle UKHI	2020	Température (°C)	0.8 - 1.1	0.65 - 0.8	0.85 - 0.95	0.85 - 1.05
		Pluie (%)	-6 à -8	-10	-5 à -9	-8 à -13
	2050	Température (°C)	1.2 – 2.2	0.95 – 1.6	1.25 -1.9	1.25 – 2.1
		Pluie (%)	-10 à -15	-16	-10 à -20	-15 à -22
Modèle ECHAM3TR		Température (°C)	0.8 - 1.3	0.9 - 1	0.95 - 1.1	0.95 - 1.45
		Pluie (%)	Pas de changement	-5	-7 à -10	-5

La même observation est enregistrée par l'utilisation le modèle ECHAM3TR pour un scénario moyen, qui prévoit une augmentation de la température entre 0.8 à 1.45 °C à l'horizon 2020 et une baisse de précipitations de 5 à 10 % (MATE, 2001).

Les travaux de Giorgi et Lionello (2008) constituent une synthèse des résultats majeurs des simulations climatiques appliquées sur la région méditerranéenne. Plusieurs conclusions peuvent être déduites pour l'Algérie fournissent quelques indications utiles pour les projections de précipitations (tableau I.3). A l'horizon : 2011-2040 et 2041-2070, des réductions de précipitations s'échelonnent entre 0 % à 30% et de 1% à 40 % pour les scénarios B1 et A1B respectivement. Ces projections prévoient, pour l'Algérie, une baisse de l'ordre de 25 % à 40 % d'ici la période 2071-2100 pour le scénario A2. Cette baisse est bien marquée à la region Ouest de l'Algérie

Tableau I. 3: Projections climatiques pour la pluviométrie en Algérie à l'horizon 2071-2100 sous trois scénarios du GIEC (Adapté de Giorgi et Lionello, 2008).

Saison	Scénario A1B	Scénario B1	Scénario A2
Hiver (DJF)	-20 à -30 % Ouest et Centre de l'Algérie	-10 à -20 %	-20 à -30 %
	-1 à -20 % Est de l'Algérie		
Printemps (MAM)	-30 à -40 % Ouest de l'Algérie	-20 à -30 % Ouest de l'Algérie	-30 à -40 % (supérieur à -40 % sur l'Ouest Algérien)
	-20 à -30 % Centre de l'Algérie	-10 à -20 % Est et Centre de l'Algérie	
Été (JJA)	-30 à -40 % Ouest et Est de l'Algérie	-10 à -20 Ouest et Est de l'Algérie	-30 à -40 %
	-20 à -30 % Centre de l'Algérie	0 à -10 % Centre de l'Algérie	
Automne (SON)	-10 à -20 % Algérie du Nord	-10 à -20 % Algérie du Nord	-20 à -30 %

Par ailleurs, une augmentation est prévue dans la fréquence des sécheresses et un déficit de la contribution à la surface de l'eau de 15%, entraînant une baisse des nappes phréatiques de 4,4% en 2020 et 6,6% en 2050 (MATE, 2010). Donc, la région se dirige vers une pénurie beaucoup plus sévère de l'eau au cours des prochaines décennies.

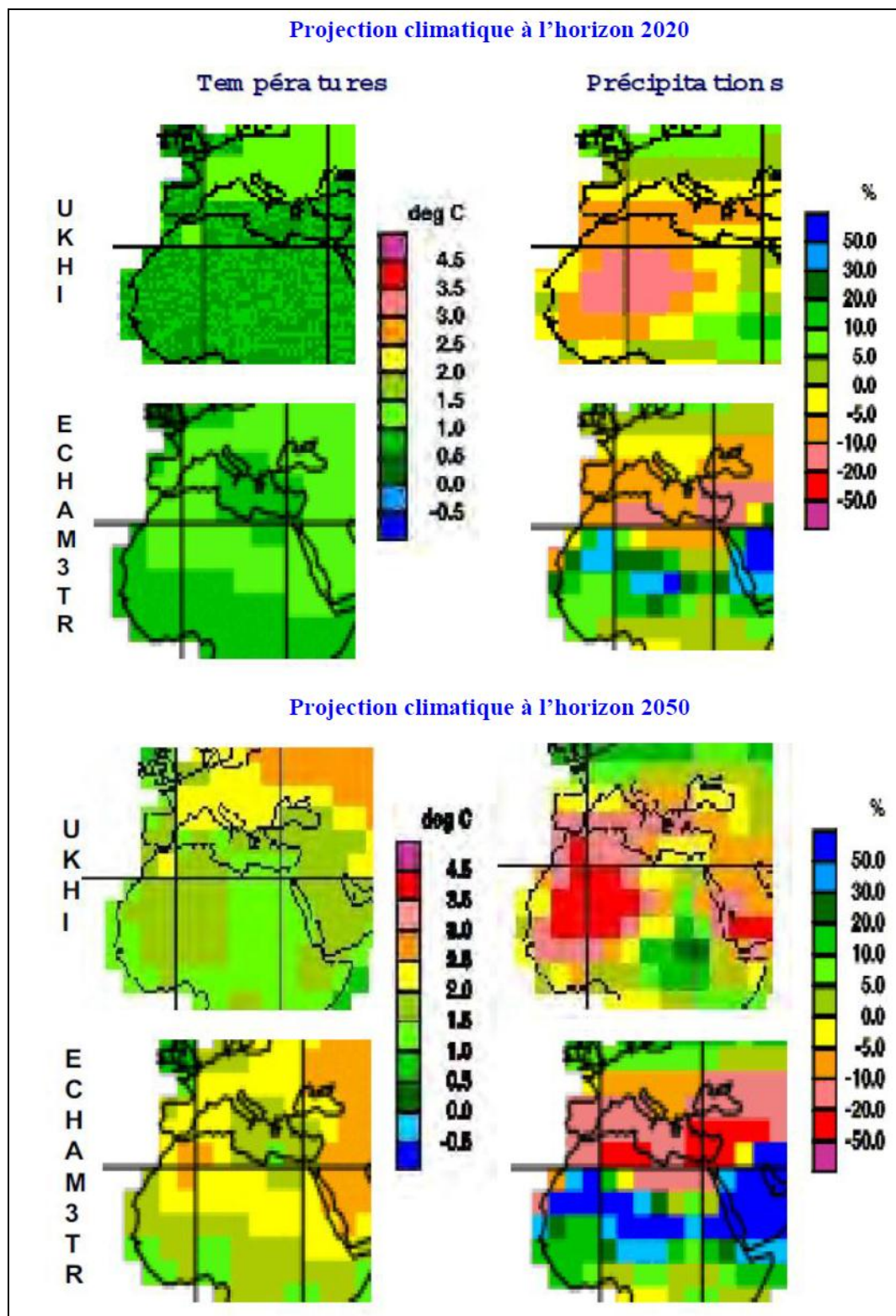


Figure I. 18: Projection du climat aux horizons 2020 et 2050 par le modèle UKHI et ECHAM3TR (MATE, 2003).

I.10. Les ressources en eau en Algérie

L'eau est inégalement répartie dans le monde. Le développement industriel et la demande de plus en plus croissante sur cette ressource feront que de nombreux pays seront exposés au stress hydrique (moins de 1700 m³/an par habitant) et à la pénurie hydrique (moins de 1000 m³/an par habitant).

L'Algérie ne fait pas exception à ce constat, elle se situe parmi les pays les plus pauvres en matière de potentialités hydriques, soit en dessous du seuil théorique de rareté fixé par la Banque Mondiale à 1000 m³ par habitant et par an.

En 1962, la disponibilité en eau théorique par habitant et par an était de 1500 m³, elle n'était plus que de 720 m³ en 1990, 680 m³ en 1995 et 630 m³ en 1998. Elle est estimée actuellement à 430 m³ (Mozas et Ghosn, 2013), elle ne sera que moins de 400 m³ en 2020 et serait encore plus réduite dans le futur. Cette situation liée à la faiblesse de la ressource est aggravée par une succession de périodes persistantes de la sécheresse dont le pays a souffert au cours des trois dernières décennies. Cette situation était particulièrement intense dans la région du Nord-Ouest du pays où une diminution de la pluviométrie annuelle comprise entre 10 et 20% a été observée (Meddi et Meddi, 2007).

Cette situation de pénurie de la ressource en eau et ses contraintes ont souvent été appréhendées en termes de réalisation des infrastructures de mobilisation. Malgré les efforts considérables fournis et l'importance des investissements consentis, cette approche s'est avérée insuffisante, dans la mesure où elle n'a pas permis une bonne satisfaction des besoins, la qualité de l'offre reste conditionnelle et insuffisante puisque dans de nombreuses villes algériennes, la population n'a accès à l'eau que pendant une durée très limitée. Ce problème de l'offre est dû à plusieurs facteurs dont les potentiels hydriques du pays sont limités qui sont aggravées par la variabilité climatique. Il a été noté que ce problème de pénurie d'eau a été accentué aussi par la mauvaise gestion des ressources en eau disponibles, ainsi que d'une hausse importante de la population. Les recensements donnent 23 millions d'habitants en 1987; 28 en 1995; 32 en 2000 et 39 en 2010; on prévoit une population qui dépasserait 46 millions en 2020. L'irrigation agricole intense et le développement économique exerceront à nouveau la pression sur les ressources en eau limitées. De plus, les pertes totales dans les réseaux d'irrigation sont estimées globalement à 40% des prélèvements; elles dépasseraient 50% et fluctuent généralement entre 30% et 70% tandis que pour les réseaux d'AEP, les estimations évoluent entre 40% et 60%. Ces pertes proviennent :

- A l'intérieur des habitations : de la défectuosité des installations sanitaires et au gaspillage qui est encouragé par l'absence de compteur, la facturation forfaitaire et le faible prix de l'eau. L'impact des actions de sensibilisation à l'économie de l'eau reste très limité.
- Des canalisations d'adduction et de distribution de l'eau potable qui sont soit vétustes, soit réalisées à l'aide de matériaux de mauvaise qualité ou sans le respect des normes techniques, d'où des dégradations et des corrosions qui se traduisent essentiellement par la présence de fuites multiples, des ruptures de conduite et une dégradation de la qualité au cours du transport.
- A ces causes, s'ajoutent les faibles moyens de détection et de réparation des pertes par les gestionnaires des réseaux.

Les potentialités totales en eau en Nord de l'Algérie sont estimées à 19.1 milliards de m³, dont 80% est renouvelable (c'est à dire 70% eau de surface (12 milliards de m³ et 10% eau souterraine 2 milliards de m³) (ANRH, 1993,2004 et 2009). Le Sud du pays se caractérise par l'existence de ressources en eau souterraine très importantes provenant des nappes du Continental Intercalaire (CI) et du Complexe Terminal (CT). Les réserves d'eau sont de l'ordre de 60 000 milliards de m³ dont 40 000 milliards sont situées en Algérie. La particularité de cette ressource est qu'elle n'est pratiquement pas renouvelable. La distribution de l'utilisation de cette eau est de 55,3% pour l'irrigation, 34,2% pour l'alimentation en eau potable et 10,5% pour l'industrie (MRE, 2012). Dans le nord du pays, les ressources en eaux souterraines sont estimées à 1,9 milliards de m³. Ces ressources ont été fortement sollicitées, la recharge étant insuffisante, si bien que les niveaux piézométriques ont beaucoup baissé. Les ressources en eau de surface sont estimées à 12,4 milliards m³ (Remini, 2010). Ces ressources qui dépendent des précipitations sont inégalement réparties et sont caractérisées par une grande variabilité spatiotemporelle. A l'échelle annuelle, elles varient de 1.100 mm à moins de 100 mm avec une baisse globale de 10% au cours des dernières années en raison du changement et de la variabilité climatique (Boyé, 2008 ; MATE, 2010 et Elmeddahi et al, 2014).

I.10.1. Les eaux superficielles

Près de 87% du territoire national représente une zone désertique, les précipitations sont faibles, irrégulières et inégalement réparties dans l'espace et dans le temps. Elles sont concentrées surtout dans le nord du pays. Depuis l'indépendance, La mobilisation des ressources en eau a été axée sur les ressources en eau souterraine.

L'accroissement rapide de la demande en eau dans les secteurs de l'irrigation, de l'industrie ainsi que les besoins progressives de la population ont amené les pouvoirs publics à mobiliser de plus en plus les ressources superficielles. C'est ainsi que les efforts entrepris durant la décennie en cours, ont permis d'enregistrer des améliorations sensibles.

Face à ce défi, le pays a mis en œuvre une nouvelle politique de gestion plus efficace des ressources en eau par le biais, par exemple de la construction de nouveaux barrages, qui sont passés de 52 barrages en 2002 avec une capacité totale de l'eau de 5,2 milliards de m³ à 72 barrages actuellement avec une capacité de 7,4 milliards de m³ (MRE, 2012 et Elmeddahi et al., 2015).

I.10.1.1. Les potentialités hydriques de l'Algérie

Les apports d'eau de surface atteignent plusieurs millions de mètres cubes pour les bassins avec le moins d'eau pour les années moyennes, du Sahara (Djorf Torba à Bachar : 350 Hm³ et Brezina à El Bayath ; 122 Hm³) et des milliards de mètres cubes pour ceux qui ont le plus d'eau (Beni Haroun à Mila : 1000 Hm³ et Kissir à Jijel ; 680 Hm³) (MRE, 2012).

Ces ressources en eau sont caractérisées par une forte variabilité. Pour neuf années sur dix ou quatre ans sur cinq, elles sont nettement en dessous de la moyenne. Dans une année de sécheresse, l'apport d'eau peut diminuer à moins de 17 % à plus de 30% de la valeur moyenne. Les potentialités hydriques du pays sont illustrées dans le tableau I.4.

Tableau I. 4: les potentialités en eau superficielle des bassins hydrographiques de l'Algérie (MRE, 2012).

Région Hydrographiques	Bassins versants	Superficie (Km ²)	Apport (Hm ³ /an) période globale	Apport (Hm ³ /an) période sèche	Taux de réduction en %
Cheliff- Zahrez	Cheliff	43750	1540	1078	30
	Zahrez	9102	110	77	30
Algérois- Hodna- Soummam	Côtiers Algérois	51089	4290	2634	39
	Isser				
	Soummam				
	Chott Hodna				
Constantinois- Seybouse- Mellegue	Côtiers Constantinois	44219	4985	4137	17
	Kébir Rhumel				
	Medjerdah				
	Seybouse				
	H.P.Constantinois				
Oranie- Chott- Chergui	Côtiers Oranais	76835	-	1371	32
	Macta				
	Tafna				
	H.P.Oranais				
Sahara	Sahara	168750	620	440	29
	Chott Melrhir				

I.10.1.2. La mobilisation des eaux superficielles

La répartition inégale des ressources en eau dans le temps et l'espace a impliqué la construction de grands barrages réservoirs pour stocker les apports et faire des transferts d'eau vers les régions qui connaissent des pénuries afin d'assurer la satisfaction des besoins et d'encourager le développement économique et social à travers toute l'Algérie.

1) Barrages en exploitation.

Dans le territoire Algérien ,72 barrages sont en exploitation avec une capacité de l'ordre de 7.4 milliards de m³ et un taux d'envasement qui varie de 1 à 63 %. Les capacités initiales et le volume régularisé par bassin sont présentés dans le tableau I.5.

Tableau I. 5: Capacité des barrages et le volume régularisé (MRE.2012).

Région Hydrographique	Capacité initiale (Hm ³)	Capacité Der .Levé (Hm ³)	Volume régularisé (Hm ³ /an)
Cheliff- Zahrez	2118.9	1581.73	733.5
Algérois- Hodna- Soummam	1648.2	1447.22	744.52
Constantinois-Seybouse-Mellegue	2215.29	2040.61	1048.1
Oranie- Chott-Chergui	737	647.94	416.19
Sahara	575	438.35	263

2) Les retenues collinaires

Dans le cadre d'un programme de petite et moyenne hydraulique, 900 retenues collinaires ont été réalisées durant les années 80, totalisant une capacité de stockage de 118 Hm³. Cependant, une grande partie de ces aménagements a été endommagée par les crues et l'envasement et sont actuellement partiellement hors d'usage ou abandonnés.

Sur 186 retenues collinaires, 53 seulement sont en exploitation et le reste est totalement envasé dans le bassin hydrographique Cheliff-Zahrez avec une capacité de 35.13 Hm³. Le bassin Algérois-Hodna-Soummam contient 269 retenues collinaires d'une capacité de l'ordre de 42 Hm³, tandis que la région d'Oranie – Chott-Chergui avec 180 retenues et petits barrages, seuls 30 sont en exploitation avec une capacité de 1 Hm³.

3) Les transferts d'eau inter-régions

Trois (03) importants transferts d'eau permettent de mobiliser un volume supplémentaire de 940 Millions de m³/an portant le volume régularisable global à 4 Milliards de m³ en 2010 (figure I. 19). Ceux sont :

- Le transfert des eaux souterraines d'Ain Salah vers Tamanrasset sur une longueur de 750 Km² pour un volume à transférer de 50 millions de m³/an soit 100 000 m³/j à partir de Juillet 2009.
- Le transfert des eaux à partir du barrage de Béni-Haroun vers les cinq wilayas situées dans les Hautes Plaines Constantinoises (Mila, Constantine,

- Oum El Bouaghi, Batna et Khenchela). Le système de transfert est composé de plusieurs ouvrages.

- Le système de transfert M.A.O (Mostaganem – Arzew – Oran): L'aménagement du système de production d'eau Cheliff - Kerrada assurera l'approvisionnement du couloir «Mostaganem - Arzew - Oran» pour un volume de 155 Hm³/an, réparti dont 45 Hm³/an pour la wilaya de Mostaganem et 110 Hm³/an pour la wilaya d'Oran.

Notons que l'étude de faisabilité du transfert des eaux du Sahara septentrional vers les régions du Nord et des Hauts Plateaux est en cours de réalisation.

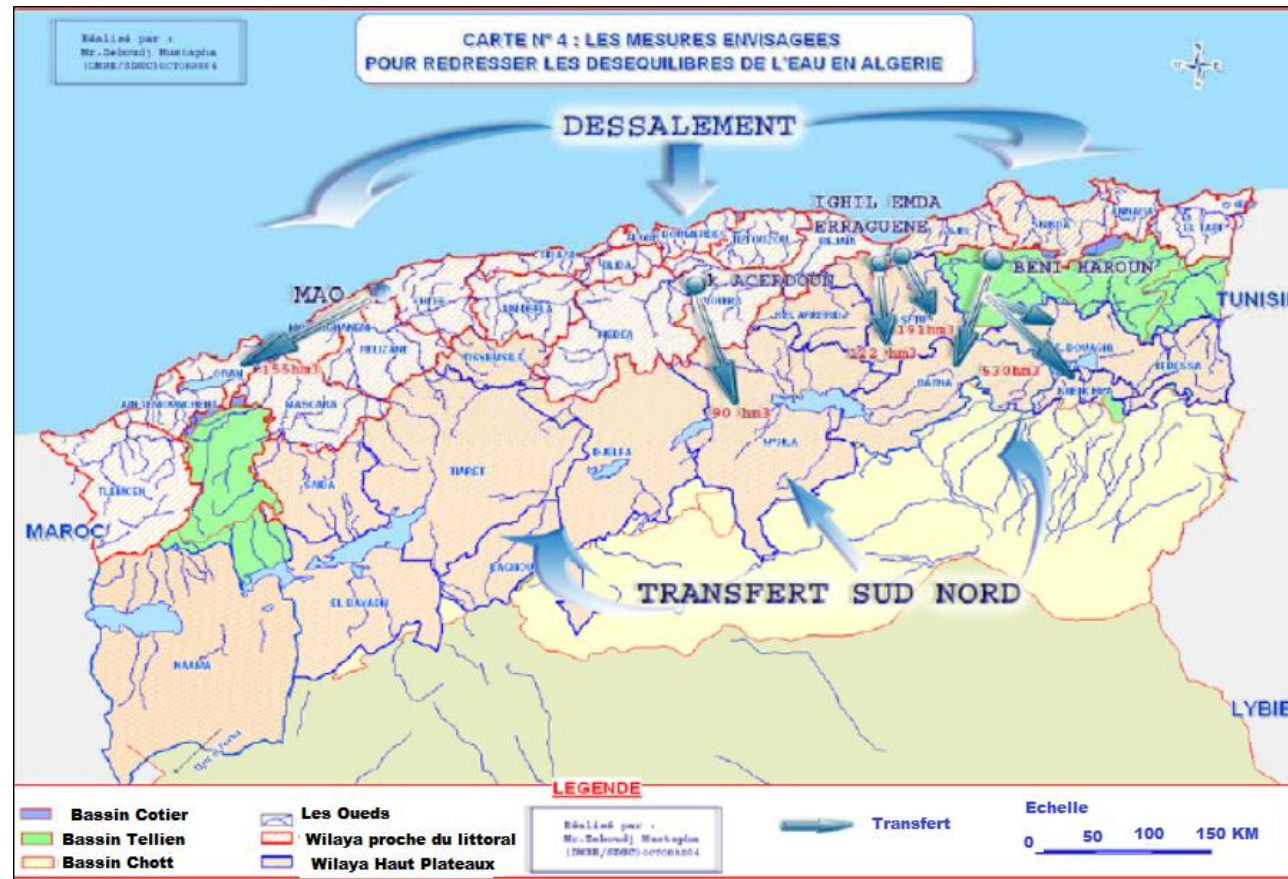


Figure I.19 : Carte des grands transferts et le dessalement (MRE, 2012)

I.10.2. Les eaux souterraines

1. Les eaux souterraines dans le Nord de l'Algérie.

Les ressources en eau souterraine dans le Nord de l'Algérie sont estimées à plus de 2 milliards de m³ (figure I.20). Elles sont exploitées à plus de 90%, soit 1,9 milliards de m³ et beaucoup de nappes se trouvent actuellement en état de surexploitation. Cette évaluation est effectuée par l'ANRH en 1993, 2004 et 2009. Le tableau I.6 donne les estimations des ressources en eau souterraines de l'Algérie du Nord.

Tableau I. 6: Potentialités des eaux souterraines de l'Algérie du Nord (MRE, 2012).

Région Hydrographiques	Cheliff - Zahrez	Algérois- Hodna- Soummam	Constantinoi s-Seybouse- Mellegue	Oranie- Chott- Chergui
Ressources Souterraines mobilisables (Hm ³ /an)	245	775	580	400
Ressources Souterraines mobilisées (Hm ³ /an)	230	745	550	375

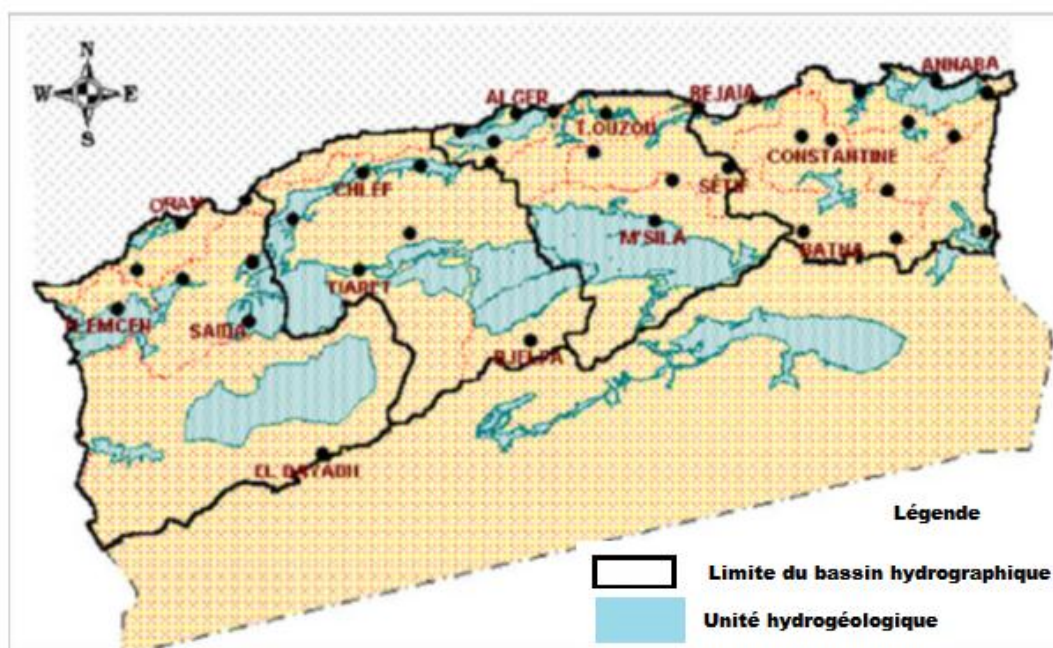


Figure I. 20: Ressources en eau souterraine dans l'Algérie du Nord (MATE, 2010).

2. Les eaux souterraines dans le Sud Algérien

Le Sud se caractérise par l'existence de ressources considérables en eau souterraine (figures I.21 et I. 22). Elles proviennent des nappes du Continental Intercalaire (CI) et du Complexe Terminal (CT). Les réserves exploitables sans risque de déséquilibre hydrodynamique sont estimées à 5 milliards de m³/an.

La nappe du continental intercalaire qui est plus étendue et plus profonde que celle du complexe terminal, couvre une superficie de plus de 10 millions de km², répartie entre trois pays (Algérie - Tunisie et la Libye). C'est une nappe fossile appelée aussi nappe Albiense estimée à 60 000 milliards de m³ mais ses eaux ne sont pas ou très peu renouvelables (Rémini, 2005).

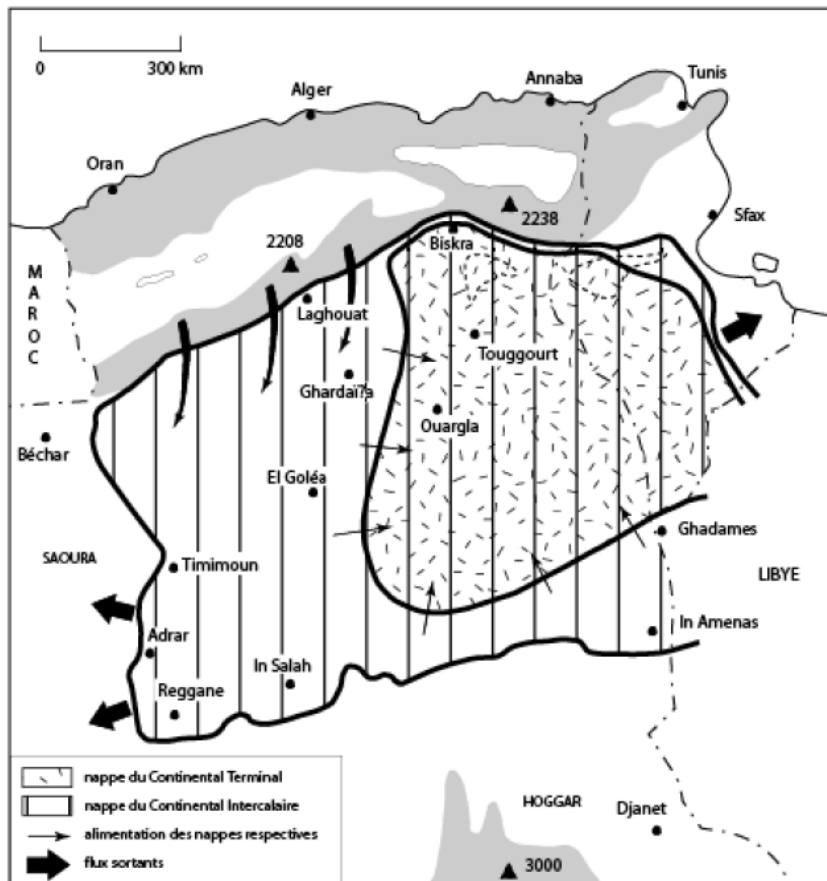


Figure I.21: les nappes fossiles au Sahara (Mutin, 2009)

La forte consommation d'eau par les trois pays a été accélérée par l'évolution du nombre de forages et de leurs régimes d'exploitation ce qui a provoqué une baisse sensible du niveau de la nappe, la disparition de l'artésianisme dans certains endroits du Sahara et l'assèchement de plusieurs foggaras.

Les potentialités hydriques des deux aquifères sont évaluées à 4935 Hm³/an dont le volume exploité est estimé à 1296.5 Hm³/an.

D'autres nappes existent dans le sud, de capacités moins importantes par rapport à celles du complexe terminale et du continental intercalaire, comme la nappe du Combro- Ordovicien et la nappe du Dévonien inférieur à Adrar, la nappe des calcaires de l'Eocène à Biskra ou la nappe des grès du Dévonien Inférieur à Illizi etc.

Pour les nappes phréatiques, souvent saumâtres, localisées dans ou à proximité des lits des Oueds (Oued Ghir, M'zab, Saoura etc.) occupent de faibles étendues (Rémini, 2005).

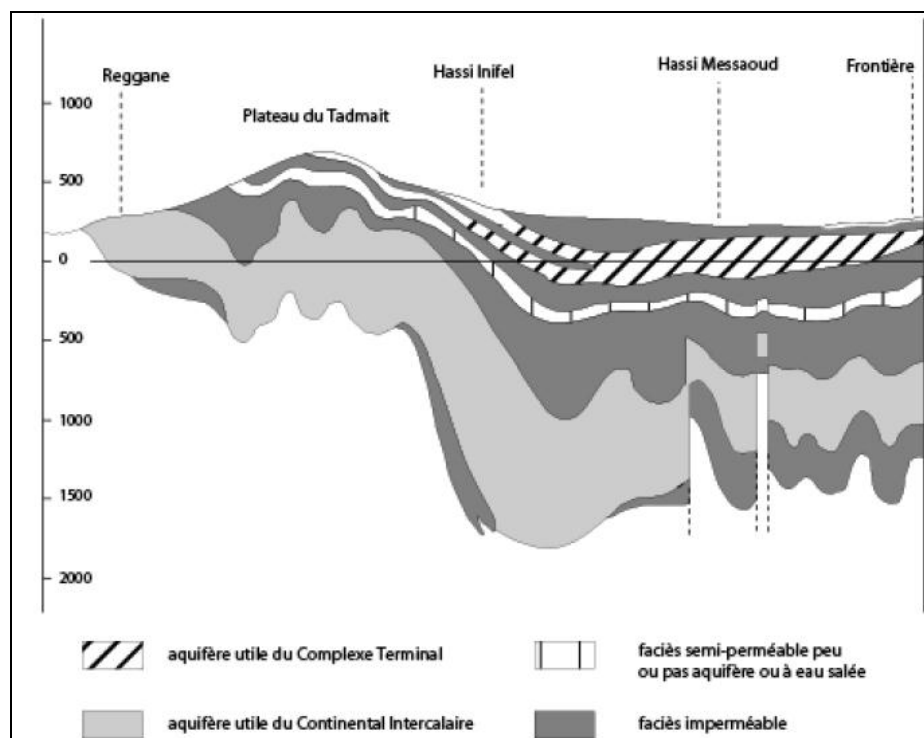


Figure I.22: Coupe géologique des nappes du Sahara (Mutin, 2009).

I.10.3. Les eaux non conventionnelles

La mobilisation des ressources en eau non conventionnelles est basée sur trois techniques :

- Dessalement de l'eau de mer,
- Déminéralisation des eaux saumâtres (souterraines et superficielles)
- Réutilisation des eaux usées épurées.

a) Dessalement de l'eau de mer

La mise en œuvre de cette technologie a été préconisée par plusieurs facteurs :

- Un littoral long de 1200 kilomètres (figure I.19);
- La disponibilité de l'eau de mer, ressource inépuisable;
- Une population et une industrie grandes consommatrices d'eau concentrées le long du littoral.

Mais, les coûts environnementaux et financiers pour la généralisation de cette technique pourraient conduire à des déséquilibres et à accroître des tensions qui peuvent entraîner des déplacements de population. Le dessalement doit rester une technique complémentaire, et permettre une transition vers un modèle de gestion de l'eau rationalisé.

Trente stations de dessalement de l'eau de mer sont en exploitation dont 21 monoblocs sont construits en 2001 avec une capacité 57500 m³/j et neuf grandes usines mises en œuvre depuis 2005, avec un volume de production total de 536 Hm³ / an. Quatre autres grandes stations sont également en cours de réalisation avec une capacité totale de 900 000 m³ / j et une production le volume estimé à 328,50 Hm³ / an (Elmeddahi et al, 2015).

b) Déminéralisation des eaux saumâtres

La déminéralisation des eaux saumâtres se fait dans les Hauts Plateaux et le Sud. L'exploitation des ressources en eau saumâtre a commencé en 2000. Le volume de l'eau saumâtre mobilisé est estimé à 510 Hm³ / an dont 160 Hm³ / an sont utilisés pour satisfaire l'approvisionnement en eau potable. Douze (12) stations fonctionnent dans les Wilaya de Tlemcen, Oran, Tizi-Ouzou, Bejaia, Illizi, Biskra, Ouargla, Media et Ain Defla. La production d'eau potable est de 24,2 Hm³ / an (MRE, 2012). En outre, 241 Hm³ / an d'eau saumâtre sera déminéralisée à partir d'un volume de 464 Hm³ mobilisés à travers 35 stations qui sont en fait à l'étude et en cours de réalisation (inclus dans les différents programmes). La capacité globale de stations est de 91,5 Hm³ / an.

c) Réutilisation des eaux usées urbaines épurées

Le volume annuel d'eaux usées rejetées est estimé à 730 millions de m³. La capacité installée d'épuration des eaux usées est de 365 millions de m³/an correspondant à 145 stations d'épuration en exploitation. La mobilisation des eaux usées épurées à des

fins agricoles, est très faible actuellement, $9,81 \text{ Hm}^3 / \text{an}$ est utilisée pour irriguer 1 285 hectares de terres. Le potentiel peut atteindre $79 \text{ Hm}^3 / \text{an}$ d'eaux usées traitées pour l'irrigation de plus de 7570 ha de terres. Des études ont également été lancées sur la réutilisation des eaux usées traitées à des fins agricoles (MRE, 2012).

I.11. Impacts du changement climatique sur la ressource en eau

En Algérie, depuis ces dernières décennies, les conditions climatiques influencent négativement sur la ressource en eau (Meddi et al., 2009). A titre d'exemple, le Nord-Ouest de l'Algérie, région connue pour son faible régime pluviométrique, a connu une réduction de l'ordre de 40% des précipitations annuelles à partir de la première moitié des années 1970.

Les débits des cours d'eau de cette région en sont affectés. Au cours de la période 1976-2002, les lames d'eau écoulées annuelles moyennes sont 28 à 36% plus faibles que celles de la période 1949-1976 (Meddi et al., 2009).

La sensibilité de la ressource en eau au changement climatique à l'horizon 2020 a été analysée dans le cadre de la communication initiale de l'Algérie (MATE, 2001).

Basée sur une hypothèse de doublement de l'allocation pour l'eau potable et l'industrie par rapport à 1997, et du doublement de la population en 2020, l'analyse estime les besoins en eau à 8.3 milliards de m^3/an à l'horizon 2020, soit près du double du volume actuellement mobilisable. L'estimation des incidences dues aux changements climatiques, en matière de ressources en eau, est de l'ordre de 1,0 milliard de m^3 à l'horizon 2020 dans le cas du scénario moyen et de 1,9 milliard de m^3 dans le cas du scénario haut. En d'autres termes, le volume d'eau mobilisable est à la limite des besoins du pays dans le cas du scénario moyen. Il est inférieur de 0,8 milliard m^3 par rapport aux besoins du pays dans le cas du scénario haut (MATE, 2001). En revanche, l'Algérie est déjà en situation de pénurie d'eau (Benblidia et Thivet, 2010), une situation qui pourrait s'amplifier par l'intensité et le rythme du changement climatique et le stress hydrique dépasse 40 % (figure I.23).

Ces projections nécessitent plusieurs options d'adaptation dont le dessalement de l'eau de mer, la récupération des eaux usées, ou l'injection des eaux de surface dans les nappes souterraines. Le recours au dessalement de l'eau de mer constitue l'une des réponses possibles pour pallier la pénurie d'eau en raison d'un effet combiné de l'augmentation de la demande et de l'offre réduite. Les orientations du pays ont été axées sur la stratégie de libérer le pays de la dépendance de la pluviométrie pour

l'alimentation en eau potable et notamment la région Ouest de l'Algérie qui souffre d'un déficit persistant en pluviométrie. Mais cette approche ne peut constituer une solution viable à long terme.

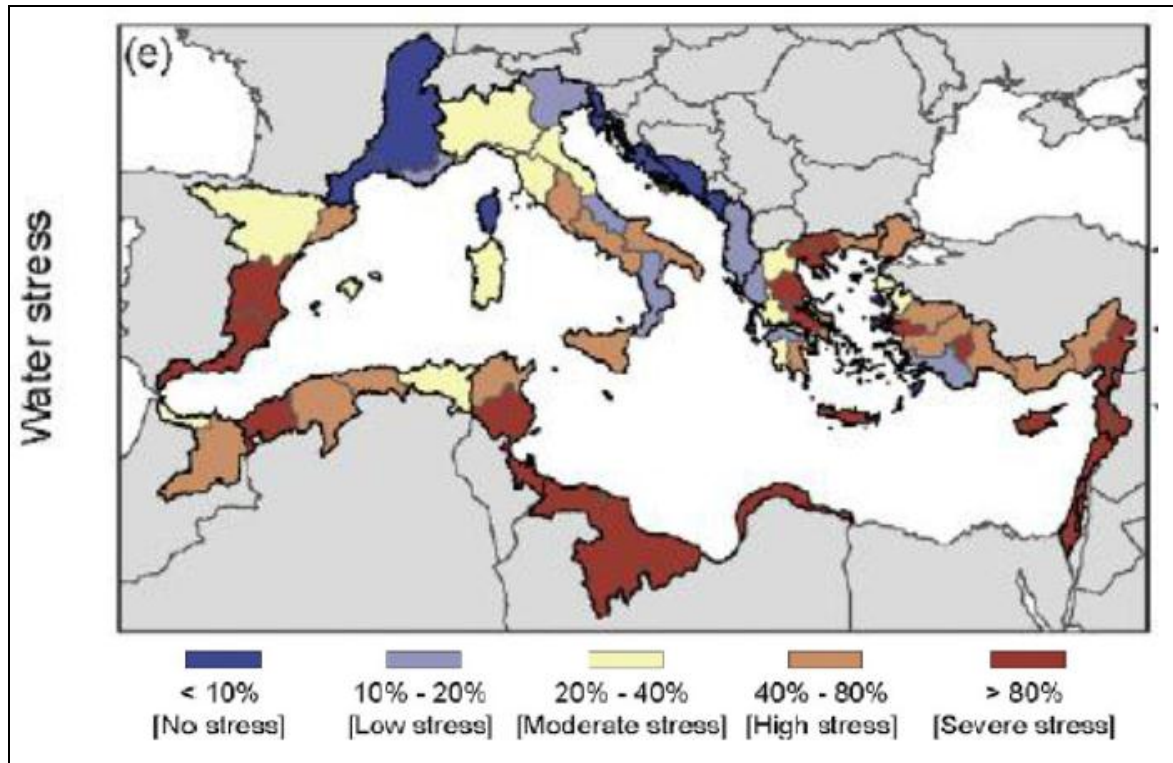


Figure I. 23: Projection du stress et de la pénurie d'eau douce en 2050 (Milano et al., 2012).

Les mesures d'adaptation préconisées concernent l'utilisation de techniques optimales d'irrigation, la gestion intégrée des bassins versants, l'estimation de l'intensité et de la durée des épisodes pluvieux, des inondations et des sécheresses, l'évaluation des répercussions socio-économiques sur l'agriculture, les réseaux de distribution et les usagers, l'amélioration des connaissances sur les relations entre la variabilité climatique et la réponse hydrologique, l'identification des zones les plus vulnérables du point de vue des ressources en eau, et l'évaluation de la qualité de l'eau.

La variabilité naturelle du climat ou le changement climatique constituerait un facteur d'aggravation de risques naturels déjà connus en Algérie. Parmi ces risques majeurs, il est possible de citer la désertification, les sécheresses, la dégradation des oasis, les tempêtes et les inondations.

I.12. Conclusion

Le réchauffement planétaire est désormais une réalité incontestable et ses effets sur le climat global et les climats régionaux sont pratiquement inévitables dans le siècle à venir.

Les températures ont augmenté presque partout dans le monde, quoique de manière plus sensible aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord. Les précipitations ont également fortement augmenté dans l'est de l'Amérique du Nord et du Sud, dans le Nord de l'Europe et dans le Nord et le centre de l'Asie, tandis qu'elles diminuaient au Sahel, en Méditerranée, en Afrique australe et dans une partie de l'Asie du Sud. Il est probable que la sécheresse ait progressé à l'échelle du globe depuis les années 1970.

Les projections climatiques indiqueraient une hausse des températures de 1.5 °C à 2.5 °C et une baisse des précipitations 5 à 40 % d'ici 2050 à l'échelle du bassin Méditerranéen, même constat au niveau du Maghreb, les projections prévoient une diminution de la pluviométrie qui varie entre 10 à 30% d'ici 2050 et de 20 à 50% pour l'année 2100, et une augmentation de la température de l'ordre de 3°C pendant l'année 2050 et de 5°C pour 2100.

Située en zone aride, l'Algérie est soumise aux aléas du climat et subit depuis longtemps les conséquences de sécheresses chroniques. Le changement climatique ressenti depuis le milieu des années 1970 constitue une menace supplémentaire qui s'exprime en termes de réduction des précipitations, notamment sur le Nord du pays.

Les analyses de longues séries de températures et de précipitations sur le Nord de l'Algérie confirment les signaux du réchauffement global ainsi que la réduction sensible du régime pluviométrique sur plusieurs régions de l'Algérie. Le modèle régional prévoit en effet une baisse des précipitations de l'ordre de 25% à 75% d'ici la période 2071-2100 pour le scénario A2. On estime un réchauffement par le modèle UKHI de l'ordre de 0.6 à 2.1°C pour 2020 à 2050 selon les deux scénarios (Bas et Haut) avec une réduction des précipitations qui varieraient successivement entre 5 à 22 % pour 2020 et 2050.

Les impacts affecteront en priorité des secteurs sensibles, tels que les ressources en eau et l'agriculture. L'estimation des incidences dues aux changements climatiques, en matière de ressources en eau, est de l'ordre de 1,0 milliard de m³ à l'horizon 2020 dans le cas du scénario moyen et de 1,9 milliard de m³ dans le cas du scénario haut. En d'autres termes, le volume d'eau mobilisable est à la limite des besoins du pays dans le

cas du scénario moyen. Il est inférieur de 0,8 milliard m³ par rapport aux besoins du pays dans le cas du scénario haut. Le changement climatique constitue un facteur d'aggravation de risques naturels déjà connus en Algérie, parmi lesquels il est possible de citer la désertification, les sécheresses, la dégradation des oasis, les tempêtes et les inondations.

Chapitre II

Description de la zone d'étude

II.1. Introduction

Le présent chapitre donne une description générale du bassin versant de Cheliff ainsi que ses différents sous bassins étudiés afin de donner les indications géographiques et morphométriques, bases nécessaires à la future compréhension des mécanismes de cycle de l'eau. En effet, les reliefs d'un bassin versant reliées à la lithologie et l'état de sa surface renseignent sur le type de réponse hydrologique du bassin. Les principales caractéristiques morphométriques d'un bassin versant constituent l'élément déterminant dans les systèmes de l'écoulement superficiel.

Aussi, le réseau hydrographique ainsi que la géologie et les principaux aquifères ont été abordés pour identifier et caractériser les ressources hydriques de cette région.

II.2. Présentation du bassin de Cheliff

Le grand bassin du Cheliff numéroté 01 selon la nomenclature adoptée par l'ANRH correspond à une cuvette intra montagneuse située au Nord de l'Algérie (figure II.1). Il est circonscrit à l'intérieur des chaînes de l'Atlas Tellien parallèlement au littoral méditerranéen. Il se situe entre les méridiens 0°12' et 3°87' Est et en latitude entre 33°91' et 36°58' Nord. Il couvre trois sous-régions, le Cheliff en amont de Boughzoul, le Haut et le Moyen Cheliff et le Bas Cheliff et la Mina. Occupant une superficie de 43750 km², il couvre 77 % de la surface totale du Bassin hydrographique Cheliff-Zahrez. Il est limité au Nord par la Méditerranée, au Sud par les hautes plaines, à l'Est par le bassin Algérois et à l'Ouest par le bassin Oranais.

Ce bassin est drainé par l'oued Cheliff qui le traverse sur une longueur de 750km avant qu'il ne se déverse dans la méditerranée à proximité de Mostaganem.

L'Oued Cheliff est une exception notable parmi les grands oueds Nord-africains ; c'est le seul qui draine une partie des hauts plateaux, et l'un de ceux qui possèdent le cours le plus long et le débit le plus élevé. Il doit ces caractères à la structure profonde des paysages qu'il traverse. Formé au départ par Nahr Ouassel et Nahr Touil, il prend sa source dans l'Atlas Saharien au Djebel Amour près d'Aflou, traverse sur une distance de plus de 700 Km les hauts plateaux puis la vallée du Cheliff pour se jeter dans la mer méditerranée à proximité de Mostaganem.

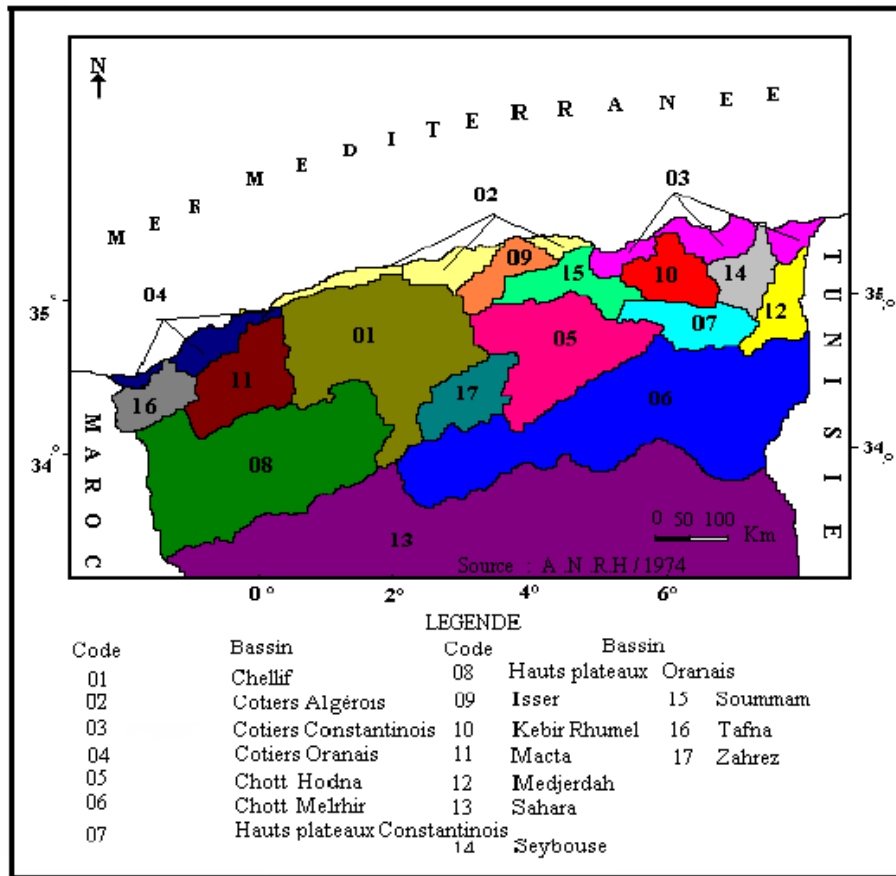


Figure II. 1: Carte des Bassins versants de l'Algérie et de la zone d'étude (MATE, 2010)

II.3. Caractéristiques morphométriques du bassin versant

L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant nécessite la connaissance des caractéristiques topographiques et morphologiques, telles que : la forme, le relief, la disposition du réseau hydrographique, la nature du sol et le couvert végétal.

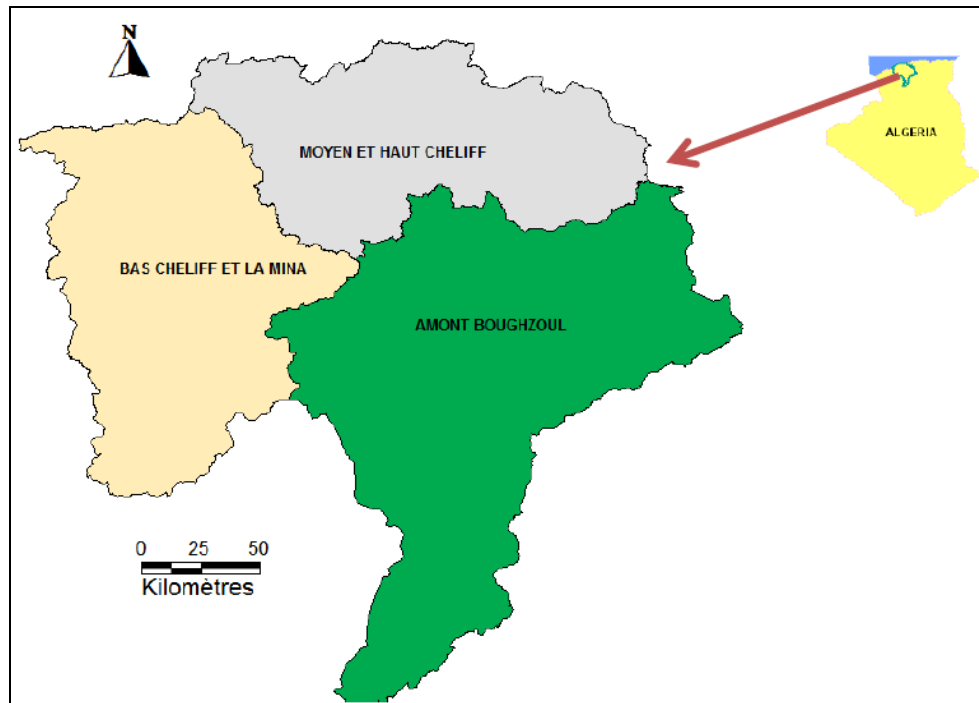


Figure II. 2: Carte des trois régions de la zone d'étude

La zone d'étude se compose selon les délimitations orohydrographiques, de 03 bassins comme illustrés dans la figure II 2. Leurs superficies varient de 10930 km² (Moyen et Haut Cheliff) à 13150 km² (Bas Cheliff et la Mina) et 19 990 km² (bassin Cheliff Amont Boughzoul). Ces trois grands bassins englobent plusieurs sous bassins (Figure II.3): Moyen et Haut Cheliff ; 11 sous bassins ; Bas Cheliff et la Mina ; 13 sous basins et l'amont Boughzoul ; 12 sous bassins.

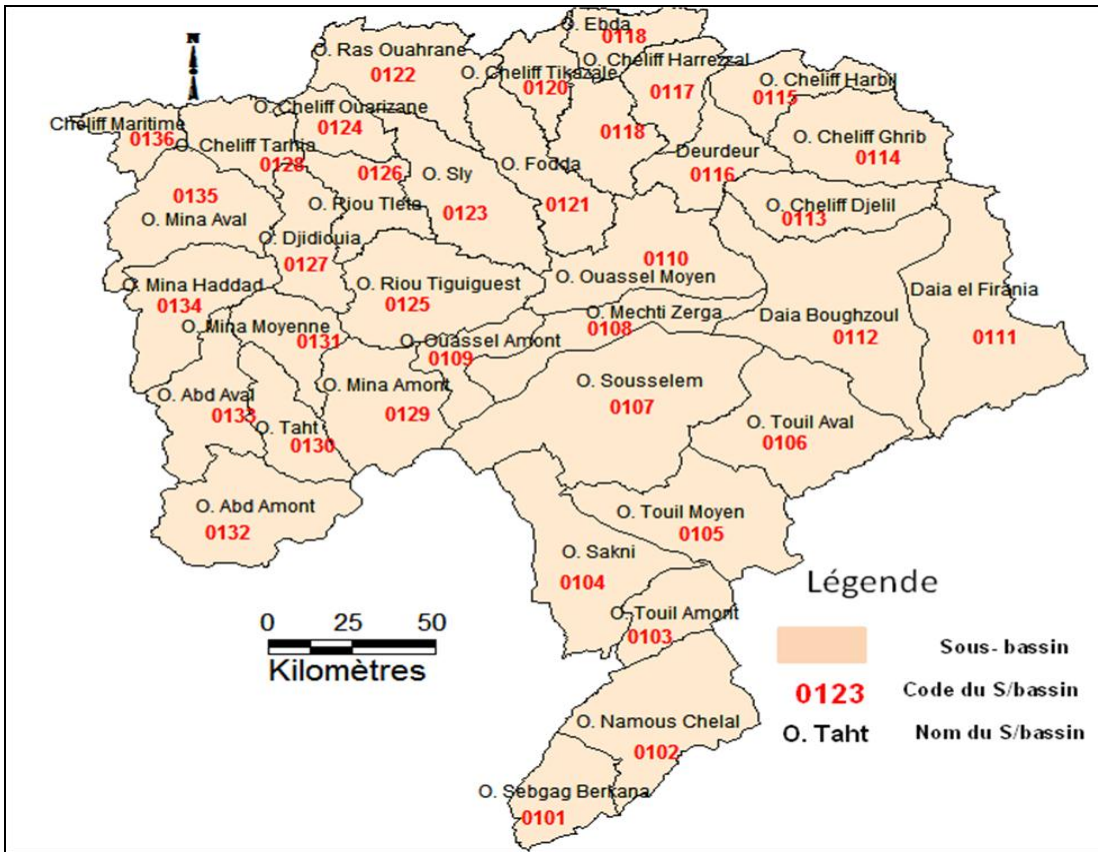


Figure II. 3: Carte des sous bassins de la zone d'étude

II.3.1. Paramètres géométriques

La superficie et le périmètre sont les paramètres les plus importants du bassin, ils sont obtenus par la technique de digitalisation (Tableau .II.1).

II.3.1.1. Paramètre de forme

La forme des bassins versants 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 (Kc) s'établit en comparant le périmètre stylisé du bassin (P) à celui d'un cercle qui aurait la même surface (A) : Soit :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{II. 1}$$

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

$K_G = 1 \Rightarrow$ bassin circulaire ; $1 < K_G < 1.12 \Rightarrow$ bassin compact ; $K_G > 1.12 \Rightarrow$ bassin allongé.

Les valeurs de l'indice de compacité obtenues pour les sous bassins sont très proches, elles traduisent une forme assez allongée des sous bassins avec des valeurs de K_G qui varient de 1.93 à Oued Mechti Zerga et 1.32 à Oued Cheliff Ghrib et Oued Mina amont.

II.3.1.2. Rectangle équivalent

Le bassin versant rectangulaire résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve les mêmes paramètres de forme et donc 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_G 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 2 et 3 :

$$L_r = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \quad \text{II. 2}$$

$$l_r = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \quad \text{II. 3}$$

L_r : Longueur du rectangle équivalent (Km) ; l_r : Largeur du rectangle équivalent (Km).

Les résultats des principales caractéristiques de ces sous-bassins figurent dans le tableau II.1.

La comparaison des longueurs et des largeurs des rectangles équivalents ($L_r > 5 l_r$, pour la majorité des sous-bassins) confirme l'allongement des sous bassins. La région d'étude présente, dans l'ensemble, des formes allongées à assez allongées favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement mais où le relief sera déterminant.

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

Basin	Code sous-bassin	Sous-bassins	Superficie (Km ²)	Périmètre (Km)	Indice de compacité K _G	Rectangle équivalent	
						Longueur (Km)	Largeur (Km)
Moyen et Haut Cheliff	0113	Oued Cheliff Djellil	1012.66	171.43	1.51	71.56	14.15
	0114	Oued Cheliff Ghrib	1378.63	175.67	1.32	67.37	20.46
	0115	Oued Cheliff Harbil	780.17	165.34	1.66	71.80	10.87
	0116	Oued Deurdeur	850.95	179.27	1.72	78.84	10.79
	0117	Oued Cheliff Harrezal	756.70	142.46	1.45	58.24	12.99
	0118	Oued Ebda	661.45	139.10	1.51	58.18	11.37
	0119	Oued Rouina Zeddine	891.46	164.97	1.55	69.69	12.79
	0120	Oued Cheliff Tikazel	587.69	151.33	1.75	66.88	8.79
	0121	Oued Fodda	1161.32	212.75	1.75	94.02	12.35
	0122	Oued Ras Ouahrane	1438.45	224.52	1.66	97.51	14.75
	0123	Oued Sly	1404.07	225.00	1.68	98.20	14.30
Bas Cheliff et la Mina	0124	Oued Cheliff Ouarizane	574.76	119.70	1.40	47.83	12.02
	0125	Oued Tiguiguest	1617.56	197.10	1.37	77.74	20.81
	0126	Oued Rhiou Tleta	786.90	178.00	1.78	79.04	9.96
	0127	Oued Djiouia	839.53	163.36	1.58	69.62	12.06
	0128	Oued Cheliff Tarhia	771.70	147.70	1.49	61.25	12.60
	0129	Oued Mina amont	1327.31	171.90	1.32	65.77	20.18
	0130	Oued Taht	772.00	147.77	1.49	61.29	12.60
	0131	Oued Mina moyenne	750.20	149.10	1.52	62.56	11.99
	0132	Oued Abd amont	1498.79	194.30	1.41	77.91	19.24
	0133	Oued Abd aval	1068.89	198.08	1.70	86.71	12.33
	0134	Oued Mina hadda	1250.98	193.00	1.53	81.07	15.43

	0135	Oued Mina aval	1434.00	202.30	1.50	84.10	17.05
	0136	Cheliff maritime	494.80	122.20	1.54	51.49	9.61
Cheliff à l'amont de Boughzoul	0101	Oued Sebgag Berkana	791.00	139.50	1.39	55.50	14.25
	0102	Oued Namous Chelal	1831.00	216.00	1.41	86.94	21.06
	0103	Oued Touil Amont	720.90	125.90	1.31	47.90	15.05
	0104	Oued Sakni	1675.18	245.16	1.68	106.91	15.67
	0105	Oued Touil Moyen	1667.00	218.10	1.50	90.66	18.39
	0106	Oued Touil aval	1797.00	204.70	1.35	79.84	22.51
	0107	Oued Sousselem	3005.10	284.20	1.45	116.25	25.85
	0108	Oued Mechti Zerga	1074.00	226.00	1.93	102.52	10.48
	0109	Oued Ouassel amont	639.30	158.30	1.75	70.02	9.13
	0110	Oued Ouassel moyen	1638.00	239.10	1.65	103.76	15.79
	0111	Dait El Firania	2366.23	279.84	1.61	120.24	19.68
0112	Diaa Boughouzoul	2817.97	340.47	1.80	151.65	18.58	

II.3.2. Etude de relief

La zone d'étude est caractérisée par l'hétérogénéité des grandes unités naturelles. La diversité géologique du bassin du Cheliff, notamment dans sa partie Nord, rend une telle étude assez délicate. C'est pourquoi nous nous limiterons à quelques caractéristiques morphométriques susceptibles d'identifier les bassins à travers leurs diverses unités et de comparer ces paramètres entre eux, sans pour autant prétendre en tirer des conclusions exhaustives (figure II.4).

- **Les reliefs littoraux** sont formés par les collines d'altitude moyenne qui s'échelonne entre 300 à 600 m, les crêtes atteignent 800 m. Dans leur ensemble, les massifs forment une longue chaîne dont les altitudes les plus importantes se trouvent à l'est où se succèdent les sommets des deux monts du Zaccar (1580m, 1527m) et le Djebel Bou Mad qui culmine à 1417m.
- **Les plaines et les bassins intérieurs** sont distants de la mer de 20 à 70 km. Les altitudes s'échelonnent entre 250 et 300 mètres dans le bassin du Haut

- Cheliff, entre 150 et 200 mètres d'altitude dans le bassin du moyen Cheliff et entre 60 et 150 mètres d'altitude dans le bassin du Bas Cheliff.
- **Les montagnes et plateaux** sont formées d'une bande de reliefs qui s'étend de la méditerranée au Nord et les hauts plateaux au Sud. Les régions montagneuses présentent deux aspects différents avec des chaînes plissées plus ou moins parallèles au littoral. Les chaînes de montagnes ont une assez forte diversité morphologique et présentent une série d'altitudes qui varient entre 700 et 1200 mètres et peuvent atteindre 1983 mètres au niveau du sommet culminant de Kef Sidi-Ammar.

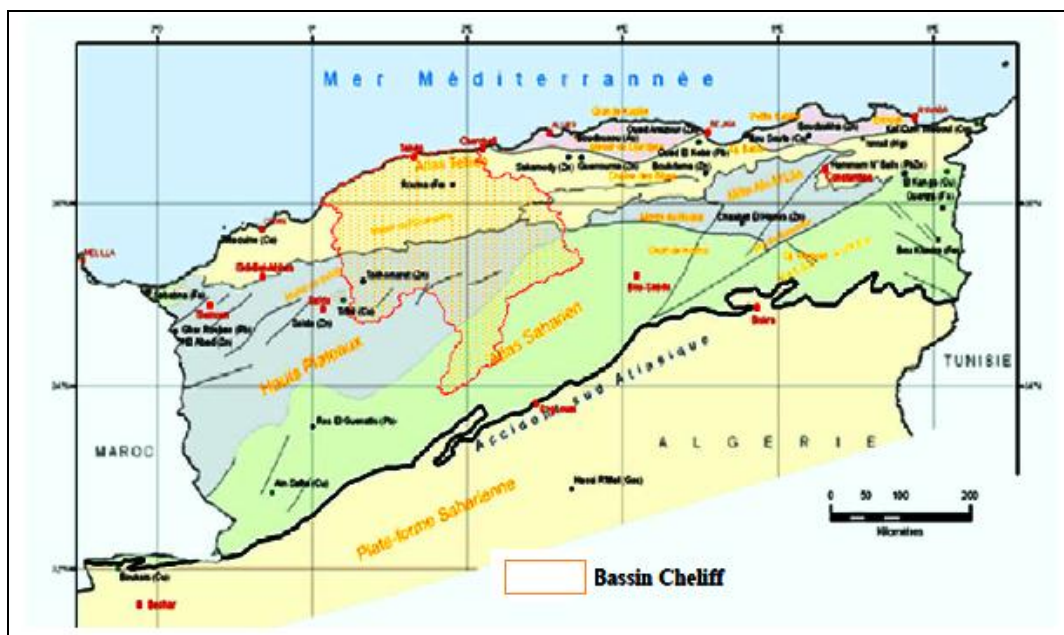


Figure II. 4: Carte de localisation des grands ensembles du Nord de l'Algérie (MATE, 2010)

- **Les plateaux telliens** correspondent à une large plate-forme formée de hautes plaines qui culminent entre 800 et 1 200 m d'altitude. Ils sont développés au sud du haut bassin de la Mina jusqu'aux frontières marocaines. Ils s'inclinent vers les Hautes Steppes.
- **Les Hautes Plainnes** sont représentés par le plateau de Sersou qui est l'unique région tellienne des Hautes Plainnes. Elle est circonscrite par la cuvette de Tissemsilt au Nord de l'oued, le Nahr- Ouassel et le plateau du Sersou au Sud du même oued.

Paramètres de relief

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

a. Altitude

L'altitude minimale varie entre 0 m (Cheliff maritime), 50 m (Oued Cheliff Tarhia et Oued Mina aval) et 1100 m (Oued Sebgag Berkana).

L'altitude maximale varie dans le bassin du Moyen et Haut Cheliff entre 1300 m (Oued Cheliff Harbil) et 1800 m (Oued Cheliff Djellil, Oued Deurdeur et Oued Fodda), tandis que dans le bassin du Bas Cheliff et la Mina, elle s'échelonne entre 700 m (Cheliff maritime) et 1400 m (Oued Abd amont). Pour les sous bassins des hautes plaines (amont Boughzoul), les altitudes sont globalement élevées, elles varient entre 1200 m (Oued Mechti Zerga) et 1700 m (Oued Sebgag Berkana, Oued Namous Chelal et Oued Ouassel moyen) Tableau II.2.

En général, dans les sous bassins, les valeurs traduisent bien l'importance du caractère plaine qui correspond aux vallées qui jouxtent l'oued Cheliff et ses affluents. Par contre, dans les sous bassins des hautes plaines, l'importance du volume montagneux est bien marquée, ce caractère favorise le ruissellement.

b. Indices de pente

- 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 $H_{5\%}$ – $H_{95\%}$.

$$I_g = \frac{D}{L_r} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_r} \quad \text{II. 4}$$

- La dénivelée spécifique (D_s) est déterminée par la relation:

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A} = \frac{D}{L_r} \cdot \sqrt{A} = D \cdot \sqrt{\frac{I}{L_r}} \quad \text{II. 5}$$

Pour permettre une comparaison des bassins entre eux, on détermine la dénivelée spécifique qui sert de base à la classification proposée par l'ORSTOM avec :

Ds<10m	Classe R1	Relief très faible
10<Ds<25	Classe R2	Relief faible
25<Ds<50	Classe R3	Relief assez faible
50<Ds<100	Classe R4	Relief modéré
100<Ds<250	Classe R5	Relief assez fort
250<Ds<500	Classe R6	Relief fort
Ds>500	Classe R7	Relief très fort

Les résultats des calculs apparaissent dans le tableau II.2 ci-dessous.

Ces résultats permettent de montrer que les plus fortes valeurs de l'indice de pente globale (Ig) et de la dénivelée spécifique (Ds) concernent les sous bassins situés dans le bassin du Moyen et Haut Cheliff ainsi que le Bas Cheliff et la mina (relief fort). Ces valeurs traduisent bien d'ailleurs l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief dans ces secteurs.

Les valeurs les plus faibles de l'indice de pente global (Ig), relief modéré, correspondent aux bassins situés à l'Amont de Boughezoul; les sous bassins dont la catégorie du relief est assez forte est à lier à la massivité des reliefs calcaires que l'on rencontre dans ces secteurs.

On constate, aussi, que l'ensemble de la région étudiée se range dans la classe du relief modéré, à cause vraisemblablement de l'influence de la surface, ce qui se traduit par l'atténuation du relief d'ensemble. Dans le même sens, et du fait que ce genre de classement comparatif s'applique mieux à des bassins de petite taille, l'importance relative de la surface des bassins étudiés «égalise » en quelque sorte le relief, d'où les faibles différences entre les classes du relief trouvées.

Cette courte analyse a permis de relever les nuances morphométriques existant entre les unités de la région d'étude. Cependant le bassin du Moyen et Haut Cheliff et le bassin du Bas Cheliff et la Mina, montrent des caractères morphométriques assez particuliers. En prenant pour seul critère cette classification, l'ensemble favorisera plutôt le ruissellement superficiel au détriment de l'infiltration des eaux.

Tableau II. 2: Indices des pentes et classes de relief des sous- bassins.

Bassin	Code sous-bassin	Altitude maximale (m)	Altitude minimale (m)	Indice de pente global I_g (m/km)	Dénivelé spécifique D_s (m)	Classe de relief
Moyen et Haut Cheliff	113	1800	600	18.22	579.77	Relief très fort
	114	1600	500	17.86	663.00	Relief très fort
	115	1300	300	15.37	429.41	Relief fort
	116	1800	300	20.29	591.92	Relief très fort
	117	1600	300	24.04	661.36	Relief très fort
	118	1500	200	24.07	619.12	Relief très fort
	119	1700	200	22.96	685.52	Relief très fort
	120	1100	200	13.45	326.17	Relief fort
	121	1800	200	18.08	616.13	Relief très fort
	122	1100	100	11.28	427.94	Relief fort
	123	1700	100	17.31	648.64	Relief très fort
Bas Cheliff et la Mina	124	1000	75	20.91	501.22	Relief très fort
	125	1300	300	14.15	569.15	Relief très fort
	126	1300	75	16.45	461.39	Relief fort
	127	1000	200	12.93	374.57	Relief fort
	128	800	50	9.80	272.30	Relief fort
	129	1300	600	12.19	444.14	Relief fort
	130	1300	600	13.06	362.82	Relief fort
	131	1300	300	17.58	481.53	Relief fort
	132	1400	800	9.02	349.39	Relief fort
	133	1300	300	12.69	414.90	Relief fort
	134	1200	100	14.80	523.46	Relief très fort
	135	900	50	10.70	405.06	Relief fort

	136	700	0	11.67	259.69	Relief fort
Cheliff à l'amont de Boughzoul	101	1700	1100	7.21	202.65	Relief assez fort
	102	1700	900	5.75	246.09	Relief assez fort
	103	1300	800	6.26	168.09	Relief assez fort
	104	1500	800	3.74	153.09	Relief assez fort
	105	1400	700	4.41	180.23	Relief assez fort
	106	1300	600	6.26	265.52	Relief fort
	107	1500	600	6.02	330.06	Relief fort
	108	1200	600	3.90	127.87	Relief assez fort
	109	1300	800	4.28	108.24	Relief assez fort
	110	1700	700	4.82	195.11	Relief assez fort
	111	1500	600	4.16	202.20	Relief assez fort
	112	1600	600	3.96	210.24	Relief assez fort

II.3.3. Etude du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est constitué par un chevelu dense représenté en majorité de cours d'eaux temporaires (tableau II. 3).

L'Oued Cheliff qui résulte de la jonction de deux grands cours d'eau : l'oued Touil et Nahr Ouassel est parmi les grands Oueds Nord-Africains ; c'est le seul qui possède le cours le plus long et le débit le plus élevé. L'oued Touil prend sa source dans l'Atlas saharien, près d'Aflou dans les monts de Djebel Ammour, avec une orientation SW-NE jusqu'à Chahbounia à Médéa pour confluer avec l'oued Nahr Ouassel qui coule en oblique vers le Nord-Est.

L'Oued Cheliff résultant de la jonction de ces deux grands cours d'eau, prend d'abord une direction Sud-Nord et franchit la chaîne de Médea (Boughari). Ensuite, suivant une orientation SE-NW, il traverse le massif de Gantass, et enfin il coule en oblique d'Est en Ouest, jusqu'à son embouchure vers la mer méditerranée à Mostaganem. Sur la majeure partie de son cours d'eau, l'Oued Cheliff serpente au fond d'une vallée parallèle à la mer bordée au Sud par le massif des Ouarsenis et au Nord par la chaîne côtière des monts du Dahra et du Zaccar.

De Boughzoul à l'embouchure du Cheliff, la distance en ligne droite est d'environ 250 km et la dénivellation à peu près 625 m. Durant tout ce parcours, l'Oued Cheliff ne reçoit pas d'affluents importants sur sa rive droite sauf l'Oued Ebda et l'Oued Ras Ouahrane, mais sur sa rive gauche, il collecte les eaux de l'Oued Deurdeur, Harreza, Rouina Zeddine, Fodda, Sly, Rhiou, Djediouia et l'affluent important plus à l'Ouest : l'Oued Mina qui suit une direction Sud-Nord.

Globalement, la disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des éléments structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques, particulièrement du Quaternaire. Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les terrains et se modifie avec l'évolution de la tectonique. Les longueurs des Oueds permanents et temporaires par bassin sont mentionnées dans le tableau II.3.

II.3.3.1. Paramètre hydrographique

- **Densité de drainage** est définie comme le rapport de la longueur totale des cours d'eau de tout ordre, à la surface du bassin (formule 6).

$$D_d = \frac{\sum li}{A} \quad \text{II. 6}$$

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 permanent et temporaire

$$D_{dp} = \frac{\sum li_p}{A} \quad \text{II. 7} \quad D_{dt} = \frac{\sum li_t}{A} \quad \text{II. 8}$$

Li_p : longueurs des Oueds permanents, Li_t : longueurs des Oueds temporaires

La densité de drainage permanent (D_{dp}) fait mieux ressortir, les variations de l'écoulement à l'échelle du bassin. En effet, les valeurs de D_{dp} varient considérablement d'un bassin à l'autre et sont étroitement dépendantes de deux facteurs principaux : la lithologie et l'abondance des précipitations.

Ces valeurs sont faibles dans la région des hautes plaines : les sous bassins à l'amont du barrage Boughzoul, même si l'on enregistre des valeurs relativement élevées pour : Oued Mechti Zerga (32%), Oued Ouassel Amont (35%) et Oued Ouassel Moyen (34%).

Le rôle de la lithologie apparaît plus clairement dans les sous bassins de l'Oued Touil aval, Oued Touil Moyen et Oued Skani. La densité de drainage permanent reste en moyenne assez faible dans le bassin Cheliff à l'amont du barrage de Boughzoul. Elle est, par contre, relativement élevée dans le bassin du Moyen et Haut Cheliff (sous bassin Oued Deurdeur ; 35%, Oued Fodda ; 39%, Oued Sly ; 46%). La même observation peut être formulée dans le bassin du Bas Cheliff et la Mina (Oued Tiguiguest ; 51% et Oued Cheliff Tarhia ; 64%) où se conjugue une forte abondance pluviométrique et une faible perméabilité des affleurements géologiques.

Les valeurs de la densité de drainage permanent enregistrées aux sous bassin de la rive gauche de l'Oued Cheliff sont nettement supérieures à celles des sous bassins de la rive droite (Oued Sly ; 46%, Oued Ras Ouhrane 15%). Contrairement, aux valeurs de la Ddp, les valeurs de la densité de drainage temporaire (Ddt) confirment les nuances régionales soulignées en fonction des conditions pluviométriques et lithologiques propres aux bassins considérés.

Tableau II. 3: Densité de drainage des sous- bassins.

Basin	Code S/bassin	Lp (Km)	Lt (Km)	L (Km)	Ddp	Ddt	Dd	Ddp/Dd (%)	Ddt/Dd (%)
Moyen et Haut Cheliff	113	166.56	439.1	605.66	0.16	0.43	0.6	28	72
	114	196.6	598.17	794.77	0.14	0.43	0.58	25	75
	115	72.16	326.03	398.19	0.09	0.42	0.51	18	82
	116	176.24	328.98	505.22	0.21	0.39	0.59	35	65
	117	107.45	251.62	359.07	0.14	0.33	0.47	30	70
	118	74.6	392.84	467.44	0.11	0.59	0.71	16	84
	119	177.73	575.18	752.91	0.2	0.65	0.84	24	76
	120	55.23	345.41	400.64	0.09	0.59	0.68	14	86
	121	418.89	656.82	1075.71	0.36	0.57	0.93	39	61
	122	171.76	988.26	1160.02	0.12	0.69	0.81	15	85
Bas Cheliff et la Mina	123	563.64	669.79	1233.43	0.4	0.48	0.88	46	54
	124	118.95	298.25	417.2	0.21	0.52	0.73	29	71
	125	545.87	527.04	1072.91	0.34	0.33	0.66	51	49
	126	276.55	442.13	718.68	0.35	0.56	0.91	38	62
	127	254.21	358.92	613.13	0.3	0.43	0.73	41	59

	128	316.45	180.28	496.73	0.41	0.23	0.64	64	36
	129	262.61	535.09	797.7	0.2	0.4	0.6	33	67
	130	57.86	393.1	450.96	0.07	0.51	0.58	13	87
	131	185.83	365.33	551.16	0.25	0.49	0.73	34	66
	132	27.97	576.2	604.17	0.02	0.38	0.4	5	95
	133	124.32	753.67	877.99	0.12	0.71	0.82	14	86
	134	287.44	723.37	1010.81	0.23	0.58	0.81	28	72
	135	171.41	535.43	706.84	0.12	0.37	0.49	24	76
	136	87.49	104.69	192.18	0.18	0.21	0.39	46	54
Cheliff à l'amont de Boughzoul	101	114	428	542	0.14	0.54	0.69	21	79
	102	121	1274	1395	0.07	0.7	0.76	9	91
	103	38	502	540	0.05	0.7	0.75	7	93
	104	-	363	363	0	0.22	0.22	0	100
	105	-	641	641	0	0.38	0.38	0	100
	106	5	842	847	0	0.47	0.47	1	99
	107	233	1340	1573	0.08	0.45	0.52	15	85
	108	260	552	812	0.24	0.51	0.76	32	68
	109	113	208	321	0.18	0.33	0.5	35	65
	110	319	621	940	0.19	0.38	0.57	34	66
	111	100	702	802	0.04	0.3	0.34	12	88
112	165	922	1087	0.06	0.33	0.39	15	85	

Ainsi, aux plus faibles valeurs de Ddp correspondent les valeurs de Ddt les plus fortes ; sous bassin Oued Abd Amont (bassin du bas Cheliff et la Mina), sous bassin Oued Touil Aval (bassin Amont Boughzoul) et inversement, aux plus fortes valeurs de Ddp correspondent les valeurs de Ddt les plus faibles ; sous bassin Oued Cheliff Tarhia ; 36 %, Oued Tiguiques ; 49 % (bassin Aval Boughzoul).

Dans l'ensemble, la densité de drainage temporaire est nettement plus élevée dans les hautes plaines (Amont Boughzoul) où une bonne partie des drains est à sec la plupart du temps.

II.3.3.2. Profil en long

Les grands traits qui ressortent des profils en long relatifs au cours principal du Cheliff et de ses principaux affluents traduisent (figure II.5) :

- Une rupture de pente nettement marquée de l'Oued Cheliff à sa sortie du barrage Boughzoul (à Boghar).

- Une opposition entre la faible inclinaison des cours d'eau des hautes plaines (Nahr Ouassel : 1,76‰) et les fortes pentes des affluents prenant naissance dans les massifs montagneux du Tell (Oued Harbil au confluence de l'Oued Cheliff : 10,7‰, Oued Fodda au confluence du Cheliff : 11‰, Oued Sly au confluence du Cheliff : 20‰).

L'importante rupture de pente au niveau des gorges de Boughar joue un rôle important en raison de l'encaissement profond du lit de l'Oued pouvant traduire une augmentation de la vitesse de propagation des crues à l'aval du seuil rocheux (barrage Ghrib). Aussi, la représentation structurale du barrage de Boughzoul pourra contribuer à bloquer la remontée régressive de l'érosion (il joue le rôle d'un écrêteur de crues), ce qui aurait permis d'éviter le déchargement des hautes plaines, par opposition au domaine tellien intensément sectionné.

D'autre part, les accentuations de pentes le long de l'Oued Cheliff peuvent également engendrer, surtout à l'échelle des petits bassins, un accroissement rapide des vitesses d'écoulement.

Les resserrements relatifs à ce cours d'eau semblent, par ailleurs, favorables à des aménagements intéressants pour le stockage de l'eau.

La décroissance des pentes des affluents telliens se fait de façon irrégulière ; les pentes sont exceptionnellement élevées dans leur partie amont et auront une influence directe sur le renforcement des crues de l'Oued Cheliff, notamment au niveau de son cours inférieur.

Ainsi, les éléments qu'apportent les profils en long des cours d'eau ne font que renforcer les nuances relatives à la morphométrie du réseau hydrographique déjà relevées entre les grands secteurs du bassin du Cheliff.

En somme, le bassin Cheliff à l'aval du barrage de Boughzoul et, à un degré moindre, le bassin Cheliff à l'amont du barrage Boughzoul dans sa partie Nord (les sous bassins qui sont drainés par Nahr Ouassel) présentent les conditions les plus favorables au déclenchement de crues rapides : concentration relativement poussée du chevelu hydrographique, densité de drainage permanent élevée, pentes des thalwegs les plus fortes.

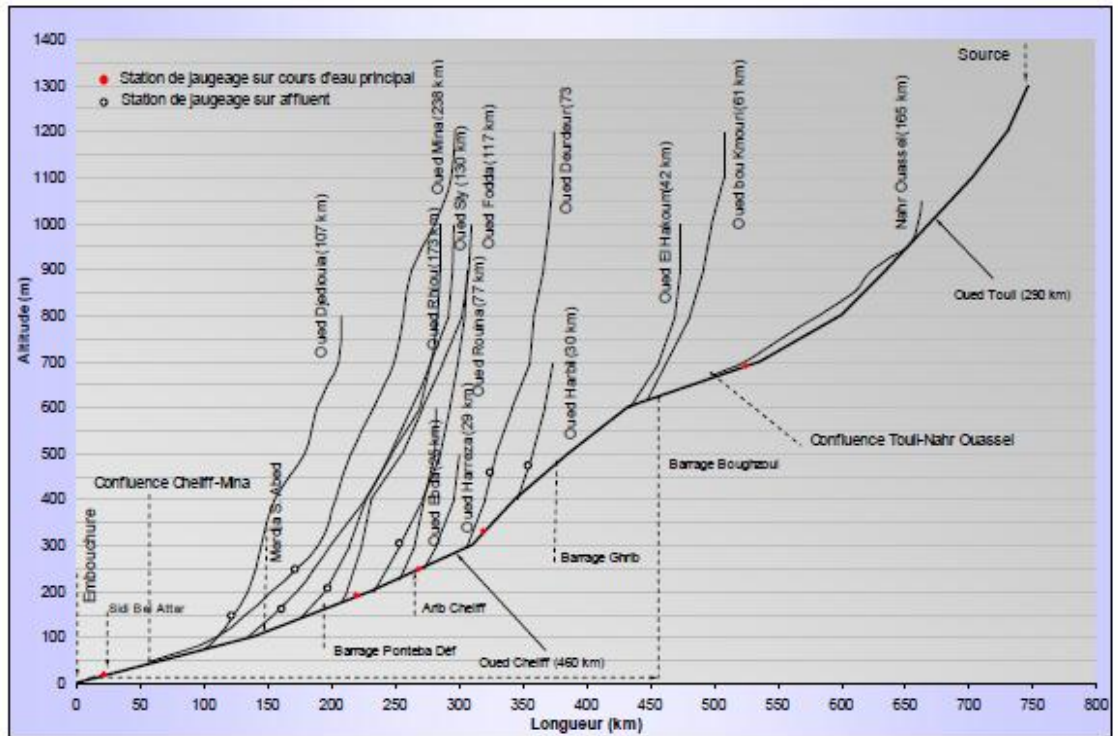


Figure II. 5: Profil en long de la zone d'étude (ABH-CZ).

Au vue de la disposition d'ensemble du réseau hydrographique, on retiendra trois caractères essentiels du Cheliff :

- Un Oued partagé entre deux grands domaines géographiques nettement différenciés, Hautes plaines et Tell.
- Un Oued décrit de coudes au niveau des seuils rocheux, plus particulièrement à Boghar (Médéa).
- Un Oued dont le chevelu est corrompu dans la partie méridionale du bassin.

II.3.4. Sol et végétation

II.3.4.1. Sols

Le bassin du Cheliff possède de grandes potentialités agricoles. Quatre périmètres d'irrigation couvrant 61500 ha, réalisés depuis les années trente (Moyen Cheliff mis en service en 1936, Bas Cheliff mis en service 1937, haut Cheliff 1937 et la Mina en 1941), expriment ce bassin à vocation agricole.

Les sols des bassins du Cheliff sont composés de cinq catégories selon la classification proposée par l'ANRH basée sur les propriétés physico-chimiques et les différents facteurs naturels (géomorphologie, topographie, ...) (P.D.A.R.E, 2011).

- **Les sols de la catégorie I** ne présentent pas de problèmes majeurs d'aménagements et sont à mettre en valeur prioritairement, ils sont aptes à toutes les cultures.
- **Les sols de la catégorie II** présentent des problèmes mineurs d'aménagement (épierrage ou assainissement de surface). Ces sols sont plus spécialement favorables aux cultures industrielles.

Tableau II. 4: Les superficies irrigables par région et par catégories de sols (hectare : ha)

Bassin	Catégories de sols					Sols irrigables (I+ II+ III) ha
	I	II	III	IV	V	
Haut et Moyen Cheliff	26851	24956	30156	140962	18913	81963
Bas Cheliff et la Mina	19886	7001	10700	10624	7667	37587
Cheliff à l'amont du Boughzoul	26273	32495	63603	235421	89175	122371

- **Les sols de la catégorie III** sont à réserver aux cultures en assolement et dont les problèmes d'aménagement essentiels sont le drainage, après la mise en irrigation et le dessalage.
- **Les sols de la catégorie IV** sont parfois salés ou hydromorphes avec une nappe à faible profondeur. Ils présentent des problèmes majeurs d'aménagement. L'aptitude culturale est souvent réduite aux cultures céréalières, fourragères et maraîchères. La mise en valeur en sec est conseillée.
- **Les sols de la catégorie V** correspondent aux sols inaptes à l'irrigation pour diverses raisons : présence de croûtes calcaires à faible profondeur, halomorphie, hydromorphie très prononcée et topographie défavorable.

Seuls les sols des catégories I, II et III sont considérés comme des sols irrigables.

D'après les études pédologiques réalisées par l'ANRH dans la région du Cheliff (tableau II.4), la superficie globale Irrigable est estimée à 241 921 ha.

II.3.4.2. Végétation

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention des bassins. La présence de végétation va jouer le rôle de « régulateur » dans le régime d'écoulement.

Le couvert végétal de la région d'étude offre une grande diversité spatiale qui est influencée par les types de sols et les écarts climatiques induits par la proximité du Sahara et la mer Méditerranée. Les bassins de la région d'étude sont en majeure partie affectés par un régime climatique semi-aride à aride qui déterminera la couverture végétale.

Au niveau des secteurs topographiquement déprimés, une prédominance des cultures céréalières et maraîchères est limitée aux affleurements miocènes, aux plaines et terrasses alluviales. Ces secteurs sont caractérisés par des pentes assez faibles (2% à 5%) et sont faiblement soumis à l'érosion et des zones des steppes qui se concentrent au Sud du bassin. Au niveau des parties amonts des bassins où les pentes sont relativement fortes (10% à 18%) les cultures sont instables essentiellement installées sur les marnes et les argiles. Ces formations constituent des sous basses fragiles et très favorables à l'érosion. Les régions les plus élevées sont dominées par le couvert forestier.

II.4. Géologie

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 ; Polveche, 1960 ; Thomas, 1985, Meghraoui, 1982, 1988 ; Achour, 1997, Remaoun, 2007 et bien d'autres.

Le bassin du Cheliff appartient aux bassins sédimentaires sub-littoraux allongés Est -Ouest et mis en place après la dernière phase alpine de tectonique tangentielle.

Au Nord, cette dépression est séparée de la mer par la chaîne tellienne septentrionale qui constitue le substratum de ce bassin. 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).

On distingue trois types de nappes (Mattauer, 1958)

La nappe A

La nappe A englobe des assises de Crétacé inférieur et moyen et de Miocène inférieur, elle affleure essentiellement dans la partie Sud du bassin et constitue une partie des monts de l'Ouarsenis. Les faciès sont des alternances de marno-gréseuses et Trias gypsifère.

La nappe B

Elle englobe des terrains marneux surtout formés de Crétacé supérieur (Sénonien) et de Tertiaire (Eocène, Oligocène et Miocène) ; ils reposent soit sur la nappe A, soit directement sur l'autochtone. Le faciès essentiellement flyshoïde à marneux renfermant des blocs de quartzite et de calcaire. Ces terrains couvrent une grande surface de part et d'autre du bassin du Cheliff.

La nappe C

Ce type de nappe repose sur tous les édifices des nappes antérieures, on les retrouve dans le Dahra et l'Ouarsenis occidental, l'étude des faciès provient du Tell septentrional, il s'agit de terrains Oligo-Miocène et Gréso-Micacés. Ses déplacements atteignent de ce fait 50 à 100 Km.

Après la dernière phase alpine de tectonique tangentielle que l'on situe au Miocène moyen, des bassins sédimentaires allongés d'Est en Ouest s'est mis en place. Parmi eux, le bassin du Chélif.

Depuis le Miocène moyen et suite à la tectonique, la région connaît une suite de phases tectonique avec la transgression de la mer du Miocène supérieur et du Pliocène.

L'érosion des reliefs environnants, la forte subsidence contrôlée par des failles et la tectonique en compression encore active ont permis le dépôt d'une sédimentation importante qui peut atteindre et dépasser des épaisseurs de 2500 m. Elle est essentiellement marine excepté pour la période allant du Pliocène supérieur à l'actuel, caractérisée par des dépôts continentaux.

Le remplissage post-nappes comporte un Miocène (Serravalier-Tortonien-Messénien), un Pliocène et un Quaternaire (figures II. 6, II.7 et II.8).

Le Miocène est subdivisé en deux grands ensembles:

- **Le Miocène inférieur** (Burdigalien) : Généralement transgressif sur les différents termes de la série stratigraphique est représenté par une série de marnes bleues. La transgression est bien soulignée par des niveaux de base très détritiques, de puissance et de faciès très variables. Ce faciès passe latéralement et verticalement à des grès marneux marins ou conglomérats marins ou continentaux. D'importants affleurements de Miocène inférieur apparaissent le long du massif de l'Ouarsenis et dans le Dahra.
- **Le Miocène supérieur** (Vindobonien): après les importants mouvements tectoniques qui sont succédé au dépôt du Miocène inférieur, l'Ouarsenis a une nouvelle fois été envahi par la mer Miocène. Mais celle-ci ne recouvre que la partie septentrionale de la région ; la partie méridionale resta émergée ; elle donna naissance à d'importantes formations détritiques qui se mêlèrent aux dépôts marins du bassin du Cheliff. Se caractérise par une transgression généralisée qui se termine par un épisode lagunaire. Il est subdivisé en quatre niveaux :
 - Les marnes bleues avec leur niveau généralement détritique.
 - Les calcaires à lithothamnium.
 - Les tripolis et marnes à tripolis.
 - Les gypses et les marnes gypseuses.

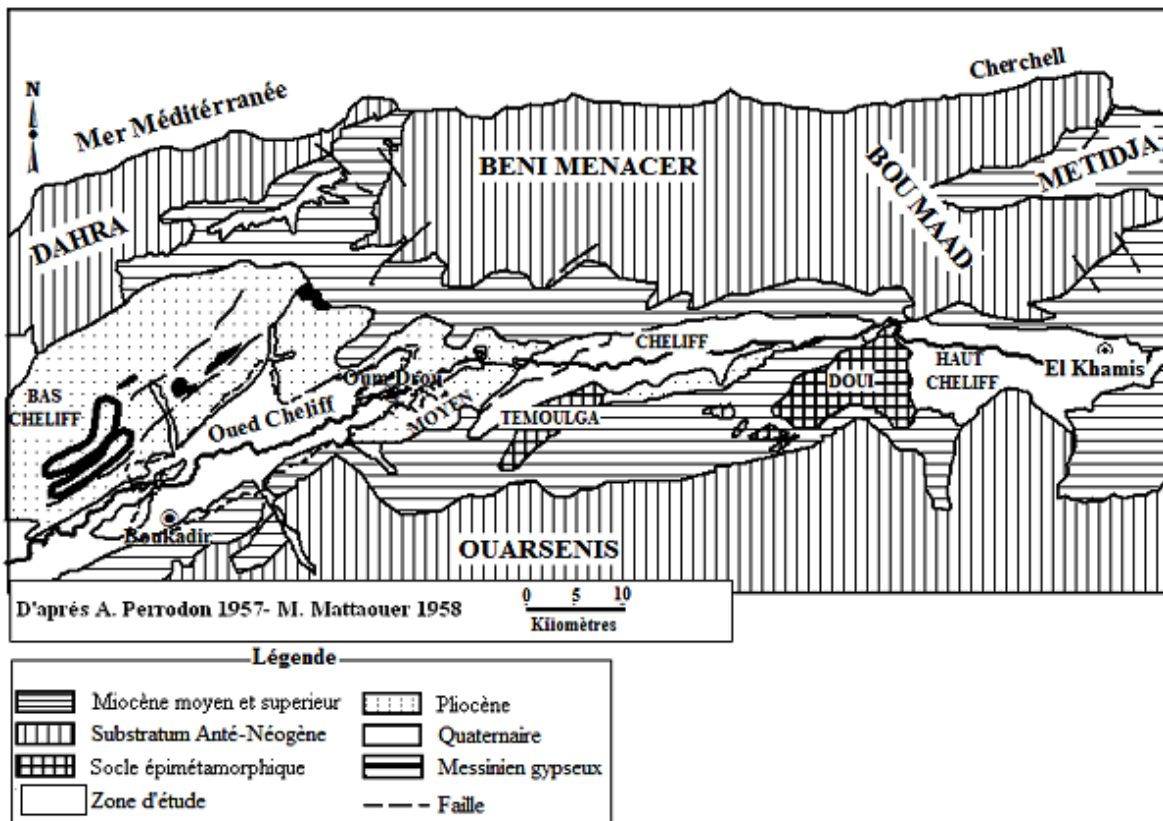


Figure II. 6: Esquisse géologique d'une partie de la région étudiée (Perrodon, 57 et Mattauer, 1958).

Le Pliocène se distingue par un Pliocène marin (Plaisancien- astien) et un Pliocène continental.

- **Le Pliocène inférieur** (Pliocène marin)
 1. **Le Plaisancien** comporte des marnes bleues qui se différencient difficilement des marnes bleues Miocènes. L'épaisseur de cette formation varie de 0 à plus de 700 m des bordures aux zones axiales du bassin.
 2. **L'Astien** : représenté par une série marine finement sableuse ou gréseuse. Cette série affleurent sur les plateaux du Dahra et plongent régulièrement sur les plaines. L'épaisseur moyenne de cet ensemble est d'une centaine de mètre et s'amincit régulièrement sur les bordures du bassin présentant localement des lentilles de marnes.
- **Le Pliocène supérieur** (Continentale -Villafranchien) est discordant. Il scelle les déformations antérieures. Un épisode compressif déforme les niveaux continentaux du Pliocène suivant des plis Est-Ouest. Au sud de

- Cheliff sur la bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le Quaternaire vient recouvrir directement les calcaires gréseux du Miocène supérieur.

Le Quaternaire : dans la bordure Sud-Tellienne et dans la dépression du Cheliff, les dépôts Quaternaires forment de notables flanc qui sont vaste.

- **Quaternaire ancien** : Le Quaternaire ancien est constitué par des alluvions grossières essentiellement conglomératiques, représentées par des galets, des graviers et des sables.
- **Quaternaire récent** : Généralement, le Quaternaire récent correspond à des alluvions dont le caractère essentiel est la prédominance des éléments fins (limons) dérivés principalement des marnes Miocènes, ces limons correspondent à d'anciennes vases asséchées. Le Quaternaire récent est composé d'horizons sablo - gréseux évoluant vers des niveaux à poudingues qui atteignent parfois 30 m d'épaisseur.

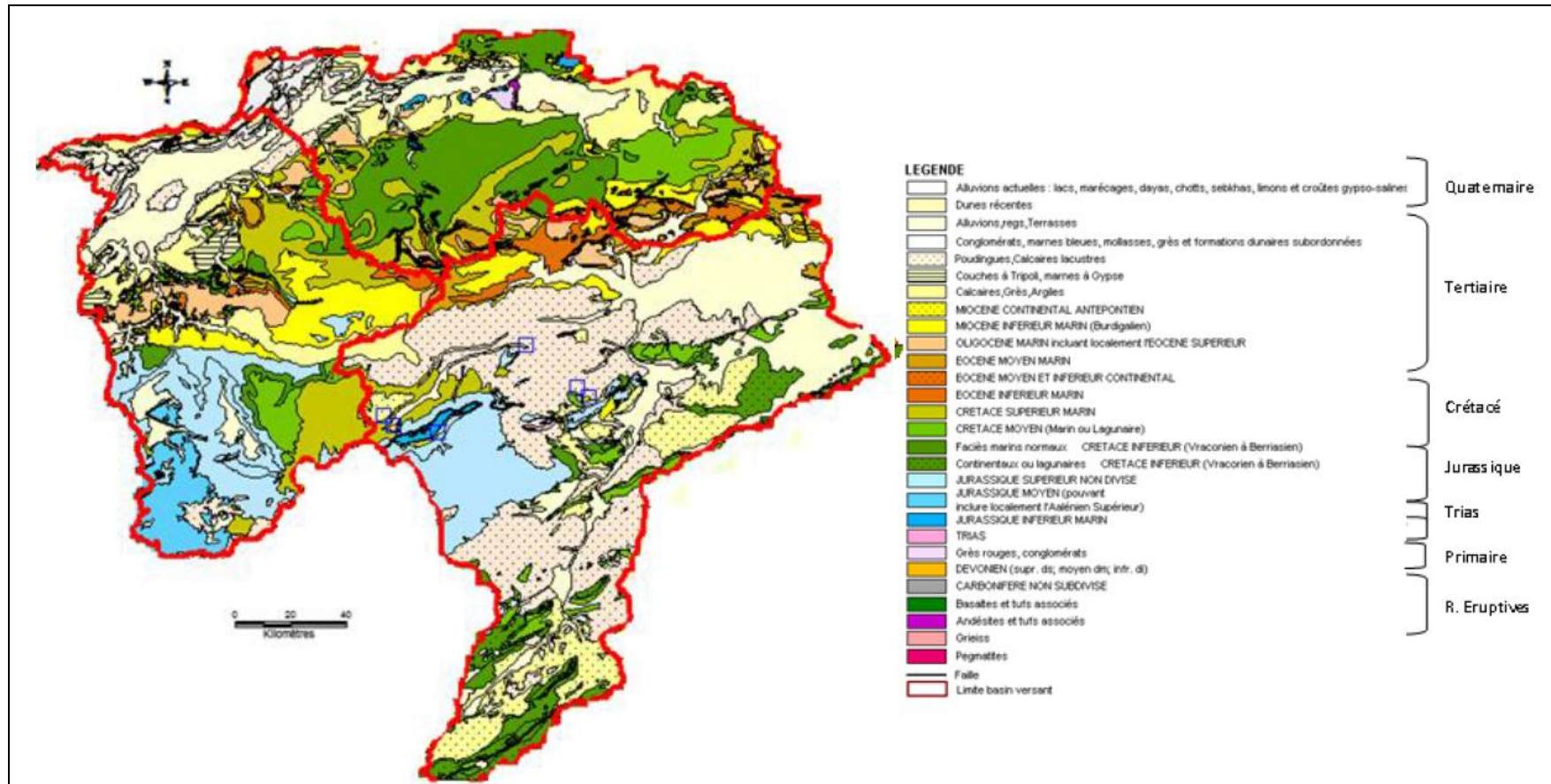


Figure II. 7: Carte géologique de la région d'étude (ABH-CZ)

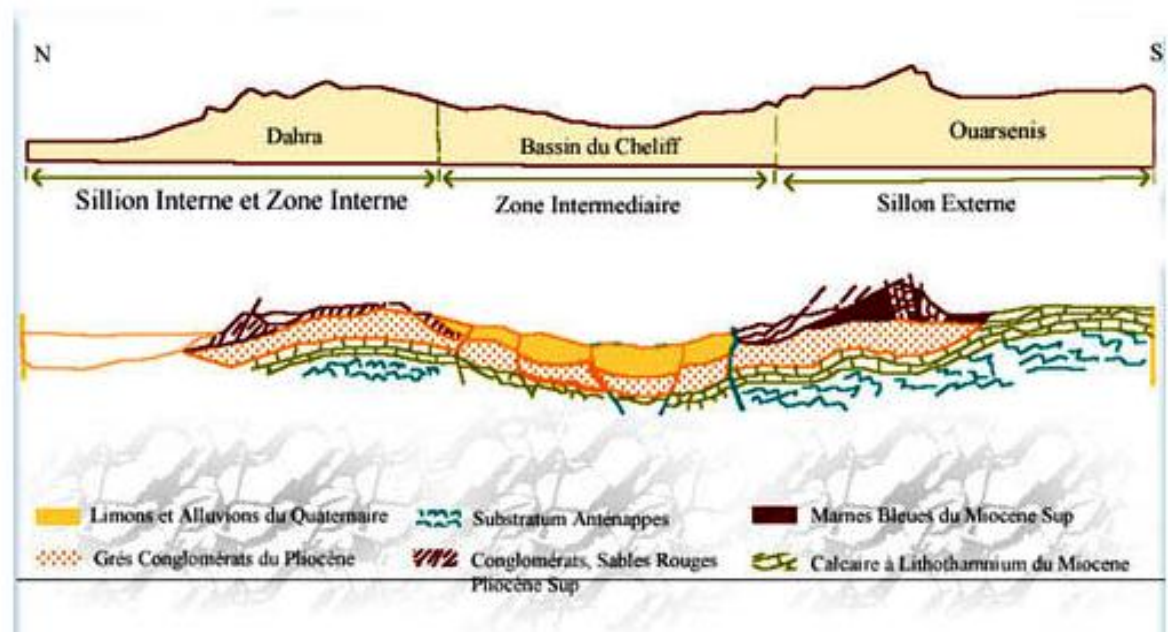


Figure II. 8: Structure du Tell - Centre Ouest- (Perrodon, 1957 ; Mattauer, 1958)

II.5. Hydrogéologie

La région d'étude se compose de deux zones bien distinctes (figure II. 8) :

- Au Nord, le sillon du Cheliff encadré par les deux chaînes telliennes (Monts du Dahra au Nord et le Massif de l'Ouarsenis au Sud).
- Au Sud, les hautes plaines entre l'Ouarsenis et l'Atlas Saharien.

De nombreuses formations géologiques contiennent des eaux souterraines, les plus anciennes sont attribuées au Jurassique et les plus récentes correspondent aux alluvions Quaternaires.

Dans la zone septentrionale du bassin, les deux chaînes telliennes présentent des ressources médiocres et non exploitables directement. Les niveaux perméables (calcaires et grès) sont généralement peu développés et encaissés dans de puissantes formations très peu perméables.

Le sillon de Cheliff est subdivisé en trois cuvettes (Haut, Moyen et Bas Cheliff), séparées par deux seuils : le seuil d'Ain Defla et le seuil d'Oum Drou.

Les formations aquifères ont une extension limitée. La lithologie permet de regrouper les formations géologiques de la manière suivante :

- 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 grossiers en profondeur)

II.5.1. Principaux aquifères

- 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. Toutefois l'extension limitée de ces massifs, la topographie et leur isolement au milieu de terrains peu perméables favoriseraient beaucoup le ruissellement.
- 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.
- 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.

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.

II.5.2. Identification des aquifères dans le bassin du Cheliff

Les différentes formations aquifères dans le bassin du Cheliff (ABH-CZ, 2004, 2007 et ANRH, 2004, 2009) illustrés dans la figure II. 9 sont :

1. Région de l'Oued Touil

L'Oued Touil est limité au Nord par la plaine d'Ain Oussara et le plateau du Sersou, à l'Ouest par le Djebel Naddor, à l'Est par la plaine du Zahrez et au Sud par Djebel Amour. Les principaux aquifères sont les alluvions quaternaires (sables, graviers et argiles), les calcaires massifs turoniens et les grès albiens. La ressource potentielle estimée par la méthode pluie/infiltration serait de 9,44 hm³/an (PDARE, 2009).

2. Plaine de Nahr Ouassel

La plaine est limitée au Nord par les formations marno-calcaires de Boughari, à l'Ouest par le plateau du Sersou, et au Sud par les calcaires d'Ain Oussara. Les principaux aquifères de cette région sont les alluvions Quaternaires, les grès Miocènes et Oligocènes, les calcaires Turoniens, les grès Albiens et les dolomies et grès Barrémiens. La ressource potentielle est estimée par la méthode pluie/infiltration à 23,54 hm³/an.

3. Plaine d'Ain Oussera

Au Nord, ces formations sont limitées par la plaine de Nahr-Ouassel, à l'Ouest par les alluvions de l'Oued Touil, à l'Est par la plaine de Relizane Chérage et enfin le Djebel Nador au Sud. La plaine d'Ain Oussera est recouverte sur toute sa surface par une croûte de dépôts calcaires Quaternaires et des alluvions sableuses récentes constituant un aquifère peu important exploité par des puits traditionnels. Les formations gréseuses Albiennes forment le principal aquifère de la région caractérisé par une importante productivité (10 à 90 l/s à partir de 20 mètres de profondeur). La ressource potentielle annuelle des grès Albiens est estimée à 17,17 hm³/an.

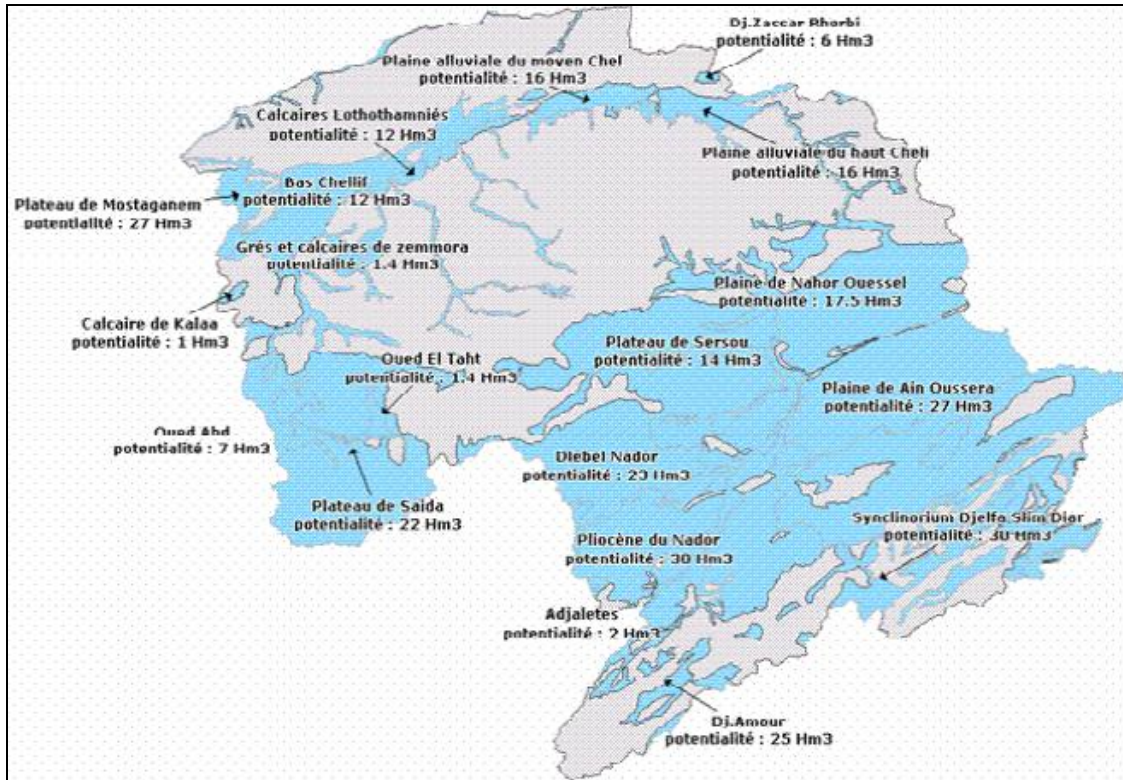


Figure II. 9: Potentialité de la région Cheliff- Zahrez (ABH-CZ)

4. Djebel Benhammad

Ce Djebel est limité au Nord par la plaine de Nahr Ouassel, à l'Est par les alluvions d'oued Touil, à l'Ouest et au Sud par le Djebel Nador. Les calcaires fissurés et les dolomies du Jurassique et du Crétacé constituent de bons aquifères. Des forages, captant ces formations à partir de 45 m de profondeur, ont donné des débits de 60 à 80 l/s. La ressource potentielle totale a été évaluée à 1,75 hm³/an.

5. Plateau Sersou

Le Plateau Sersou est limité au Nord par le Massif de l'Ouarsenis, à l'Ouest par l'Oued Nahr Ouassel et le versant Nord du Djebel Nador. C'est une vaste dépression orientée Ouest - Est dans laquelle plusieurs aquifères ont été mis en évidence. Sur tout le plateau, les dépôts grossiers du Plio-Quaternaire constituent un aquifère peu profond. Ces derniers peuvent atteindre 100 m d'épaisseur. Les grès du Miocène inférieur de faible perméabilité sont captés par de nombreux puits et forages dans la partie Nord du plateau. Ils alimentent une série de sources le long de la vallée de l'Oued Nahr Ouassel. La ressource potentielle a été évaluée à 12,69 hm³/an.

6. Plaine de Mouafkia

Cette plaine forme au Nord de Cheliff une dépression allongée dans la direction WSW-ENE sur 15 Km environ de long et un peu moins de 3 Km de large. Elle est limitée au Nord par l'anticlinal de Medjadjas et au Sud par une ligne de collines formées en majeure partie de couches villafranchiennes avec notamment des grés sableux ocre rouge. Sur le flanc Sud de l'anticlinal de Medjadjas affleurent des grés à ciment calcaire de couleur beige à roux, devenant vert à la base (Pradines, 1977). Les études effectuées dans la plaine de Mouafkia permettent de constater qu'elle renferme deux nappes superposées (Perrodon, 1957). Mais d'après les forages exécutés dans la zone (MCO5, MCO5 bis et MCO5 ter) en 1974, nous constatons la superposition de trois nappes (El meddahi, 2009) :

- ✓ La plus profonde est contenue dans les grés astiens du Pliocène inférieur (320 m de profondeur dont le toit est situé à 253m de profondeur,
- ✓ La seconde recoupée par le forage MCO5 bis qui capte les sables et grés du Villafranchien entre 100 et 216 m
- ✓ La troisième traversée par le forage MCO5 ter qui capte des alluvions grossières entre 40 à 81 m de profondeur.

7. Plaine de Cheliff

Le seuil de Ponteba qui sépare la plaine d'Oued Fodda en amont de la plaine de Cheliff est formée de marnes Miocènes en partie recouvertes par des grés et sables Mio – Pliocènes.

La nappe alluviale est profonde dans cette zone, elle est constituée de graviers situés entre 57 et 69 m. D'après le carottage électrique, elle contient de l'eau salée et sa teneur en sel serait d'environ 3 g/l. Les autres couches sont des alluvions grossières intercalées de couches plus argileuses. La nappe phréatique dans cette zone à une minéralisation d'environ 5 g/l.

Vers l'Oued Ras et au Nord du Chélif, les formations profondes correspondent aux alluvions grossières. Les eaux de la nappe sont peu salées par rapport à la nappe phréatique.

Les formations du Pliocène (Villafranchien et grés Astiens) sont particulièrement développées dans la zone synclinale du Nord et dans la région du N.W d'Ouled Farés

où les grés affleurent dans les premiers contreforts des monts du Dahra (Schrambach et Mostefa, 1966).

8. Plaine de Chlef – Boukadir

Cette partie de la plaine du Cheliff est comprise entre l'oued Taflout à l'Est, le Cheliff au Nord, les collines de Kherba à l'Ouest et les piedmonts des calcaires à lithothamnium au Sud. La plaine de Boukadir constitue l'extrémité Sud-Ouest du Moyen Cheliff occidental et communique avec le Bas-Cheliff par un étroit couloir entre les collines de Kherba et les calcaires à lithothamniées (D.E.M.R.H, 1972).

La plaine de Boukadir est très plate et très basse (altitude voisine de 75 m NGA). En fait, cette plaine a dû constituer depuis très longtemps un lac ou un marécage à l'extrémité aval du Moyen Cheliff occidental où se sont accumulés principalement des sédiments fins. Le phénomène s'accroît vers l'aval et au niveau des collines de Kherba, les terrains sont essentiellement argileux depuis le Cheliff jusqu'aux calcaires à lithothamniées.

II.6. Conclusion

La zone d'étude est caractérisée par l'hétérogénéité des grandes unités naturelles. La diversité géologique du bassin du Cheliff, notamment dans sa partie Nord, rend une telle étude assez délicate. La majorité des sous bassins ont la dominance du caractère plaine qui correspond aux vallées qui jouxtent l'Oued Cheliff et ses affluents. Par contre, dans les sous bassins des hautes plaines, l'importance du volume montagneux est bien marquée, ce caractère favorise le ruissellement.

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est constitué par un chevelu dense représenté en majorité de cours d'eaux temporaires.

Globalement, la disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques. Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les terrains et se modifie avec l'évolution de la tectonique.

La géologie de la région est assez complexe à l'image de celle du domaine tellien. Les terrains rencontrés vont de l'épi métamorphique que l'on rencontre au niveau des massifs centraux qui apparaissent au milieu de la plaine du Cheliff au Quaternaire récent qui comble les dépressions.

La diversité des affleurements permet de définir les principaux réservoirs aquifères qui correspondent :

- Aux calcaires parfois dolomitiques où les circulations sont favorisées par la fissuration ou l'érosion karstique, tels que les calcaires du Zaccar éminemment perméables (près du tiers des précipitations s'y infiltrent), de Rouina et de Temoulga.
- Aux calcaires à lithothamniées du Miocène supérieur.
- Aux grés plus ou moins perméables dans les plateaux du Sersou et de Mostaganem.
- Aux 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.
- Aux alluvions récentes du Quaternaire souvent argilo – limoneuses et peu favorables à l'infiltration.
- Aux alluvions grossières acheminées de certains secteurs du Haut, Moyen et Bas Cheliff.

Chapitre III

Caractérisation de la variabilité climatique

III.1. introduction

Ce chapitre décrit les démarches qui ont permis de détecter les tendances ou les fluctuations observées dans les séries météorologiques. Les alternances pluviométriques ont été analysées en s'appuyant sur les données annuelles et mensuelles des précipitations des stations pluviométriques représentatives qui possèdent de longues séries de mesures et appliquerons les outils d'analyses statistiques de séries chronologiques tels que la pente linéaire de Sen qui a été utilisée pour estimer l'ampleur des tendances, dont la signification statistique a été mesurée par le test Mann-Kendall (MK) et le test modifié de Mann-Kendall (MMK) après la vérification de la corrélation sérielle par le test de Wald-Wolfowitz, le test de Pettitt, le test de Buishand, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian ainsi que la segmentation du Hubert. D'autres outils, permettent également d'analyser la variabilité climatique, comme l'indice de déficit pluviométrique (indice de Nicholson).

III.2. Collecte des données, choix des stations, comblement des lacunes et homogénéisation des données climatiques

Si initialement un minimum de 30 années avait été défini pour couvrir la phase de réchauffement principal, il s'était cependant avéré nécessaire de disposer de suffisamment de données climatiques qui permettraient d'analyser des tendances avec un maximum de fiabilité.

Les données recueillies sont entachées d'erreurs, cette constatation impose une critique de ces données. Les lacunes dans les séries de précipitations mensuelles ont dû être comblées afin de les homogénéiser au mieux et de faciliter ensuite la détection d'éventuelles instationnarités.

Le nombre important de stations rendait quasiment impossible la possibilité de combler chaque lacune par les techniques de régression classiques telles que celles utilisées pour le comblement des données de débit. De plus, les erreurs accidentelles ou systématiques peuvent fortement influencer l'estimation des valeurs comblées.

La méthode de comblement proposée par Laborde (2000), qui permet de combler rapidement et simplement les lacunes avec la partie la plus fiable des données disponibles a été utilisée dans notre étude. De manière succincte, cette méthode consiste à évaluer les valeurs manquantes d'un tableau de données à partir d'Analyses en Composantes Principales (ACP) effectuées de manière itérative sur celui-ci. Le logiciel

HYDROLAB (Laborde et Mouhous, 1998) permet d'implémenter cette méthode de comblement des lacunes et de suivre l'évolution des estimations des valeurs manquantes en fonction du nombre d'itérations effectuées.

Les sous bassins du Cheliff sont équipés d'une cinquantaine de stations pluviométriques. La faible densité du nombre de stations dans quelques sous bassin de notre zone d'étude ne facilite pas l'interprétation de la variabilité d'un paramètre météorologique. Cependant, le Nord et le Nord Est de la zone étudiée sont assez bien représentés contrairement à l'Ouest et au Sud. A ce problème vient s'ajouter l'irrégularité des séries chronologiques, soit parce que la station a changé d'emplacement à un certain moment ou parce qu'elle a cessé de fonctionner pendant un certain temps. De ce fait, sur l'échantillon de 37 stations retenues, 21 seulement possèdent des données sur une période assez longue. Les données de certains postes ont été complétées avec des données corrigées. Les stations prises en compte sont celles qui présentent de longues séries d'observation et peu de lacunes.

Les données traitées sont les totaux annuels et mensuels des précipitations et des températures mensuelles obtenues auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) et de l'Office National de la Météorologie (ONM), (Tableau III.1). Par ailleurs, d'après l'historique des stations, il était impossible de sélectionner une période commune assez longue relative à toutes les stations pluviométriques couvrant le bassin du Cheliff.

Selon Musy (2003), chaque étude hydrologique nécessite une critique des données afin d'éliminer les données les plus suspectes. L'étude de l'homogénéité est une étape indispensable pour s'assurer la fiabilité de ces données (Bobée, 1978 et Brunet-Moret, 1977, 1979). Pour cela, nous avons testé l'homogénéité d'une série temporelle par la méthode du simple cumul (méthode absolue) et appliqué la méthode du double cumul qui a été proposée par Kohler (1949) et du cumul des résidus (Bois, 1971,1986).

III.3. Tests statistiques de détection des ruptures et tendances dans des séries climatiques

Une rupture peut-être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives déterminent les séries chronologiques étudiées.

Les séries pluviométriques se caractérisent fréquemment par des effectifs faibles, et ne répondent que rarement aux conditions requises pour l'application de tests

statistiques dont certains sont paramétriques. Les tests non paramétriques ne font pas d'hypothèse sur la nature de la distribution de probabilité de la variable définissant la série des observations.

Pour caractériser d'éventuelles fluctuations d'ordre climatiques dans le bassin du Cheliff, une analyse statistique de longues séries chronologiques de données thermométrique et pluviométriques a été réalisée en utilisant les logiciels KRONOSTAT, qui a été élaboré par l'IRD-Institut de recherche pour le développement (1998), Xlstat, Hyfran (Centre Eau-Terre et Environnement INRS-ETE, Québec) et le logiciel R.

Il est possible de mettre en évidence la non-stationnarité des séries pluviométriques survenue pendant les périodes d'observation et d'isoler les périodes d'anomalies pluviométriques. Pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, nous avons utilisé quelques méthodes statistiques largement employées dans les recherches de variabilité climatique.

Les procédures concernées sont : la méthode de la pente linéaire de Sen, la méthode de Mann-Kendall et Mann-Kendall modifié après la vérification de l'autocorrélation, les tests statistiques de Pettitt (1979), Buishand, la statistique de Lee Héghinian, la segmentation de Hubert (Lubes et al., 1994 et Hubert et al., 1989) ainsi que l'indice pluviométrique.

Le choix des méthodes retenues repose sur leur robustesse de leur fondement. Ces méthodes permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série. A l'exception de l'approche de Pettitt, « elles supposent un non changement de la variance de la série étudiée » (Lubés-Niel et al., 1998).

III.3.1. Indice de déficit de pluie (indice de Nicholson)

La méthode de l'indice pluviométrique permet de dégager les grandes tendances dans les séries chronologiques et de mieux visualiser les périodes déficitaires et excédentaires à l'échelle annuelle. Cet indice se définit comme une variable centrée réduite selon la formule :

$$I_{p=} = \frac{p - p^-}{\sigma} \quad \text{III.1}$$

Avec :

p : Pluviométrie de l'année ; p^- : Pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence ; σ : Ecart-type de la pluviométrie interannuelle sur la période de référence.

Après on calcule le cumul de déficit de pluie par :

$$Z_i = I_{pi-1} + I_{pi} \quad \text{III.2}$$

Où Z_i est le cumul de déficit de pluie,

I_{pi-1} est l'indice pluviométrique de l'année $i-1$

I_{pi} la valeur de l'indice pluviométrique de l'année i .

Cette approche permet de visualiser le point de changement dans une série chronologique.

III.3.2. Tests des tendances

Le test non paramétrique de Mann-Kendall (MK) a été utilisé pour déterminer les tendances monotones dans les séries hydrométéorologiques de distribution non normale (Hirsh et al., 1993; Yue et al., 2002; Hamed, 2008; Fiala et al., 2010; Ouarda et al., 2014). Ce test est basé sur les rangs (Helsel et Hirsch, 2002). La signification des tendances détectées a été obtenue à un niveau de signification de 5% et 10 %.

Avant la mise en œuvre des tests de détection de tendances, l'autocorrélation des séries à analyser a été vérifiée à l'aide du test non paramétrique de Wald-Wolfowitz (Wald et Wolfowitz 1943). Selon Hamed (2008), la présence d'autocorrélation dans les séries peut induire des tendances artificielles (tendances non déterministes). On obtient une bonne correspondance entre les résultats de l'analyse des tendances en utilisant la méthode de Mann-Kendall et l'estimateur de la pente médiane de Sen.

III.3.2.1. Estimateur de la pente médiane de Sen

Lorsque l'hypothèse d'aucune tendance est rejetée par le test de Mann-Kendall, la pente de Sen (Sen, 1968) est utilisée pour déterminer l'ampleur de la tendance linéaire. La pente est estimée pour N paires de données, Q , que:

$$Q_i = \frac{X_j - X_k}{J - k}, \text{ Pour } i = 1 \dots n \quad \text{III.3}$$

Où X_j et X_k sont les valeurs de données au moment j et k , respectivement, avec $j > k$. La médiane de ces valeurs de N estimations de la pente Q est l'estimateur de la pente de Sen.

III.3.2.2. Autocorrélation

Dans le cas de variables auto-corrélées, le test de Mann-Kendall doit être modifié pour prendre en compte l'effet de l'autocorrélation.

Il s'agit essentiellement d'ajuster la taille de l'échantillon pour prendre en compte le fait que toutes les observations ne sont plus indépendantes (Hamed & Rao, 1998 ; Yue et Wang, 2004 ; Renard ,2006 et Renard et al., 2006) Avant l'analyse des tendances, la structure de corrélation de données a été vérifiée par le test de Wald-Wolfowitz . L'approche pré-blanchiment a été adoptée pour calculer la corrélation sérielle et sa suppression. Le pré-blanchiment est exprimé par:

$$Y_{p_t} = Y_{t+1} - rY_t \quad \text{III.4}$$

Où Y_{p_t} est la valeur de la série de temps pré-blanchi, Y_t est la valeur d'origine de la série de temps pour l'intervalle de temps t , et r est l'estimation coefficient de corrélation de série.

Dans cette étude, le pré-blanchiment a été appliqué quand une dépendance de série a été jugée significative au niveau de 5%. La plupart des variables étudiées n'a pas montré la corrélation sérielle significative à l'exception de la série de précipitations annuelles moyennes de quelques stations comme O. Sly par exemple. Avant d'appliquer le test de tendance, le pré-blanchiment a été appliqué pour éliminer la corrélation sérielle de ces séries chronologiques.

III.3.2.3. Test de Mann-Kendall

Le test de tendance de Mann-Kendall (Mann, 1945 et Kendall, 1975) permet de tester la stabilité de la moyenne et de la variance des séries hydrométéorologiques sur une période donnée.

Ce test non paramétrique basé sur le rang, est utilisé pour détecter d'éventuelles tendances dans les séries et de mesurer le degré de signification de cette tendance. Soit (X_1, \dots, X_n) un échantillon de valeurs indépendantes issu d'une variable aléatoire X dont on cherche à évaluer la stationnarité. L'hypothèse nulle H_0 est l'hypothèse de stationnarité de la série (absence de tendance). L'hypothèse alternative H_1 correspond

au non stationnarité de la série. La statistique de Mann-Kendall S est définie comme suit:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n \text{sgn}(X_k - X_i) \quad \text{III.5}$$

Avec

$$\text{Sign} = (X_k - X_i) = \begin{cases} +1 & \text{si } (X_k - X_i) > 0 \\ 0 & \text{si } (X_k - X_i) = 0 \\ -1 & \text{si } (X_k - X_i) < 0 \end{cases} \quad \text{III.6}$$

Où X_k et X_i sont les valeurs séquentielles des données et n la longueur de l'ensemble des données. La statistique du test est calculée en dénombrant, pour tous les couples (X_k, X_i) $k < i$, le nombre de cas où la seconde valeur est supérieure à la première et le nombre de cas où la seconde est inférieure, puis en faisant la différence entre ces deux quantités. La présence d'une tendance statistiquement significative est évaluée en utilisant la valeur de Z :

$$Z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad \text{III.7}$$

En présence de valeurs identiques dans la série, la variance de S peut être définie comme suit:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{III.8}$$

Où t_i désigne le nombre d'égalités impliquant k valeurs. Une valeur positive (négative) de Z indique une tendance ascendante (descendante) et sa significativité est comparée à la valeur critique α ou seuil de significativité du test.

III.3.3. Principaux tests de ruptures

III.3.3.1. Test de Pettitt

Ce test sur les rangs (non-paramétrique) est réputé pour sa robustesse (Dou et al., 2009), il est dérivé du test de Mann-Whitney. L'absence d'une rupture dans la série chronologique (x_i) de taille n , constitue l'hypothèse nulle H_0 qui permet de tester la

signification des ruptures. La mise en œuvre du test suppose que pour tout un instant t variant de 1 à n , les séries (x_i) , $i = 1$ à t et $t+1$ à n appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,n}$ définie par :

$$U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n D_{ij} \tag{III.9}$$

$$D_{i,j} = \text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } x_i > x_j \\ 0 & \text{si } x_i = x_j \\ -1 & \text{si } x_i < x_j \end{cases} \tag{III.10}$$

Pettitt (1979) propose de tester l’hypothèse nulle en utilisant la statistique K_n , définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,n}$ pour t variant de 1 à $n-1$. A partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_n prise sur la série étudiée, sous l’hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par:

$$\text{Prob}(K_n > k) \approx 2 \exp \left[\frac{-6k^2}{(n^3 + n^2)} \right] \tag{III.11}$$

Pour un risque α de première espèce donnée, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l’hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment où est observé $\max |U_{t,n}|_{t=1, \dots, n-1}$.

III.3.3.2. Statistique de Buishand

La procédure de Buishand (1982, 1984) est de nature bayésienne, elle est basée sur les hypothèses de normalité et de constance de la variance de la série. En supposant une distribution à priori uniforme pour la position du point de rupture, la statistique du test est:

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_x} \right)^2}{N(N-1)} \tag{III.12}$$

$$S_k = \sum_{t=1}^k (X_t - \bar{X}) \tag{III.13}$$

Pour $k=1, 2, 3 \dots N$ et D_x l’écart-type de la série.

L'hypothèse nulle est l'absence de rupture dans la série. En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test. Des valeurs critiques de la statistique U sont données par Buishand (1982, 1984) à partir d'une méthode de Monte-Carlo. Cette méthode donne moins de poids aux premières et aux dernières valeurs de la série et s'avère donc plus performante pour tout changement de moyenne intervenant au milieu de la série. Cette approche est une statistique robuste qui reste valide même pour des distributions de la variable étudiée qui s'écartent de la normalité.

Outre cette procédure, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série (x_i). La variable S_k , définie ci-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle de variance. Sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série (x_i). Il est possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance $1-\alpha/2$ donné, contenant la série des S_k (Bois, 1971, 1986), cette région de confiance (ou ellipse de contrôle) est définie par :

$$U_{(1-\alpha)/2} \sqrt{\frac{K(n-K)}{(n-1)}}$$

III.14

III.3.3.3. Procédure bayésienne de Lee et Heghinian

La méthode Bayésienne de Lee & Heghinian (1977) est une approche paramétrique qui nécessite une distribution normale de la série. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

III.15

Les ε_i sont indépendantes et normalement distribuées, de moyenne nulle et de variance σ^2 , τ et δ représentent respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuelle de la moyenne. Les variables τ , μ , δ et σ sont des paramètres inconnus. Le changement éventuel, position et amplitude, correspond au mode des distributions à posteriori de τ et δ . Cette procédure établit donc la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où on suppose à priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur 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 faible.

III.3.3.4. Procédure de segmentation d’Hubert

Le principe de la procédure de segmentation de Hubert (Hubert et al., 1989) consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. La segmentation est définie comme suit :

Toute la série $x_i, i = i_1, i_2$ avec $i_1 \leq 1$ et $i_2 \geq N$ où ($i_1 < i_2$) constitue un segment de la série initiale des $(x_i), i = 1, \dots, N$.

Toute partition de la série initiale en m segments est une segmentation d’ordre m de cette série.

A partir d’une segmentation particulière d’ordre m pratiquée sur la série initiale, on définit:

- $i_k, k=1, 2, \dots, m$, le rang dans la série initiale de l’extrémité terminale du $k^{\text{ième}}$ segment ;
- $n_k = i_k - i_{k-1}$, la longueur du $k^{\text{ième}}$ segment ;
- $\bar{x}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k}$ la moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k \tag{III.16}$$

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2 \tag{III.17}$$

d_k est l’écart quadratique entre la série et la segmentation considérée.

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure est celle qui minimise Dm . Cette condition est nécessaire mais insuffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte suivante, selon laquelle les moyennes de 2 segments contigus doivent être significativement différentes : $\bar{x}_k \neq \bar{x}_{k+1}, \forall k=1,2,\dots,m-1$. La pertinence de chaque nouvelle rupture est testée à l’aide du test de Scheffé (1959).

Selon les auteurs, cette procédure de segmentation peut être vue comme un test de stationnarité. « La série étudiée est stationnaire » constitue l’hypothèse nulle de ce test. La stationnarité est en rapport avec la durée des observations. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d’ordre supérieur ou égal à 2, alors l’hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n’est attribué à ce test.

III.3.4. Conditions d'application

Les procédures statistiques qui sont étudiées regroupent des tests statistiques, leurs conditions d'application sont :

- Le test de Pettitt s'applique à des séries non auto-corrélées et requiert implicitement que la variance de la série ne soit pas affectée par la rupture si une rupture en moyenne est prioritairement recherchée.
- La statistique de Buishand repose sur l'ensemble des hypothèses suivantes : normalité de la série, égalité des variances des distributions de part et d'autre du point de rupture, absence d'auto corrélation.
- La procédure bayésienne de Lee et Heghinian impose normalité, no-auto-corrélation et constance de la variance. Pour la segmentation qui fait intervenir le test de Scheffé sous-entend implicitement la normalité de la série chronologique.

III.4. Evolution des paramètres climatiques et détection des ruptures et tendances

III.4.1. Température

III.4.1.1. Evolution de la température dans le bassin du Cheliff

Selon les données relevées à partir des cartes de températures moyennes mensuelles élaborées par l'ANRH pour la période 1968-2001 présentées en annexe I (Tableau 1), des températures moyennes annuelles ont été calculées pour analyser leurs évolutions (figure III.1). Les températures moyennes annuelles diminuent progressivement du Nord au Sud de la région d'étude, avec un minimum enregistré à Thneit El Had (13.5°C) et un maximum à Chlef (18.7°C). Les températures mensuelles moyennes suivent la même tendance, mais le déclin est plus rapide dans la saison froide que dans la saison chaude, en raison de l'effet particulièrement rigoureux de la continentalité en hiver et de l'influence régulatrice de la mer en été. La saison chaude, durant laquelle les températures moyennes mensuelles sont plus élevées que la moyenne annuelle, s'étale du mois de Mai à Octobre; tandis que la saison froide se situe entre le mois de Novembre et le mois d'Avril. La température maximale atteinte 27 à 28 °C en Août ou Juillet et la température minimale s'échelonne entre 3 et 10 °C en Janvier ou Février.

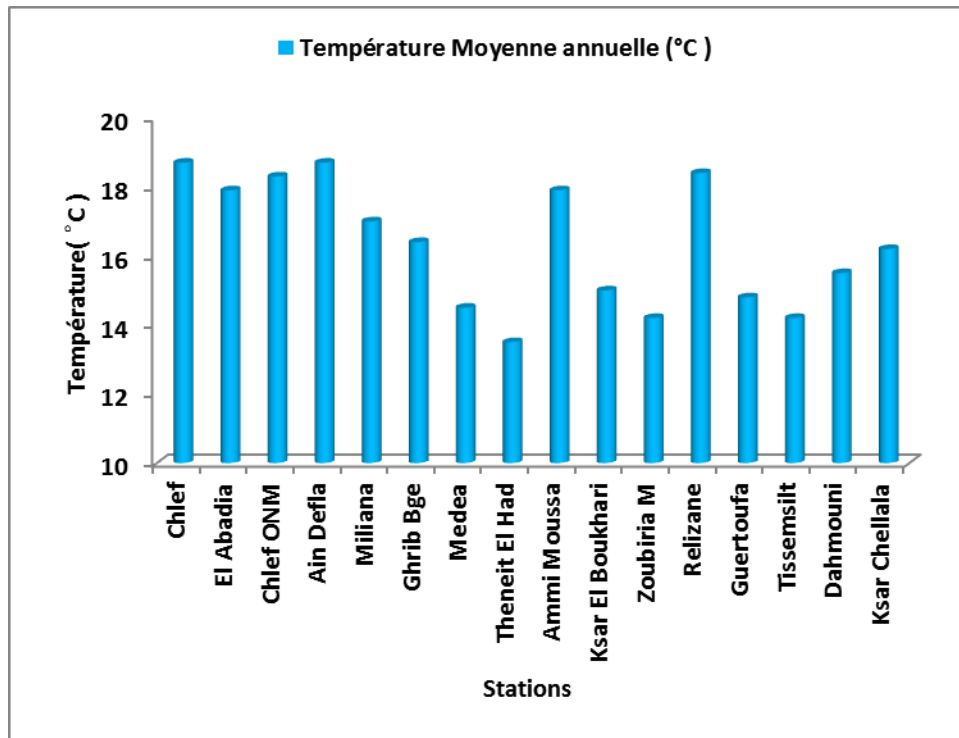


Figure III. 1: Variation de température de quelque station de la région d'étude pour le période 1968-2001.

III.4.1.2. Variation des températures des stations ONM Chlef et Barrage Harreza

La courbe de variation interannuelle de la température moyenne au niveau de la station ONM Chlef nous montre une tendance à la hausse. En effet, L'évolution dans le temps (figure III.2) des températures moyennes, minimales et maximales permet d'observer une certaine stabilité jusqu'en 1976-1977. A partir de là, on constate une nette tendance vers la hausse.

Par rapport à la période de référence (1961-1990), une anomalie de 1.3 °C de la température maximale est enregistrée, elle est de 2.5 °C pour la température minimale. L'évolution de la température moyenne révèle une hausse de 0.9°C. L'analyse de cette courbe révèle aussi que 1997 est l'année la plus chaude (20.7 °C) et que l'année 1956 correspond à l'année la plus froide (17.4 °C).

Pour la station du barrage de Harreza, les mêmes tendances sont observées que celles de la station de l'ONM (figure III.3), avec une augmentation de 2.1 °C pour la température minimale et 1.1 °C pour la température maximale. Une anomalie de 0.7°C est constatée par rapport la moyenne de la période d'observation (1987-2010).

La variation des températures moyennes saisonnières suit les mêmes tendances que celles annuelles (figures 1 et 2 en annexe 1). Pour la température moyenne minimale, l'augmentation est plus importante pour la saison d'automne(SON), tandis que la hausse est constatée dans les deux saisons d'été et de printemps.

En général, une tendance à l'augmentation de la température moyenne annuelle est observée, au cours de la période d'étude, avec une pente qui varie de 0.02 °C/an à 0.03°C/an dans les stations ONM Chlef et Bge Harreza (figure III.4). En appliquant le test de Mann- Kendall sur la station ONM de Chlef, nous avons décelé l'existence d'une tendance significative à la hausse au seuil 95% dans la série des températures moyennes annuelles, avec une valeur de la statistique z de l'ordre de +3.83.

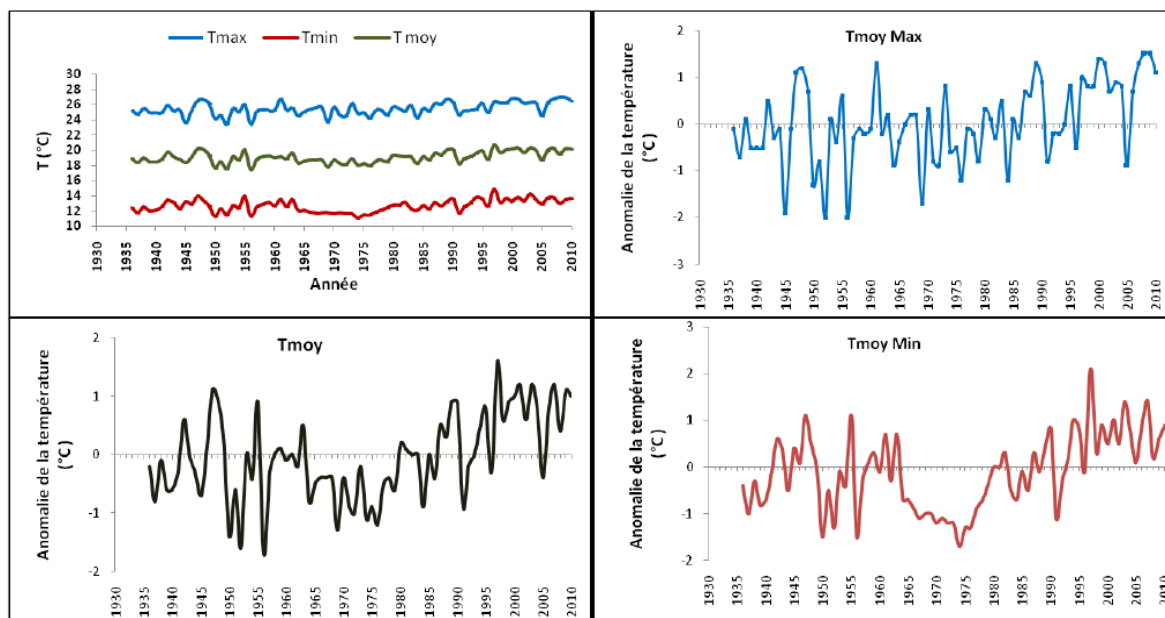


Figure III. 2: Variation moyenne annuelle des températures max, min et moy (1936/2010) et leurs anomalies par rapport la période de référence (1961-1990) de la station ONM Chlef.

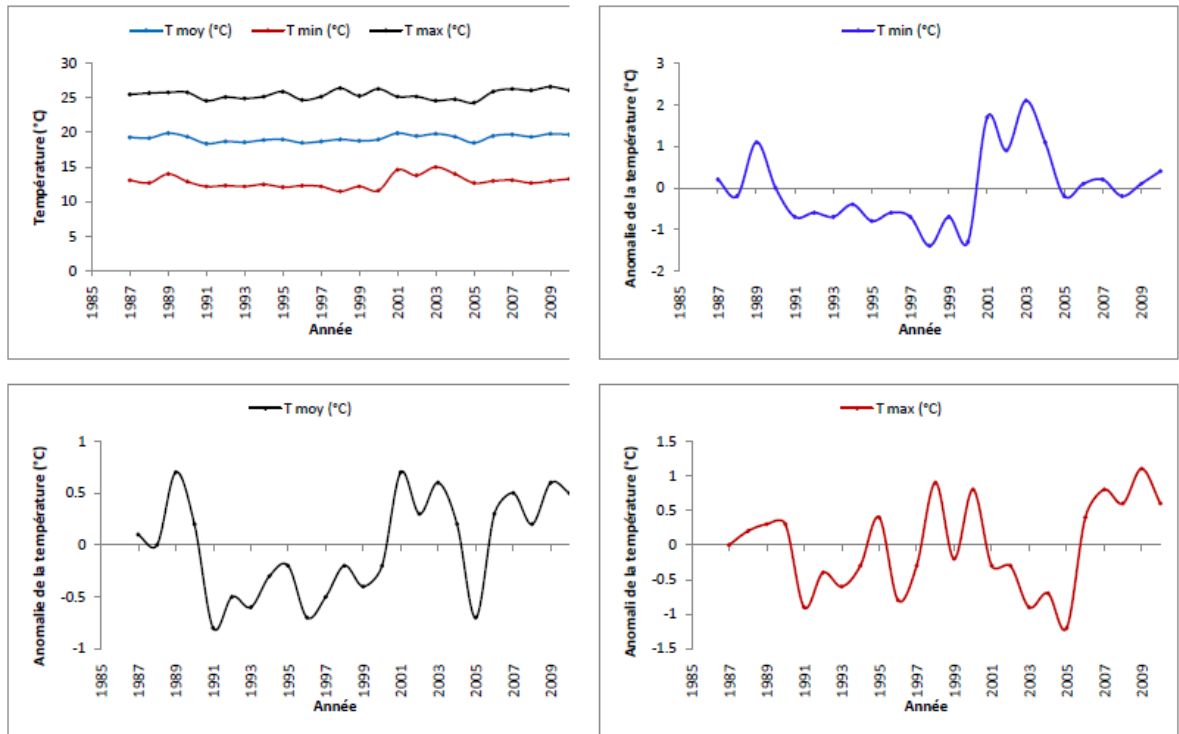


Figure III. 3: Variation moyenne annuelle des températures max, min et moy (1987/2010) et leurs anomalies par rapport la moyenne (Barrage Harreza).

L'application des tests de rupture est établie seulement sur la série de la station de l'ONM de Chlef à cause de la longueur de la période d'étude, ou on a constaté une rupture dans la température moyenne annuelle en 1986 avec une hausse de 0.9 °C (figure III.5 et tableau III.1).

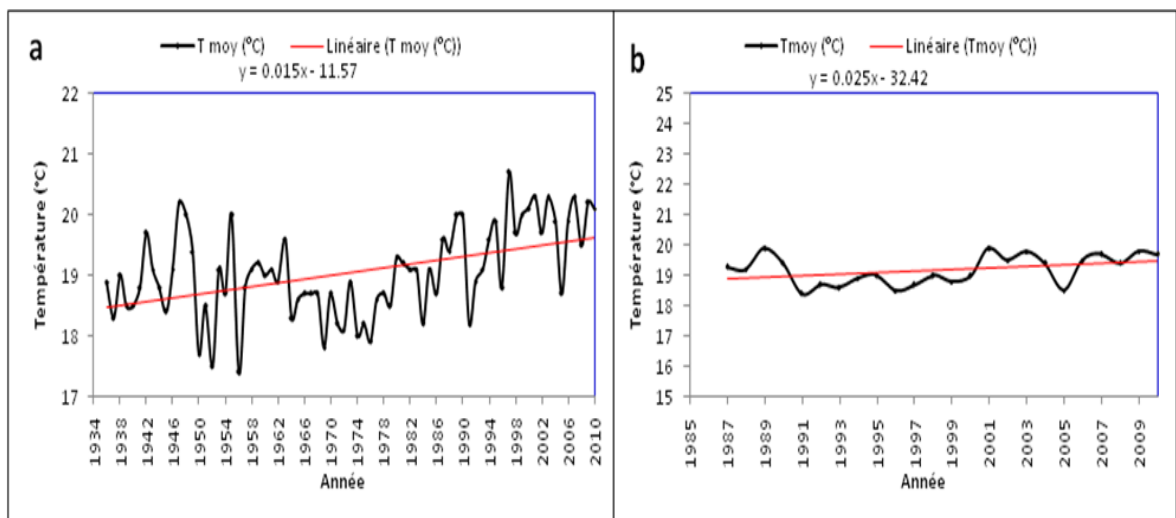


Figure III. 4: les tendances linéaires de la température moyenne annuelle pour les stations : a) la station ONM Chlef et b) la station de Barrage Harreza.

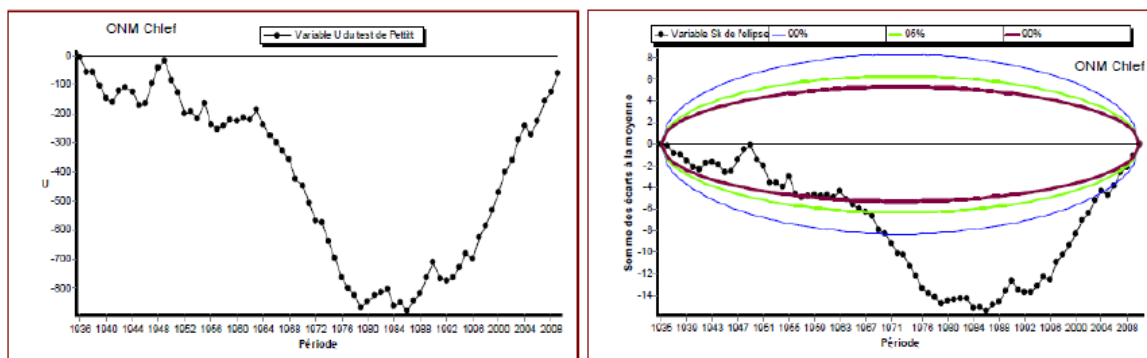


Figure III. 5: Test de Pettitt et Buishand pour la température moyenne dans la station d'ONM de Chlef

Tableau III. 1: Résultats des tests statistiques pour la température dans la station ONM de Chlef.

Station	Période d'étude	Buishand	Pettitt	Lee & Hghinian	Hubert
Tmoy max	1936-2010	Rejetée	1986	1993	1993
Tmoy min		Rejetée	1986	1992	1993
Tmoy Automne	1936-2010	Rejetée	1978	1979	1978
Tmoy Hiver		Rejetée	1976	1976	1976
Tmoy Printemps		Rejetée	1992	1992	1992
Tmoy Été		Rejetée	1984	1997	1976-1997
Tmoymn Automne	1936-2010	Rejetée	1979	1979	1979
Tmoy min Hiver		Acceptée	1976	1976	-
Tmoymn Printemps		Rejetée	-	1992	1992
Tmoy min Été		Rejetée	1986	1992	1978-1992
Tmoymax Automne	1936-2010	Rejetée	-	-	-
Tmoy max Hiver		Rejetée	1973	1973	1973
Tmoymax Printemps		Rejetée	1986	1993	1993
Tmoy max Été		Rejetée	1997	1997	1997

L'analyse des résultats du tableau III. 1 montre que des ruptures sont observées au sein des séries annuelles et mensuelles avec un niveau de signification variable. L'année de rupture entre 1973 à 1986 a été détectée. L'augmentation des températures

moyennes annuelles maximales et minimales est observée à partir de l'année 1986, tandis que les températures saisonnières diffèrent d'une saison à l'autre.

III.4.2. Précipitations

III.4.2.1. Variation spatio-temporelle de la pluviométrie

La répartition des précipitations est hétérogène sur l'ensemble du bassin du Cheliff qui est caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle décroissante du Nord au Sud, avec des altérations dans les chaînes telliennes qui impliquent le rôle important de l'altitude. Les précipitations varient de 778,8 mm dans le Nord à 249,1 mm dans le Sud.

Le calcul de l'écart-type et du coefficient de variation (Cv%) pour chaque station (tableau III. 2) montre pour l'ensemble des stations retenues que le coefficient de variation annuel varie entre 17.7 % et 60.3 %. Les valeurs les plus faibles sont observées dans les stations situées au Nord de la zone d'étude, et plus précisément au Moyen et Haut Cheliff. Les valeurs les plus élevées sont observées au Sud et à l'Ouest de la zone d'étude : 60.3 % à Rosfa, 47.8 % à Khmésti et 44.5 % à Ain Boucif.

Le coefficient de variation des pluies annuelles croit généralement du Nord au Sud de la région étudiée. Cette variabilité spatiale est aggravée par les fortes pluies en liaison avec les vents de direction du Nord-Ouest pour les régions du Nord-Ouest et du Sud-Ouest. La variabilité est également due aux fortes pluies d'hiver et de printemps qui touchent les régions montagneuses où l'altitude dépasse 1000 m comme cela est le cas des montagnes de Dahra par rapport à la plaine inférieure du Chellif et de la partie Ouest du bassin (le bassin du Mina).

Les précipitations dépassent rarement 250 mm /an dans l'Amont Cheliff Boughzoul. Cette région est particulièrement soumise au climat semi-aride à aride où l'effet de la latitude est très important.

Tableau III. 2: Analyse des précipitations interannuelles des stations de la zone d'étude

Station	Période d'étude	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Moyenne (mm/an)	Ecart-type (mm)	Max (mm)	Min (mm)	Cv %
ONM Chlef	1936-2010	1° 20' E	36° 12' N	143	400.6	98.8	638.8	213.2	24.7
Chlef DDA	1968-2010	1° 36' E	36° 19' N	430	358.9	112.4	659.9	164.3	31.3
ESSOULA	1968-2010	1° 17' E	36° 17' N	110	328.9	85.8	553.1	203.6	26.1
O Fares	1968-2010	1° 24' E	36° 24' N	116	377.7	103.2	643.3	207.5	27.3
Ponteba Bge	1967-2010	1° 52' E	36° 25' N	140	423.0	102.2	696.3	222.1	24.4
El Abadia	1968-2010	1° 68' E	36° 25' N	162	382.8	116.3	706.2	202.8	30.4
Khmesti	1913-2010	1° 91' E	35° 67' N	935	444.6	212.5	1535.5	95.2	47.8
Merdja Amel	1968-2008	0° 95' E	36° 01' N	61	288.3	101.1	612.4	129.8	34.7
Rouina Mines	1968-2010	1° 83' E	36° 22' N	190	348.6	85.2	602.1	190.8	24.8
Arib Ebda	1968-2010	2° 03' E	36° 32' N	280	512.7	134.3	786.1	282.0	26.5
Harreza	1968-2010	2° 09' E	36° 22' N	312	373.9	93.2	550.4	176.6	25.2
Oued Lili	1968-2005	1° 26' E	35° 52' N	550	381.9	105.6	622.1	205.2	27.6
El Ababsa	1968-2010	2° 08' E	36° 16' N	320	369.9	93.2	654.9	185.4	25.5
Ain Defla	1911-2010	1° 96' E	36° 27' N	270	491.7	126.7	754	246.9	25.8
Ain Boucif	1923-2004	3° 15' E	35° 89' N	1250	372.5	165.9	908.7	36.9	44.5
Ammi Mousa	1917-2005	1° 12' E	35° 88' N	140	389.4	114.6	682	192.8	29.4

Derrag	1914-2006	2° 39' E	35° 91' N	1150	578.8	175.7	1218.9	206.9	30.4
Fodda Bge	1943-2010	1° 61' E	36° 24' N	486	430.0	121.1	760.3	196.4	28.2
Frenda	1932-2005	1° 03' E	35° 07' N	990	432.5	119.7	705.1	237.1	27.7
Grib Bge	1941-2006	2° 56' E	36° 17' N	460	493.4	124.5	868.3	237.5	25.2
Mehdia	1924-2004	1° 74' E	35° 43' N	918	389.3	104.8	735.2	168.8	26.9
O. Sly	1926-2010	1° 21' E	36° 11' N	95	328.9	111.6	597.8	127.2	33.9
Rosfa	1952-2005	0° 81' E	34° 90' N	960	249.1	150.3	814	69.2	60.3
O. El Abtal	1931-2002	0° 67' E	35° 47' N	245	379.2	97.4	660.5	190.4	25.9
Sidi AEK Djillali	1968-2005	0° 58' E	35° 50' N	225	259.0	45.3	406.7	197.1	17.7
Ain Amara	1968-2005	0° 66' E	35° 41' N	288	260.7	73.1	506.4	169.1	28.4
Rouina Mairie	1926-2010	1° 81' E	36° 25' N	190	387.6	110.5	770.4	205.7	28.5
B.Amir AEK	1922-2006	2° 27' E	35° 87' N	1080	475.1	133.9	885	99.8	28.2
Tissimssilt	1917-2004	1° 81' E	35° 61' N	858	405.7	116.5	783.8	210.7	28.7
El Touaibia	1968-2010	1° 93' E	36° 12' N	350	312.0	86.8	503.7	153.5	28.2
Sidi Medjahed	1916-2010	2° 17' E	36° 33' N	850	747.5	213.9	1188.8	370.1	28.6
Thneit El Had	1905-2010	2° 03' E	35° 87' N	1150	567.5	140.3	914.8	83.4	24.7
Bénairia	1968-2010	1° 35' E	36° 35' N	400	506.3	139.4	845.8	280.8	27.5
Ksar Chellala	1907-2006	2° 32' E	35° 21' N	850	291.3	102.7	715.7	51.6	35.3
Rechagha	1931-2004	1° 97' E	35° 41' N	830	275.8	87	494.5	107.2	31.5
Dahmoni Trumulet	1926-2004	1° 47' E	35° 42' N	878	447	130.4	762.3	189.2	29.2
Kenenda ferme	1927-2005	0° 81' E	35° 67' N	590	428.9	174.6	894	102.9	40.7

III.4.2.2. Evolution des précipitations

Comme le traduit la figure III. 6, les stations représentatives de trois sous bassins versants caractéristiques de la région étudiée montrent un caractère excédentaire des pluies jusqu'à la fin des années 70 et le début des années 80. Cependant, des épisodes à la baisse sont enregistrés durant cette période ne dépassant pas 3 années consécutives (périodes de 1930 à 1933, 1941 à 1944 et 1968 à 1970).

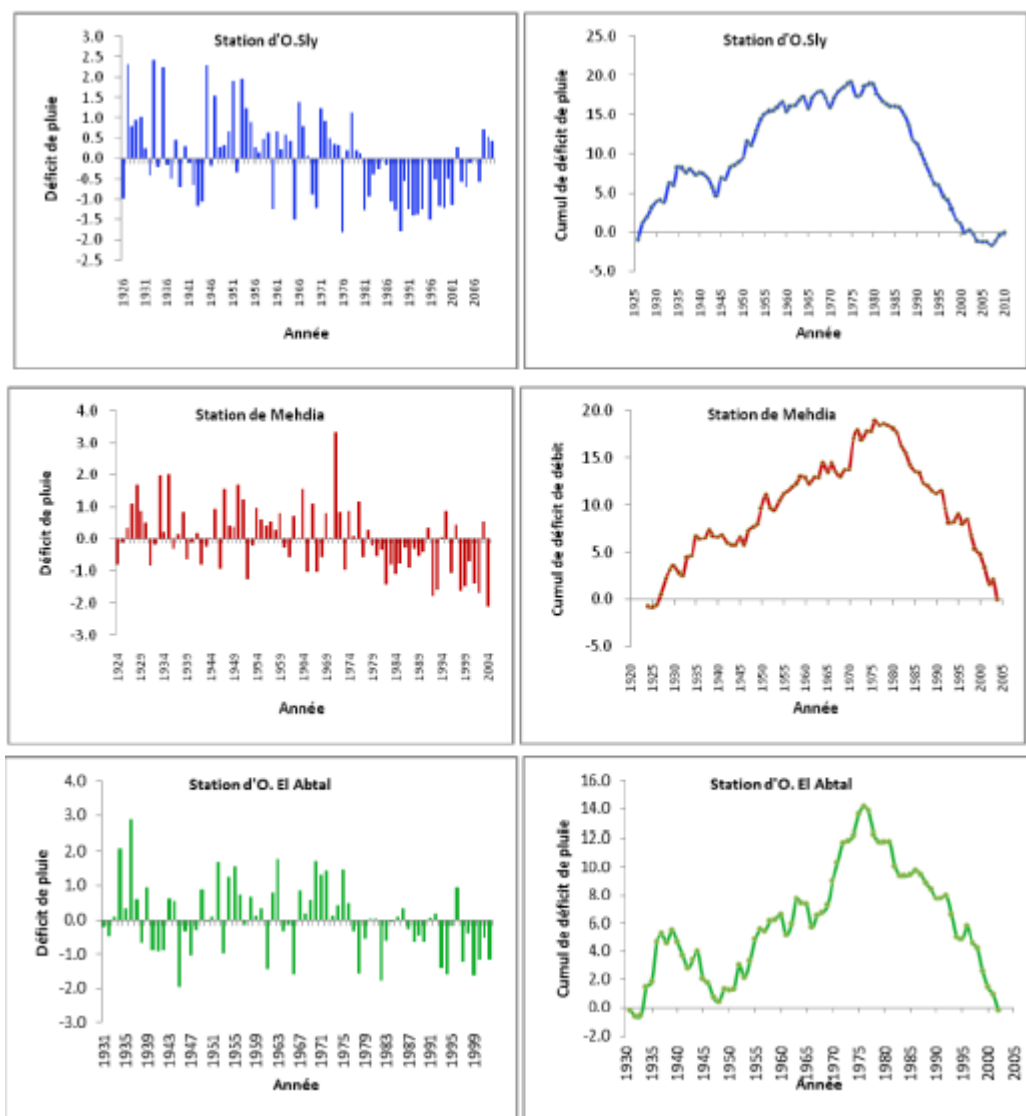


Figure III. 6: Evolution du déficit de pluie et de cumul de déficit de pluie dans les trois stations.

À partir des années 80 jusqu'à nos jours, cette région a connu l'une des périodes les plus déficitaires en intensité et en persistance.

III.4.2.3. Tendances saisonnières et annuelles des précipitations

Les résultats de l'analyse de la corrélation sérielle des données météorologiques de la zone d'étude ont révélé que certaines séries de données utilisées pour détecter les tendances ont une corrélation sérielle. Toutefois, lorsque l'approche de pré-blanchiment a été appliquée, la corrélation de ces séries de temps est éliminée. En outre, après le processus de pré-blanchiment et les tests de tendance MK pour cette série, il y a une diminution de la tendance dans certaines séries originales. Toutefois, les différences entre les résultats du test MK classique et du Test de MK modifiée sont mineures.

Les effets de l'analyse des tendances pour les précipitations annuelles et saisonnières dans toutes les stations sont présentés au tableau III. 3.

III.4.2.3.1. Tendances annuelles de précipitations

Les résultats de l'application du test MK et du test MK modifiée révèlent que la pluviométrie annuelle est à tendance à la baisse dans l'ensemble du bassin. Certaines de ces tendances sont statistiquement significatives. Plusieurs des tendances sont significatives au niveau de 5% et trois des tendances sont significatives au niveau de 10%.

La valeur de la pente Sen au seuil 0.05 de signification reflète l'amplitude de cette tendance. La diminution de la pente de la pluviométrie annuelle varie de -0.75 mm /an à la station Khmesti à -4.58 mm /an à la station de Kenenda Ferme. Des tendances significatives à la baisse ont été observées dans la moyenne annuelle des précipitations pour Dahmouni (valeur z : -5,07 et -3,12 mm /an) et Kenenda Ferme (valeur z : -5.22 et -4.58 mm /an).

Cependant, les résultats des deux tests (Spearman et Mann-Kendall) appliquées à la série des précipitations annuelles à l'Ouest de l'Algérie, y compris certaines stations de notre région d'étude, a révélé une tendance à la baisse dans la plupart des stations étudiées (Hamlaoui-Moulai et al, 2013), ce qui confirme les résultats obtenus dans la présente étude. Selon l'étude réalisée à l'échelle régionale par Meddi (2013) dans le Nord-Ouest de l'Algérie, les résultats ont montré une tendance générale à la baisse des précipitations annuelles ce qui est cohérent avec ceux obtenus dans la présente étude.

III.4.2.3.2. Tendances saisonnières de précipitations

Les tendances saisonnières des précipitations étaient très semblables à celles annuelles. Deux stations ont enregistré une hausse au printemps, mais sans aucune tendance significative (z - valeur est de 0,09, 0,66 à ONM de Chlef et O. El Abtal, respectivement).

Les tendances significatives à la baisse des précipitations moyennes saisonnières (tableau III. 3), ont été observées en hiver pour les stations Kenenda Ferme (z -valeur - 4.77 et -2.18 mm /an) et Dahmouni (la valeur z : -4.21 et -1.62 mm /an), au printemps, (les valeurs de z et la pente sont : -3.36 , -3.34 mm /an et -3.90 , -1.12 mm /an) à O. Lili et Ain Boucif, respectivement. Les tendances significatives à la baisse des précipitations moyennes saisonnières ont la plus haute valeur de pente décroissante (c.- à-3.34 mm /an) pour O. Lili en printemps.

Tableau III. 3: Test de Mann-Kendall classique (MK) et Modifié (MMK), la statistique z pour les précipitations moyenne annuelle, hivernales (DJF), printanières (MAM) et la pente de Sen.

Station	Z- Valeur (p ann)	pente de Sen (mm/ an)	Z-valeur	pente de Sen (mm/ an)	Z -valeur	pente de Sen (mm/ an)
	MK et MMK		(DJF)	(DJF)	(MAM)	(MAM)
ONM Chlef	-1.35	-0.78	-1.49	-0.58	+0.09	+0.02
Chlef DDA	-1.08	-1.88	-0.87	-0.95	-0.72	-0.48
ESSOULA	-1.33	-1.46	-0.85	-0.58	-1.46	-0.63
O Fares	-1.50	-2.86	-1.37	-1.39	-1.83 ^b	-1.30
Ponteba Bge	-1.60	-2.53	-1.60	-1.40	-1.57	-1.20
El Abadia	-1.79 ^b	-2.90	-0.91	-0.96	-1.96 ^a	-1.34
Khmesti	-1.04	-0.75	-1.78 ^b	-0.58	-1.60	-0.37
Merdja Amel	-1.57	-2.20	-2.11 ^a	-1.51	-1.48	-0.86
Rouina Mines	-1.60	-1.88	-1.06	-0.79	-1.98 ^a	-1.11
Arib Ebda	-1.77 ^b	-2.98	-0.70	-0.90	-1.77 ^b	-1.51
Harreza	-1.23	-1.93	-1.14	-1.01	-1.33	-0.93
Oued Lili	-2.50 ^a	-3.76	-2.50 ^a	-2.02	-3.36 ^a	-3.34
El Ababsa	-1.37	-1.64	-0.95	-0.91	-1.64	-0.88

Ain Defla	-2.62 ^a	-1.26	-1.33	-0.37	-1.08	-0.22
Ain Boucif	-3.76 ^a	-2.97	-2.43 ^a	-0.99	-3.90 ^a	-1.12
Ammi Mousa	-2.73 ^a	-1.34	-2.25 ^a	-0.61	-0.85	-0.20
Derrag	-2.10 ^a	-1.42	-1.33	-0.51	-0.88	-0.31
Fodda Bge	-3.40 ^a	-2.65	-2.66 ^a	-1.1	-0.95	-0.34
Frenda	-2.91 ^a	-1.87	-2.58 ^a	-0.91	-1.89 ^b	-0.62
Grib Bge	-3.31 ^a	-2.53	-2.24 ^a	-1.21	-1.84 ^b	-0.93
Mehdia	-3.81 ^a	-1.95	-3.51 ^a	-1.05	-2.39 ^a	-0.54
O. Sly	-3.54 ^a	-1.76	-2.15 ^a	-0.66	-1.38	-0.32
Rosfa	-3.93 ^a	-3.39	-3.14 ^a	-1.56	-3.05 ^a	-1.07
O. El Abtal	-2.44 ^a	-1.38	-4.14 ^a	-1.26	+0.66	+0.18
SidiAEK jillali	-3.32 ^a	-2.12	-0.72	-0.37	-2.76 ^a	-1.23
Ain Amara	-2.45 ^a	-2.35	-1.12	-0.75	-3.06 ^a	-1.88
Rouina Mairie	-2.78 ^a	-1.30	-2.06 ^a	-0.61	-1.21	-0.26
B.Amir AEK	-2.72 ^a	-1.55	-1.03	-0.43	-1.40	-0.46
Tissimssilt	-1.96 ^a	-0.79	-1.72 ^b	-0.43	-0.65	-0.16
El Touaibia	-1.27	-1.7	-0.58	-0.43	-1.75 ^b	-0.88
Sidi Medjahed	-4.42 ^a	-3.62	-3.43 ^a	-1.72	-2.31 ^a	-0.83
ThneitEl Had	-1.76 ^b	-0.79	-0.79	-0.24	-1.47	-0.37
Bénairia	+0.49	+1.06	-0.68	-1.23	-0.32	-0.21
Ksar hellala	-3.43 ^a	-1.03	-4.10 ^a	-0.46	-1.89 ^b	-0.35
Rechagha	-4.07 ^a	-1.99	-2.97	-0.61	-2.23 ^a	-0.52
Dahmoni Trumulet	-5.07 ^a	-3.12	-4.21 ^a	-1.62	-2.95 ^a	-0.91
Kenenda ferme	-5.22 ^a	-4.58	-4.77 ^a	-2.18	-3.00 ^a	-1.21

a Seuil de la signification de la tendance à 5 %.

b Seuil de la signification de la tendance à 10 %.

III.4.2.4. Détection des ruptures

Les quatre différentes méthodes précédemment présentées ont été successivement appliquées aux données de nos séries. Les différents résultats obtenus sont présentés à la figure III. 8 et au tableau III. 4 et figure 1 en annexe 2.

L'analyse de ces résultats permet de constater que la majorité des séries analysées présentent des ruptures. 73 % de ces stations présentent une rupture comprise entre 1970 et 1980. D'une rupture à l'autre la moyenne diminue (Tableau III. 4). Ces observations sont en accord avec les résultats d'un certain nombre de travaux, parmi lesquels (Meddi et al, 2009), qui situent, pour le Nord de l'Algérie, la plupart des ruptures entre le début de la décennie 1970 et la fin de la décennie 1980.

Les résultats de ces méthodes appliquées sur les trois mêmes stations utilisées précédemment indiquent une rupture vers l'année 1976 pour la station O. El Abtal, l'année 1978 pour la station Mehdiya et l'année 1980 pour la station de O. Sly (figure III.7).

L'analyse des résultats du tableau III. 4 et de la figure III.8, montre que des ruptures sont observées au sein des séries avec un niveau de signification qui varie d'une série à l'autre. L'année de rupture entre 1975 à 1980 a été détectée dans les séries pluviométriques dans 68 % des stations de la zone d'étude. Les années 1979, 1978 et 1980 sont identifiées comme étant celles de ruptures les plus dominantes.

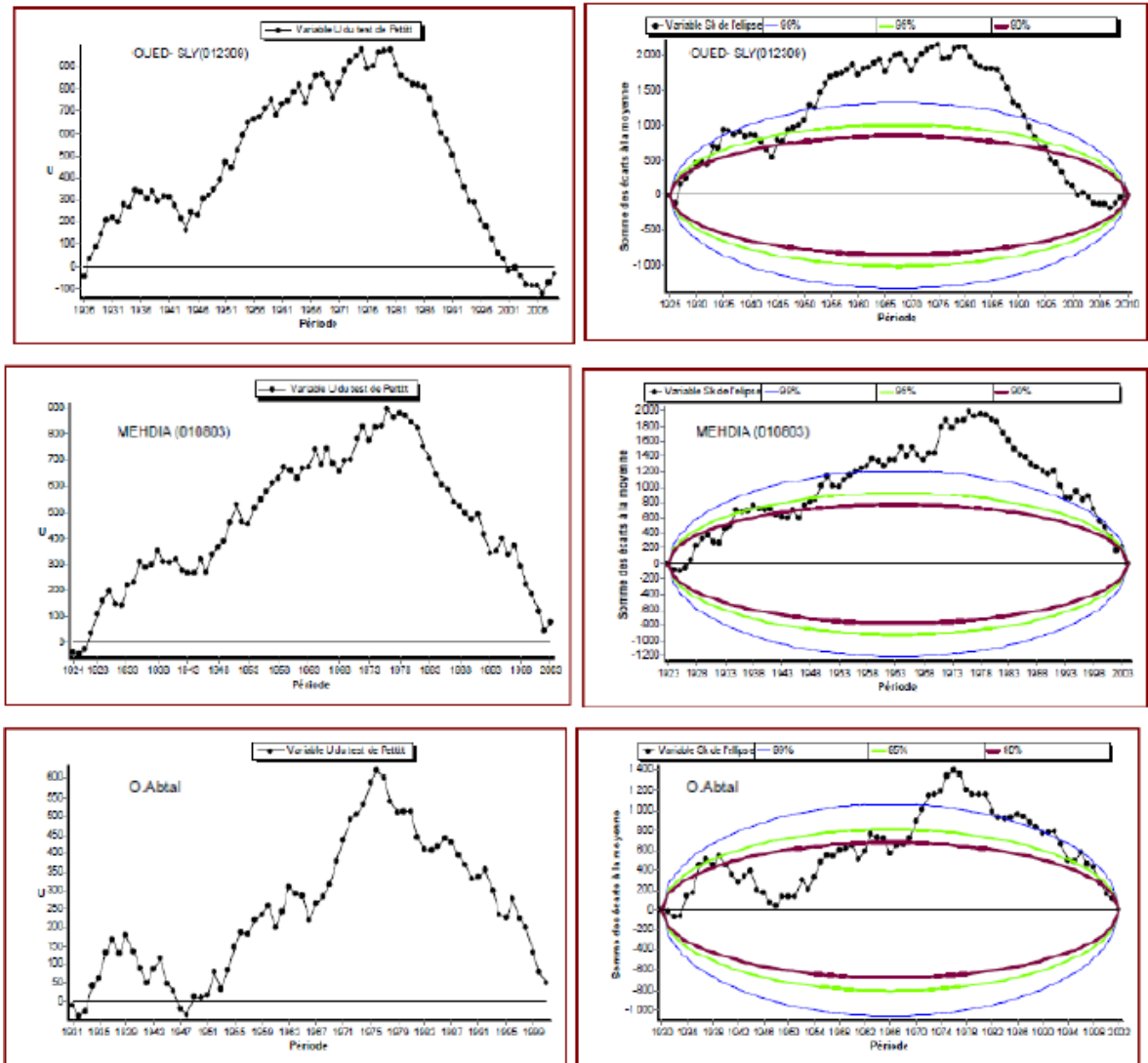


Figure III. 7: Résultats du test de Pettitt et Buishand appliqué aux pluies annuelles des trois stations de la région d'étude

Ces ruptures coïncident avec les années de sécheresses déterminées dans les études antérieures du Nord de l'Algérie (Meddi et Meddi, 2007).

La rupture pour le test de Pettitt n'a pas été signalée durant cette période pour quatre stations de O.Lilli, Tissimssilt, El Ababsa et Bénairia, mais on constate des ruptures autour des années 1935 à 1966 et 1986 à 2007 et qui ne dépassent pas une station pour chaque année.

L'étude de la variabilité interannuelle des pluies permet alors de mieux quantifier le déficit de la période après rupture par rapport à celle avant rupture.

Tableau III. 4: Résultats des tests statistiques sur les stations étudiées.

Année	Nombre de sous- bassin				
	Buishand	Pettitt	Lee & Hghinian	Hubert	
2007	34		1		
2003			1		
2002			1		
1997			1		
1986			2		
1980			5	3	6
1979			11	11	10
1978			2	5	4
1977			3	3	2
1976			3	1	1
1975			1	2	2
1973			1	1	
1972				1	2
1971			1	1	2
1970					1
1966			1	1	1
1962				1	1
1955			1		
1951			1	1	1
1938			1		
1935			1	1	
Pas de ruptures	3	4	1	3	

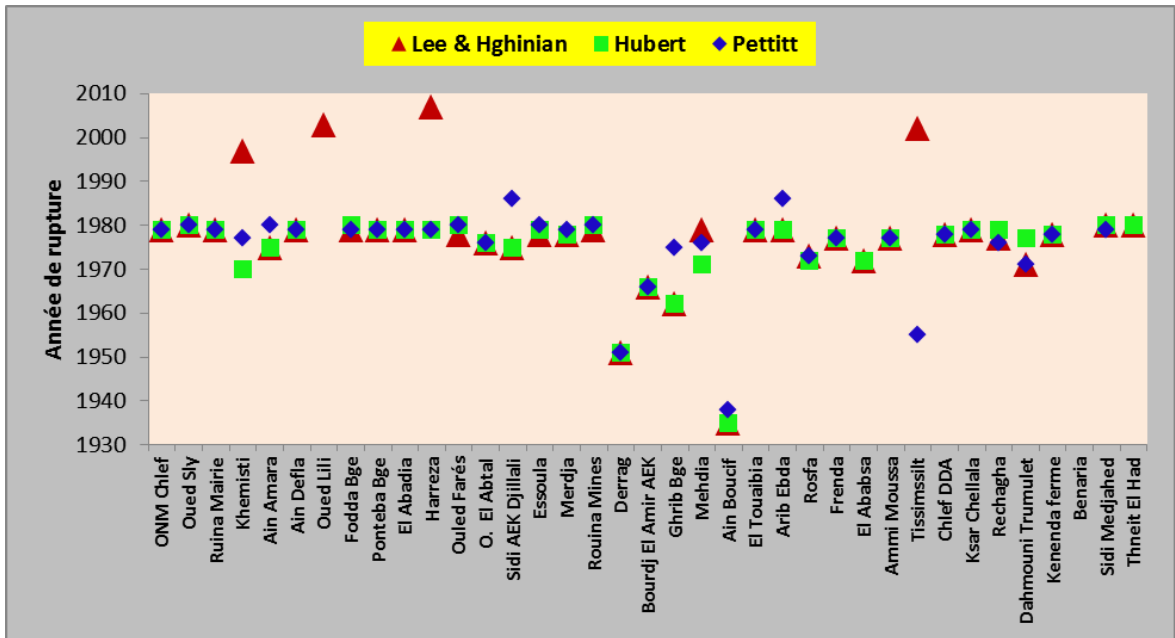


Figure III. 8: Résultats des trois tests sur les stations étudiées.

Des réductions maximales de l'ordre de 54.8 % enregistré au niveau de la station de Rosfa et un taux de réduction minimal observé au niveau de la station Thniat El Had (figure III.9). Pour chacune des stations pour lesquelles une rupture a été détectée, on a calculé le taux de réduction pluviométrique correspondant.

Taux de réduction = [(moyenne avant rupture – moyenne après rupture) / moyenne avant rupture]*100

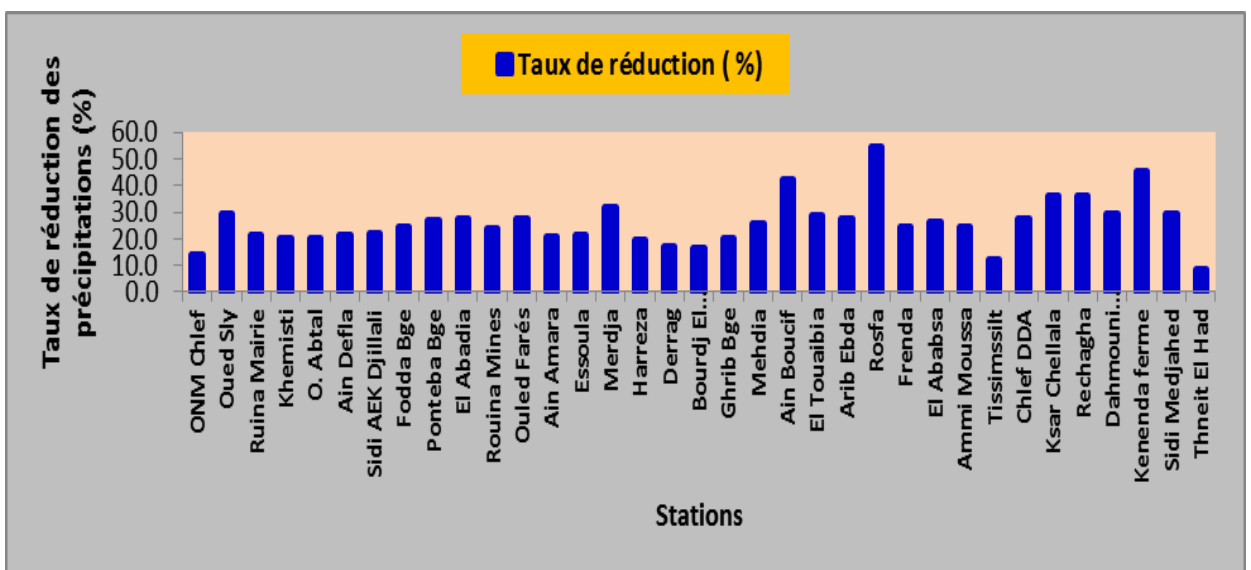


Figure III. 9: Taux de réduction des précipitations dans la zone d'étude.

La réduction la plus importante, plus de 30 % est enregistré dans la région Ouest de la zone d'étude, représentée par la station Merdja (31.8%), Kenenda ferme (45.6 %) et au Sud de la région (Ain Boucif ; 42.1 % et Rosfa 54.8%). Cette région étant moins arrosée.

III.5. Tentatives d'explication de la variabilité temporelle avant et après la date de rupture

Le bassin du Cheliff est soumis à des variations pluviométriques spatio-temporelles très irrégulières. Pour caractériser cette variabilité interannuelle, nous avons défini les différentes caractéristiques descriptives des stations pluviométriques ayant une période d'observation plus au moins longue (tableau III. 2).

III.5.1. Précipitations annuelles

Nous constatons que la moyenne annuelle des totaux précipités varie entre 249.1 mm et 747.5 mm au niveau de la station de Rosfa et la station de Sidi Medjahed, cette dernière constitue le secteur le plus arrosé du Haut Cheliff.

Globalement, on observe une diminution des précipitations de plus de 100 mm dans 24 stations avec des valeurs qui s'échelonnent entre 109.3, 237.4 et 242.1 mm dans les stations O. Sly, Ain Boucif et Sidi Medjahed respectivement. Une décline de moins de 100 mm et de plus de 50 mm est observé dans le reste des stations avec des valeurs minimales enregistrées au niveau des stations de Sidi AEK Djilali et Ain Amara; 49.6 et 63.04 mm successivement (figures III. 10a, III. 10b et figure 1 en annexe 2).

Généralement, on observe une diminution de la précipitation et une occurrence plus grande des sécheresses dans les dernières décennies.

Cette rupture, dans le sens d'une diminution de la pluviométrie annuelle, donne à réfléchir pour mieux gérer une ressource hydrique sans cesse décroissante face à une demande sans cesse en augmentation.

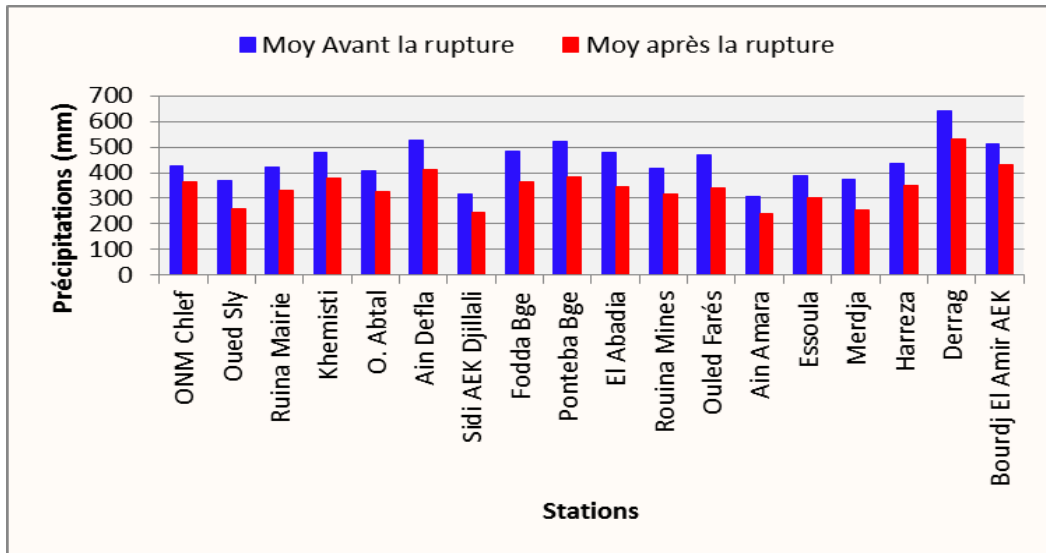


Figure III. 10a: Variation moyenne interannuelle avant et après la rupture.

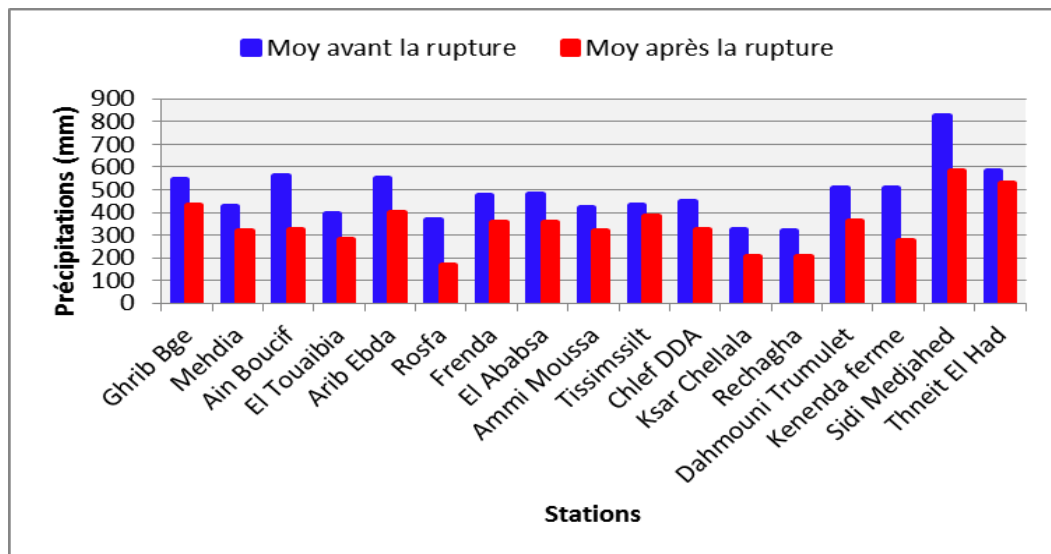


Figure III.10b : Variation moyenne interannuelle avant et après la rupture.

III.5.2. Précipitations mensuelles

La relation entre la baisse de la pluviométrie d'un mois spécifique et les changements dans le régime pluviométrique, nous a conduits à faire une comparaison entre la moyenne mensuelle entre la période avant et après la rupture pour connaître s'il existe une éventuelle relation entre les deux durant ces dernières décennies.

Pour effectuer cette comparaison, la moyenne a été utilisée comme paramètre statistique. L'analyse mensuelle des précipitations pour les trois stations étudiées montre que l'ampleur de la variation de ces dernières est très nette entre les deux périodes précitées. Les figures III.11, III.12, et III.13, montrent la baisse de la moyenne avant et après l'année de rupture pour toutes les stations.

La station d'O. Sly dans le bassin du Moyen Cheliff a enregistré une baisse significative entre les deux périodes avec un maximum observé durant les mois d'Octobre, Décembre, Janvier et Avril de l'ordre de 18.2, 15.6, 17.9 et 14.9 mm respectivement.

La station de Mehdia représente presque le même comportement que la station d'O. Sly, avec une diminution nette qui s'étale du mois de Septembre au mois de Juin, avec un maximum de diminution observé dans le mois de Janvier de l'ordre de 24.2 mm. Une légère augmentation de 6.9 mm est observée en mois d'Aout.

La réduction des précipitations entre les deux périodes à la station d'O. El Abtal est similaire aux autres stations, avec une valeur la plus élevée de baisse observée dans le mois de Décembre avec 19.4 mm.

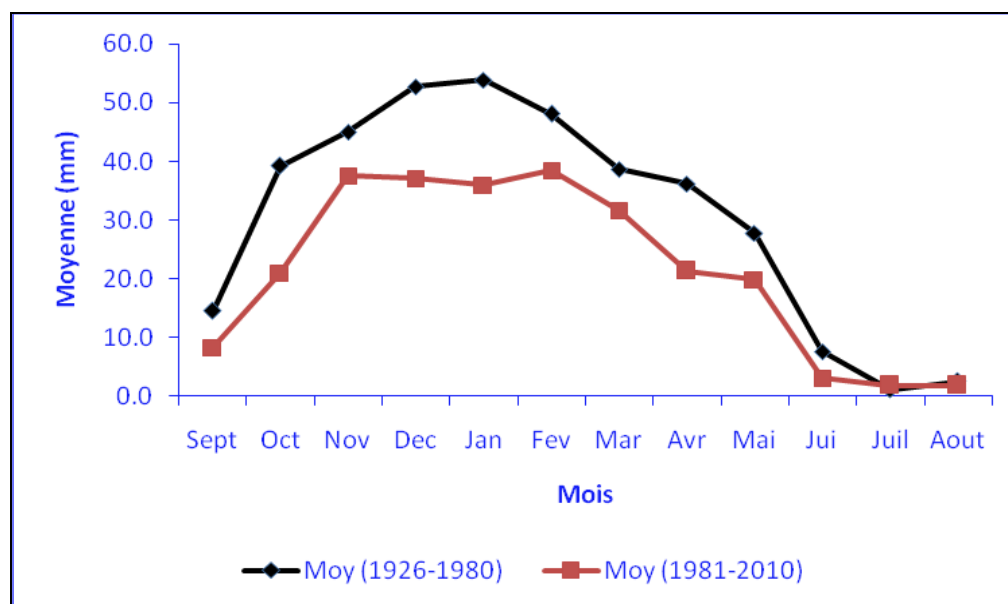


Figure III. 11: Evolution mensuelle de la pluviométrie avant et après la rupture (O. Sly)

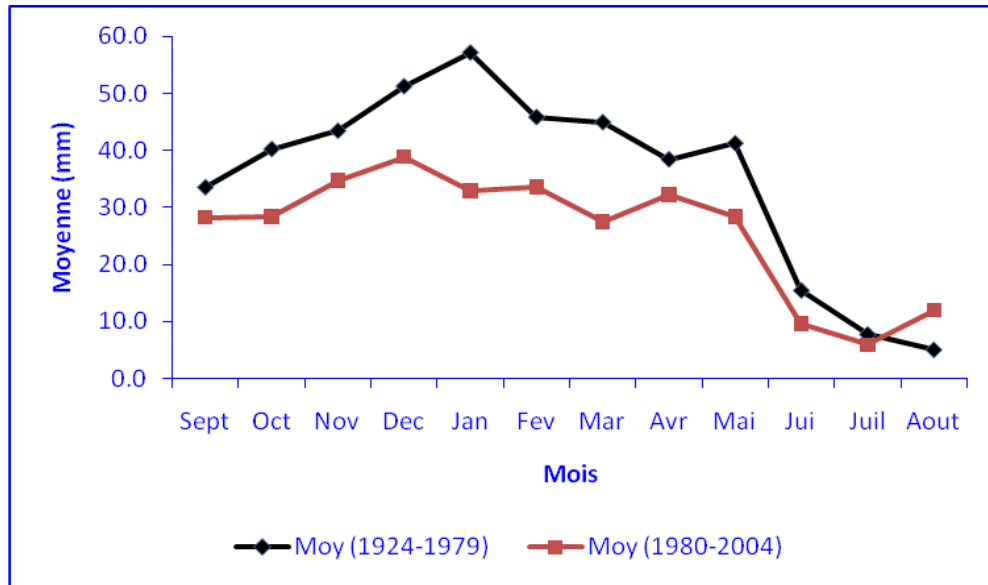


Figure III. 12: Evolution mensuelle de la pluviométrie avant et après la rupture (Mehdia).

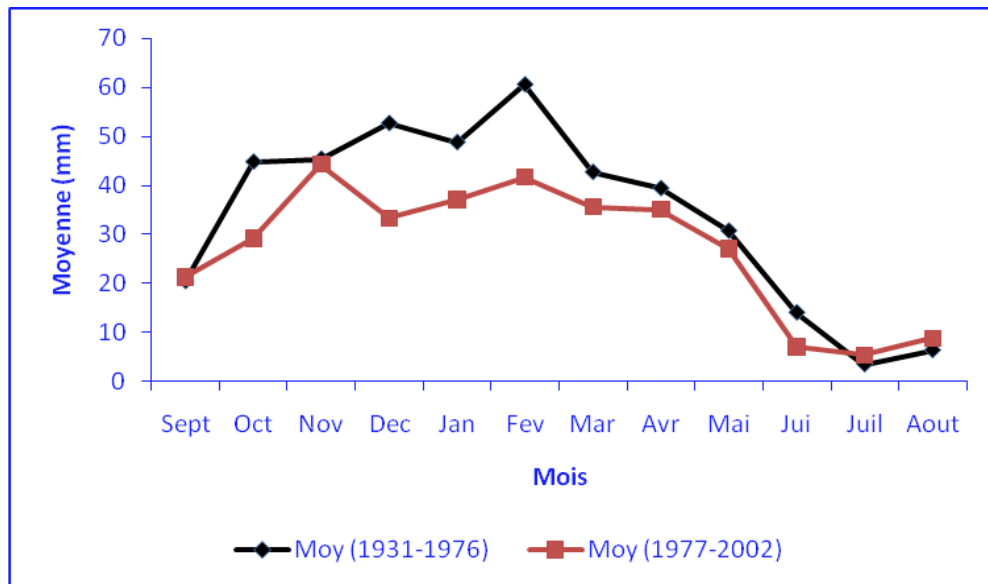


Figure III. 13: Evolution mensuelle de la pluviométrie avant et après la rupture (O. El Abtal).

Les trois stations représentent une pluviométrie plus abondante sur la première période que la seconde. Ceci confirme les résultats obtenus par les études évoqués auparavant. Pour les trois stations, les mois de décembre et de janvier sont devenus moins pluvieux sur la deuxième période.

III.5.3. Variabilité saisonnière

Pour détecter la baisse ou la hausse de la pluviométrie à une saison particulière ou à plusieurs saisons, nous allons utiliser la moyenne mobile (une méthode de filtrage), qui permet de mieux visualiser la chronologie des totaux de pluie saisonniers dans le temps. Cette étude s'est limitée aux trois saisons (l'automne, l'hiver et le printemps).

L'évolution des précipitations saisonnières pour les trois stations sont illustrés dans les figures III.14, III.15 et III.16. Elles montrent la fluctuation autour de la moyenne des totaux de pluie d'automne, sans tendance apparente. Par contre les totaux hivernaux sont en nette baisse dès le début de la décennie soixante-dix et quatre-vingt, ceci apparaît très nettement pour les trois stations. La saison du printemps a connu aussi des variations assez semblables pour les trois stations, de sorte qu'on observe une baisse de pluie durant les deux dernières décennies.

Le tableau III.5, donne les moyennes des trois saisons pour les trois stations avant et après la rupture. La moyenne pour la deuxième période est toujours inférieure par rapport à la première. La tendance à la baisse est bien significative en saison hivernal avec une baisse qui varie de 43.1, 48.8 et 49.9 mm dans les stations O.Sly, Mehdia et O. El Abtal. En considérant les deux saisons la différence est significative.

Tableau III. 5: Analyses des moyennes saisonnières sur les deux périodes avant et après la date de rupture.

Nom de station	Automne		Hiver		Printemps	
	Moy Avant Rupture	Moy Après Rupture	Moy Avant Rupture	Moy Après Rupture	Moy Avant Rupture	Moy Après Rupture
O. Sly	98.7	66.9	154.7	111.6	102.6	72.8
Mehdia	117.1	91.2	154.1	105.3	124.5	87.9
O. El Abtal	110.6	94.7	162.0	112.1	112.8	97.7

Donc, on peut conclure que la tendance à la baisse de la pluviométrie pour les trois stations durant ces dernières décennies est principalement occasionnée par une baisse des pluies de l'hiver et particulièrement celles de l'automne et du printemps

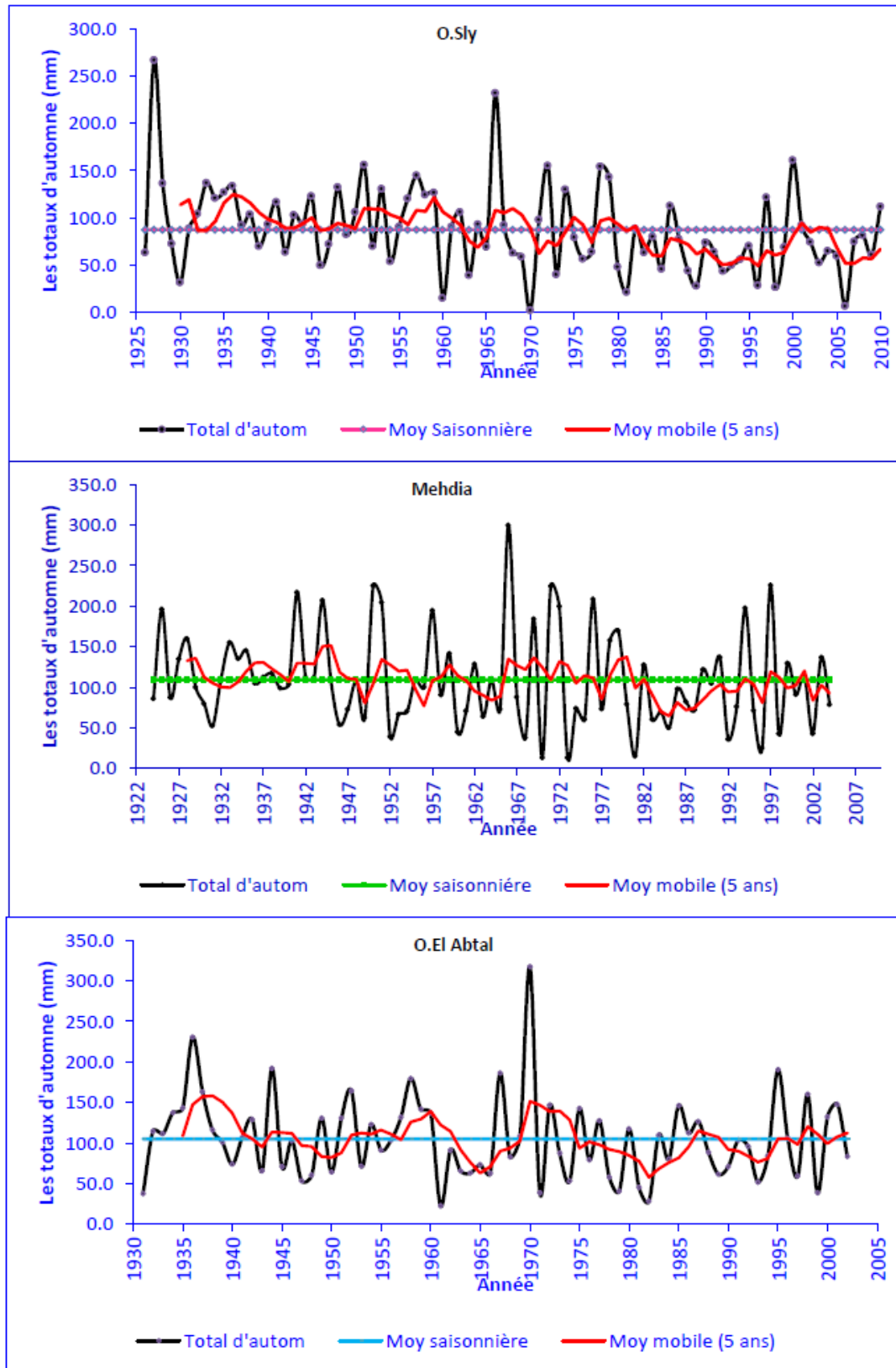


Figure III. 14: Evolution des totaux d'automne avec leur moyenne mobile.

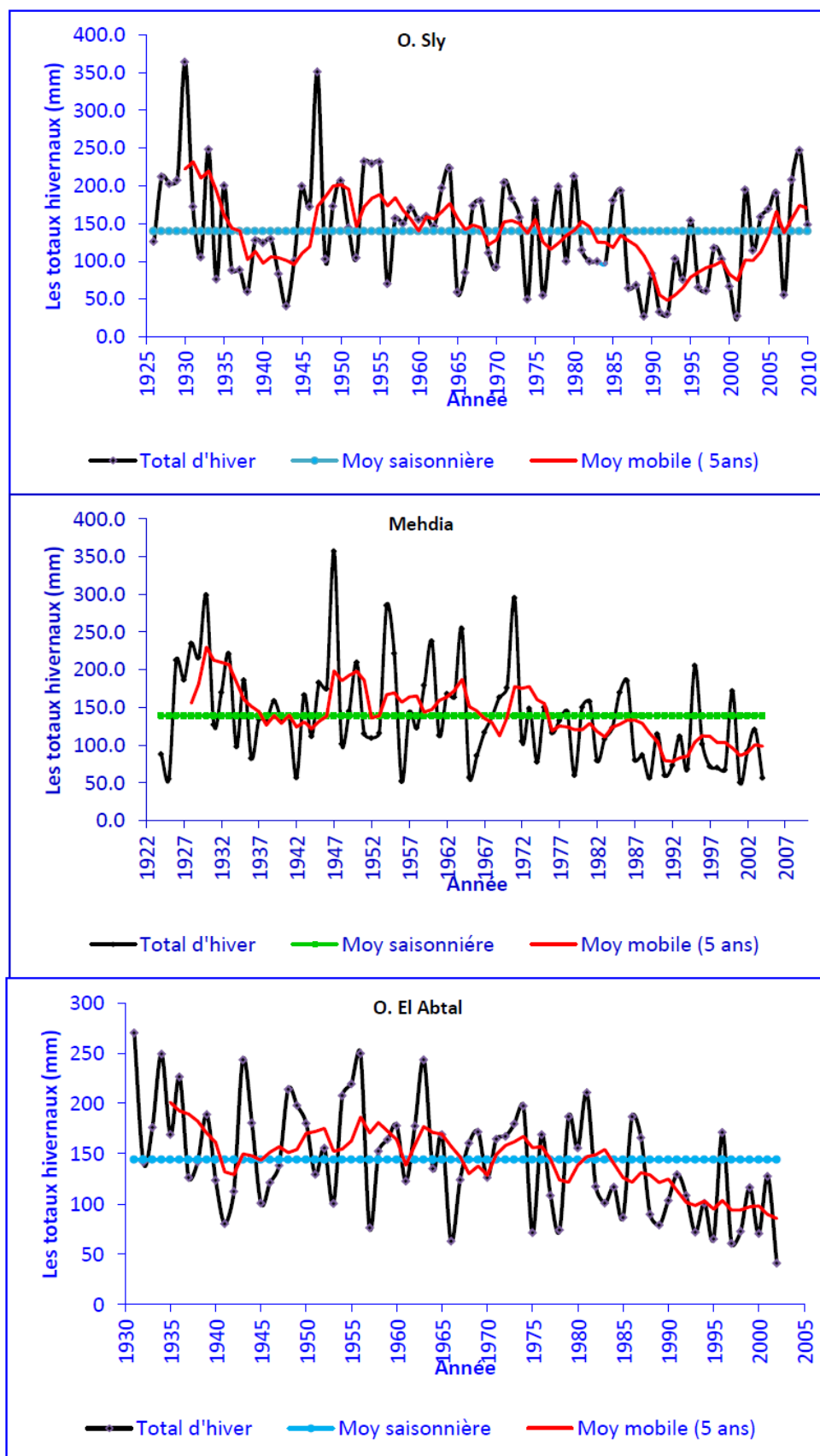


Figure III. 15: Evolution des totaux hivernaux avec leur moyenne mobile.

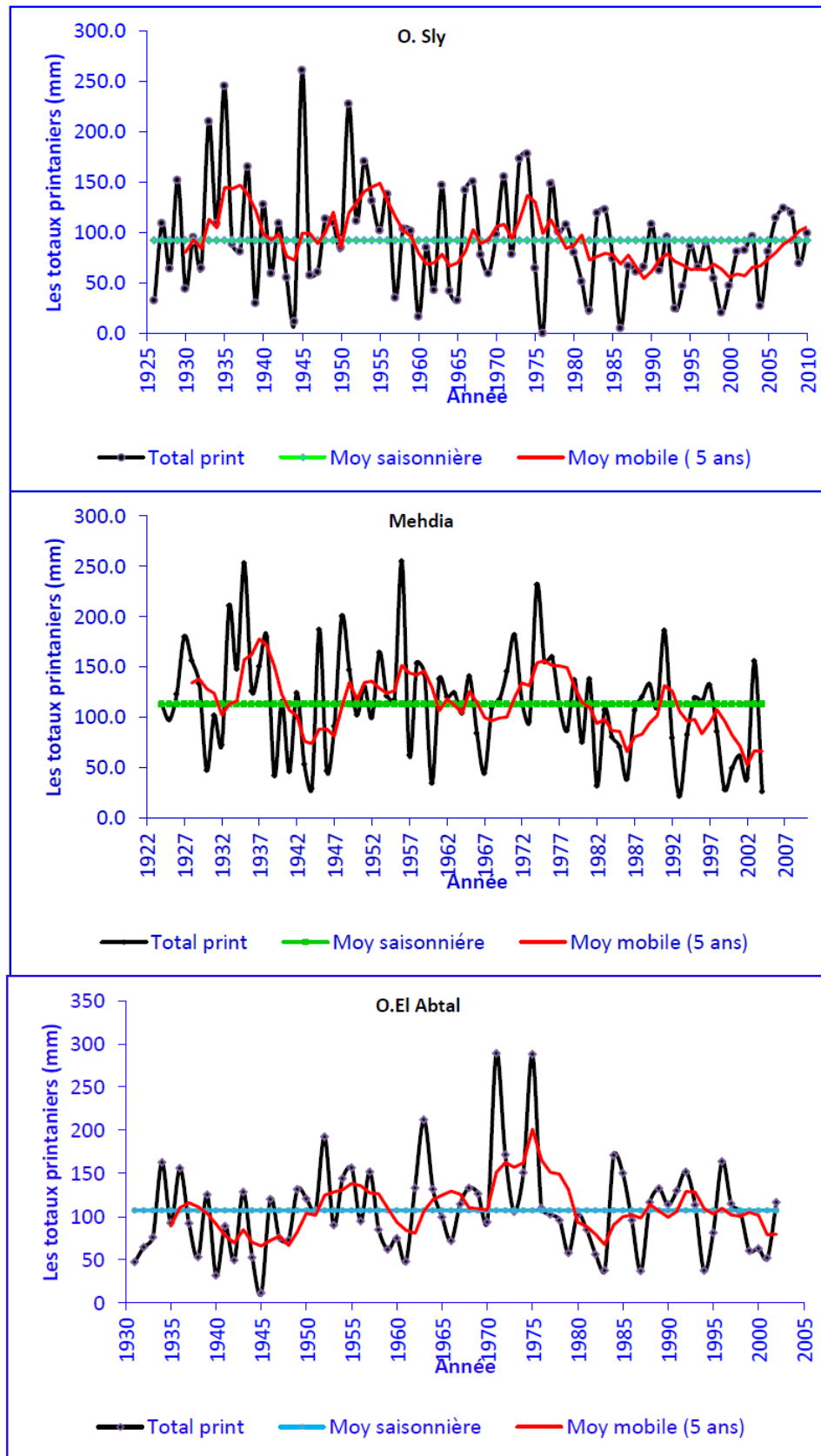


Figure III. 16: Evolution des totaux printaniers avec leur moyenne mobile.

III.6. Evolution spatiale des précipitations annuelles pour les périodes 1968-1980 et 1981-2004

La représentation graphique des pluies moyennes interannuelles, calculées par la méthode de krigeage entre la période 1968-1980 et 1981 à 2004. Le choix de ces périodes est dicté, pour la première, par la disponibilité des données et 1980 correspond à la fin de la décennie des années des ruptures (périodes excédentaires); pour la seconde, elle traduit la période déficitaire. On observe un grand écart significatif entre les valeurs des deux périodes (figures III. 17 et III.18). Néanmoins, une différence est observée pour certains sous-bassins localisés au Nord Est et au Sud-Ouest.

La répartition spatiale des précipitations moyennes interannuelles dans le bassin du Cheliff pour la période de 1968 à 1980 montre des valeurs décroissantes du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest, avec des altérations au niveau des chaînes telliennes où intervient le rôle important de l'altitude (figure III.17). Les larges bandes caractérisant les hauts plateaux et le Sersous sont cernées par l'isohyète 350 mm au Nord et l'isohyète 150 mm au Sud. Dans cette région, le climat semi-aride à aride est notamment développé et l'espacement des isohyètes est très important, ce qui reflète l'effet sensible de la latitude.

Par ailleurs, la région la plus pluvieuse se situe dans l'Est de la région d'étude où le massif du Zaccar est plus proche de la mer, on enregistre une pluie plus de 800 mm à la station de Sidi Mejahed. Par contre, sur les Monts de l'Ouarsenis, vers le Sud, on observe des pluies moins importantes, moins de 500 mm à la station de Khemesti. Dans la plaine, les apports pluviaux sont plus faibles, ils varient entre 350 mm et 400 mm. On remarque donc une nette dégradation pluviométrique du Nord au Sud et une faible dégradation pluviométrique d'Est en Ouest.

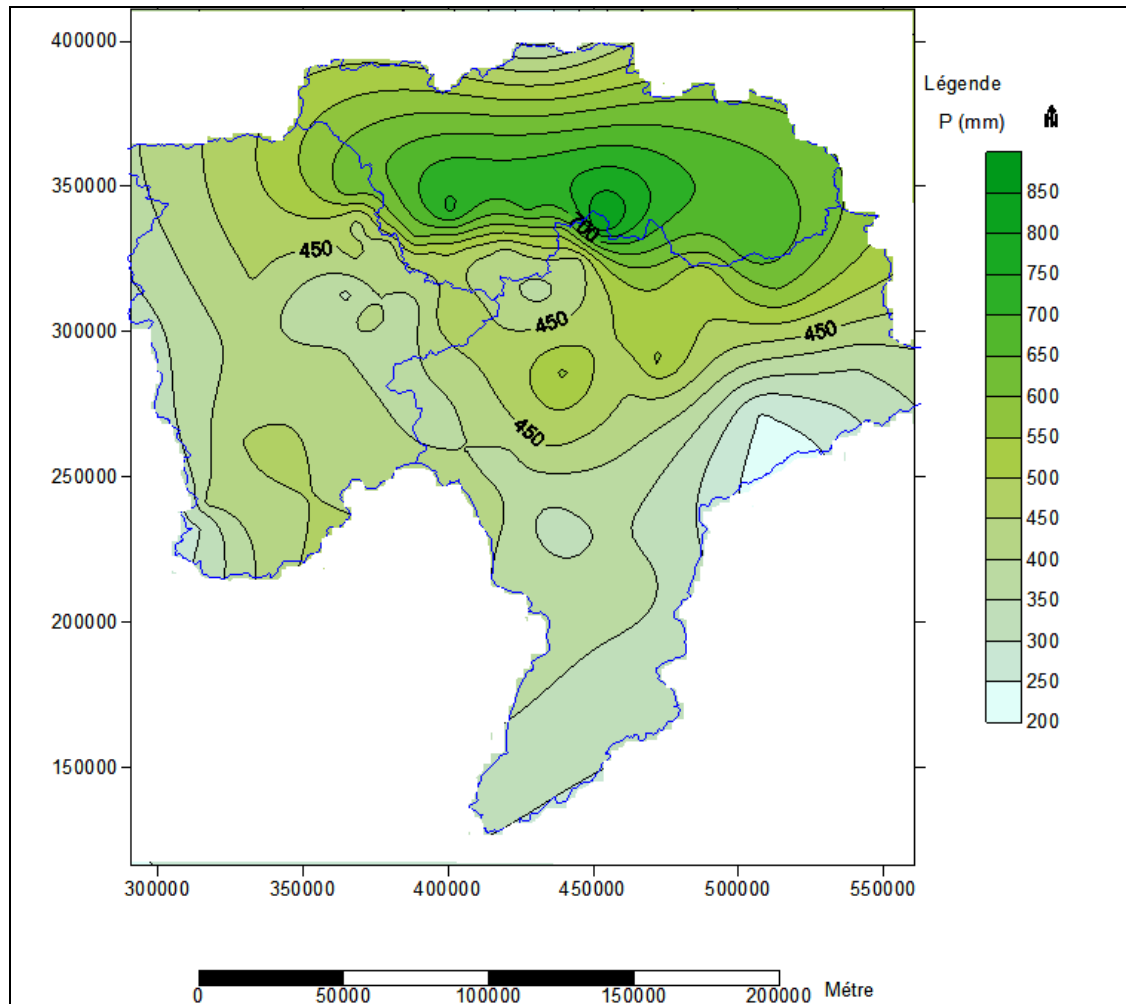


Figure III. 17: Répartition des pluies moyennes annuelles pour la période 1968-1980 par Krigeage.

La carte établie, pour la période 1981-2004, montre la diminution des surfaces plus pluvieuses et l'augmentation des surfaces moins pluvieuses par rapport à la carte relative à la période 1968-1980. Une plus grande partie du bassin se situe entre les isohyètes 100 et 300 mm (réduction de la pluviométrie), elle concerne les régions du Bas Cheliff, la Mina et celle du Cheliff en Amont de Bougezoul (figure III.18). A l'Est, on fait ressortir les mêmes traits de la répartition spatiale des précipitations moyennes interannuelles, mais avec des valeurs moins importantes par rapport à la moyenne relative à la période de référence (1968-1980) et qui ne dépassent guère les 600 mm. En revanche, le climat semi-aride à aride devient plus développé en occupant des surfaces de plus en plus vastes.

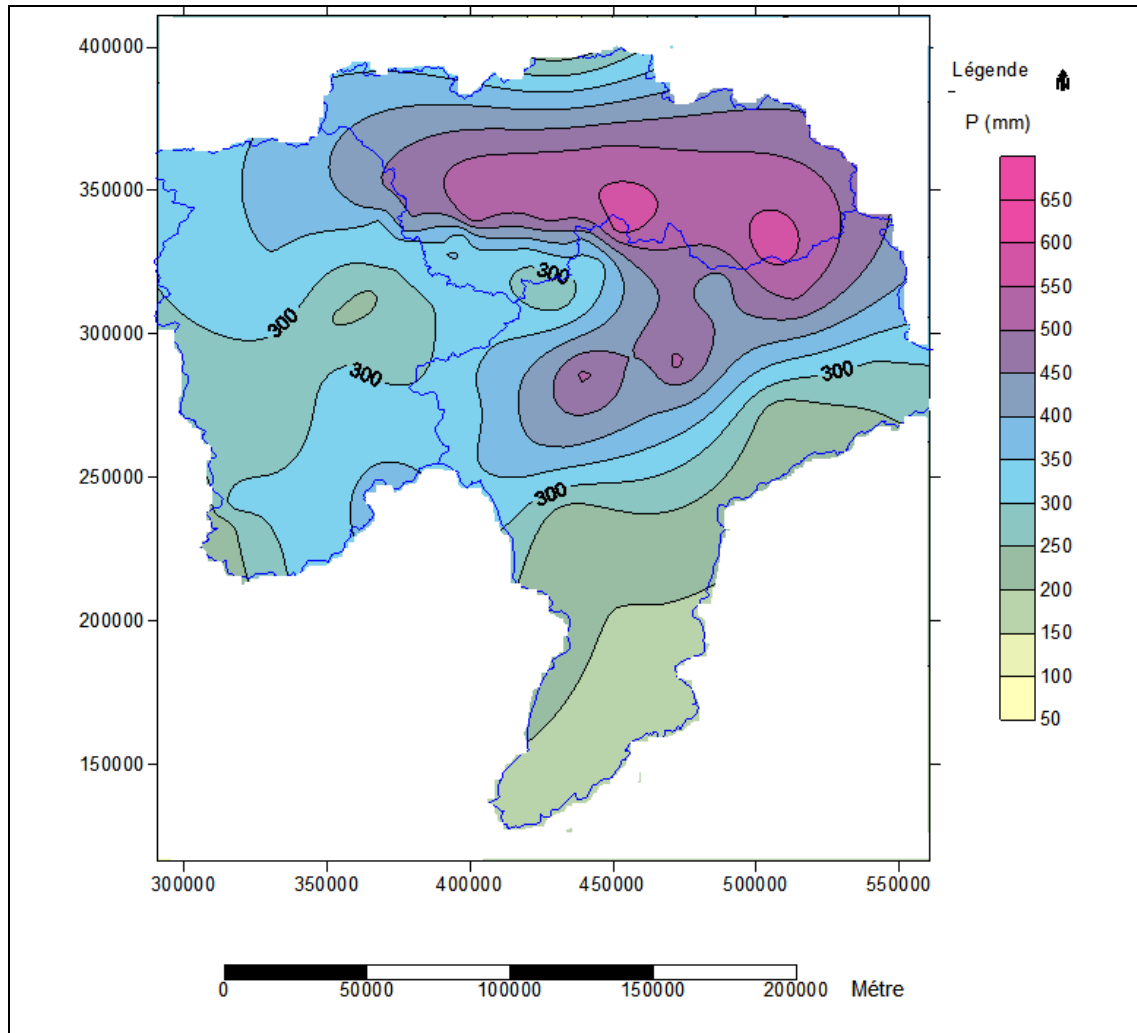


Figure III. 18: Répartition des pluies moyennes annuelles pour la période 1981-2004 par Krigeage.

III.7. Conclusion

L'analyse des séries de précipitations a montré l'importance d'identifier les tendances locales qui diffèrent des tendances nationales ou mondiales. Les résultats indiquent que pour les périodes analysées, il y a une baisse des précipitations dans l'ensemble du bassin étudié. Des tendances significatives apparaissent dans les parties Ouest et Sud-Est de la région. Plusieurs tendances sont significatives au niveau de 5% et trois sont au niveau de 10%. Les précipitations moyennes annuelles ont révélé une tendance à la baisse dans la plupart des stations étudiées avec la plus haute valeur de pente décroissante à $-4,58$ mm /an se produisant à Kenenda Ferme. Les précipitations

moyennes saisonnières ont montré des tendances similaires, sauf pour deux stations; ONM Chlef et O. El Abtal. La représentation cartographique des précipitations moyennes interannuelles souligne bien l'intercalation entre les deux périodes par l'évolution de manière significative des isohyètes de 100 à 300 m vers le Nord. Cette évolution est un indicateur de changement climatique dans la région. Ces changements dans les dernières décennies auront une influence négative sur la recharge des nappes et les ressources en eau disponibles, le remplissage des barrages réservoirs et les rendements agricoles.

Chapitre IV

Analyse hydrologique et modélisation des écoulements

IV.1. Introduction

Les modèles hydrologiques sont nombreux et constituent des outils indispensables de prévision et de gestion. Arriver à des modèles mathématiques scientifiquement et relativement simples, robustes et capables de produire à des échelles d'espace et de temps données, des résultats de simulations satisfaisants, est un des objectifs majeurs des recherches en hydrologie. Nous ne nous intéresserons pas aux multiples classifications qui existent, mais plutôt aux modèles globaux de type conceptuels élaborés à partir d'équation de bilan. Ce choix repose en grande partie sur la disponibilité des données.

L'objectif mené ici correspond aux tendances des relations pluie-débit à partir d'une modélisation conceptuelle mensuelle dans le bassin du Cheliff. La méthodologie a consisté d'une part, à évaluer le modèle utilisé sur le bassin test à partir des critères de performance et de robustesse, et d'autre part, à appliquer la méthode des simulations croisées en utilisant le modèle GR2M (Génie Rural à 2 paramètres au pas de temps Mensuel). Après une présentation du concept et des idées de base des modèles GR, nous mènerons la réflexion en vue d'évaluer l'efficacité de GR2M dans le contexte du bassin du Cheliff. Nous utiliserons la simulation des débits de deux sous-bassins versants représentatifs des écoulements dans le bassin du Cheliff, compte tenu de l'échelle d'espace à laquelle nous travaillons et de l'état actuel des données qui sont rares et difficiles à acquérir.

IV.2. Réseau hydrométrique et présentation des stations hydrométriques retenues

Le bassin du Cheliff est mal doté en stations de mesures hydrométriques. Les archives révèlent que le réseau est ancien, la mise en place de la première station de jaugeage dans le bassin date de 1925, mais le nombre de stations hydrométriques disponibles et susceptibles de fournir une abondance suffisante d'informations de bonne qualité pour la gestion des ressources en eau, sont insuffisantes (Touazi et al, 2004). Dans le bassin du Cheliff avec 43 750 km², sur 43 stations de jaugeage, seules 24 stations hydrométriques ont fonctionné; soit une station pour 1823 km² (figure IV.1).

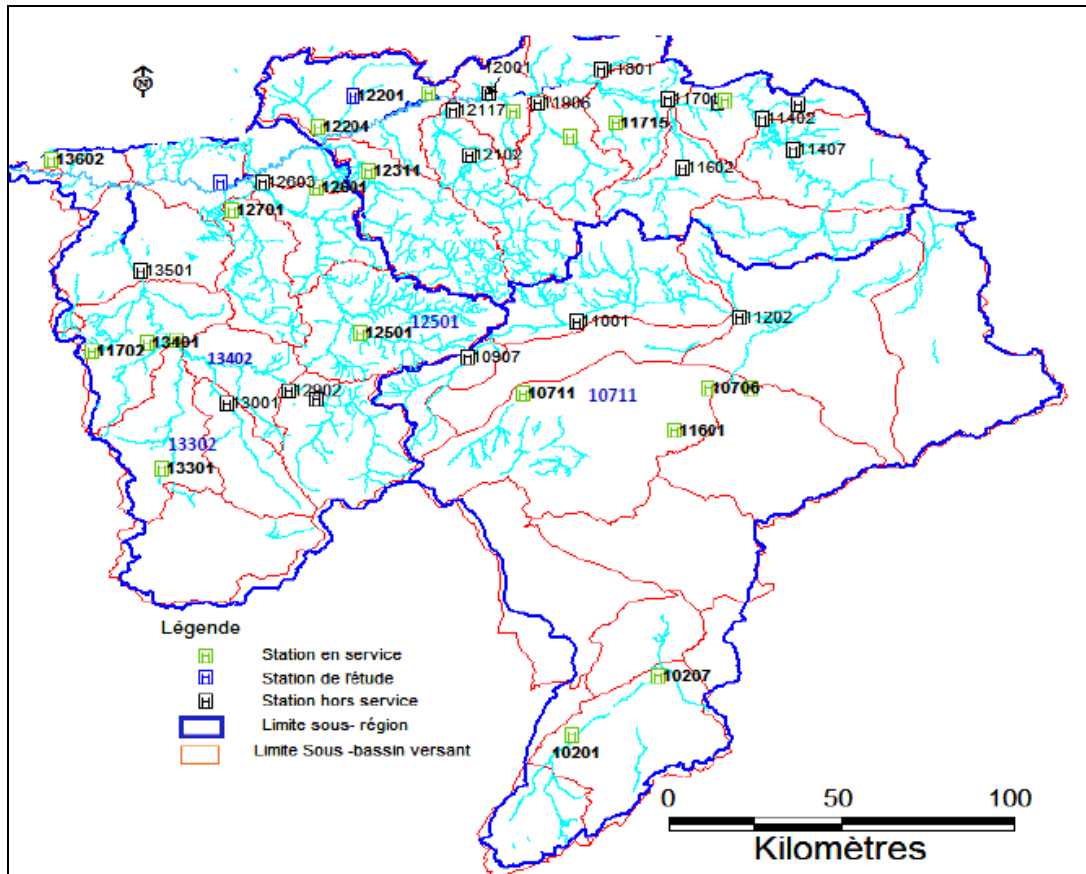


Figure IV. 1: Réseau hydrométrique du bassin hydrographique Cheliff.

Dans le cadre de notre étude, seules les stations de jaugeage qui possèdent une longue durée et peu de lacunes sont prises en considération. Aussi, six stations hydrométriques ont été retenues, les caractéristiques de ces stations sont données dans le tableau IV. 1.

Tableau IV. 1: Caractéristiques des stations hydrométriques de la zone d'étude.

Code Station	Nom de la station	Oued	Coordonnées Lambert		Période d'observation
			X(m)	Y (m)	
12201	Ouled Fares	Ouahrane	368100	326650	1971-2000
12501	Oued Lili	Tighighest	370320	248120	1974-1999
12806	Djidiouia Cheliff	Cheliff	329599	298200	1973-1999
13302	Ain Amara	El Abd	316450	335120	1967-2000
13402	Oued El Abtal	Mina	316800	245650	1954-1999
10711	Ferme Ferhat	Sousselem	417120	227899	1974-1999

IV.2.1. Etude de la variabilité hydrométrique

En vue d’apprécier la variabilité interannuelle des débits moyens annuels des bassins de la région d’étude à travers l’évolution des indices centrés réduits de la méthode de l’indice de Nicholson (cité en chapitre III), les résultats présentés dans la figure IV.2, nous permettent de distinguer deux périodes normales dans la station de O. Farés. La première s’étale de 1971 à 1980, la deuxième très courte, s’étend sur deux ans (1985 à 1986). Une succession d’années sèches est constatée sur une période déficitaire observée durant la période 1981 à 1984. Une nette période déficitaire de 1988 à 2000 correspondant à une période sèche marquée par une forte baisse des écoulements notamment dans les années 1989 et 1993 ($0.16 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $0.19 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) intercalées de deux années excédentaires en 1994 et 1995. Néanmoins, durant cette période d’étude, on a enregistré un débit moyen maximal exceptionnel de $78.50 \text{ m}^3/\text{s}$ en mois d’Octobre en 1994.

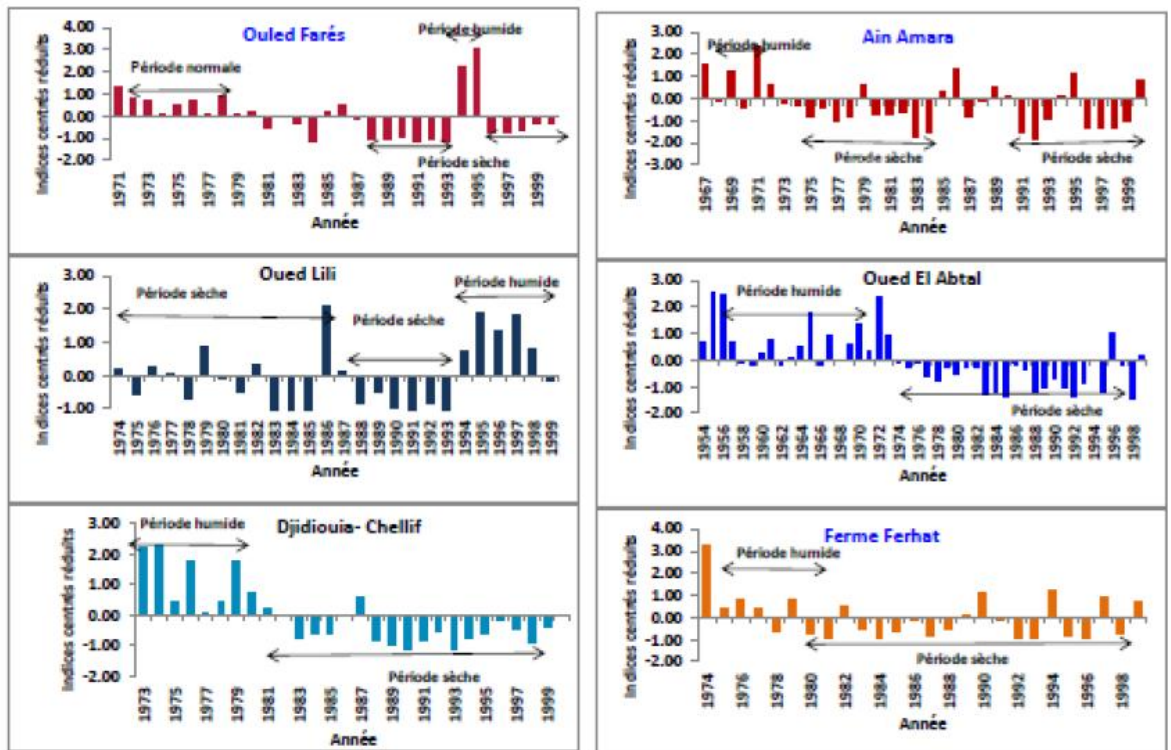


Figure IV. 2: Évolution interannuelle des indices centrés réduits des débits des six stations de la zone d’étude.

On constate pratiquement la même évolution pour la station Oued El Abtal avec une période humide qui s’étale de 1955 à 1973 et une longue période sèche de 1974 à 1999. Au niveau de la station de Djidouia, une nette baisse des écoulements est enregistrée à partir de l’année 1983. Pour la station d’Ain Amara et la Ferme Ferhat, on

observe une succession de périodes excédentaires et déficitaires, par contre en niveau de la station d'Oued Lili, on remarque une nette augmentation des écoulements à partir de 1994.

IV.2.2. Les tendances annuelles des débits

L'étude de la série hydrométrique menée sur une longue période permet l'évaluation de la sensibilité des cours d'eau aux changements climatiques. Le débit moyen interannuel du bassin (figure IV.3), varie entre $2,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ avec un maximum de $5,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1994 (Station de Ain Amara), $3,67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ avec un maximum de $9,25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1955 (la station d'O. El Abtal) et pour les stations O. Farés, O. Lili et la Ferme Ferhat, les valeurs varient respectivement de $0,58 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $0,37 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $0,06 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ avec un maximum de $1,524 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1971, $0,80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1995 et $0,24 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1974.

Les débits élevés dans les stations d'Ain Amara et d'O. El Abtal sont en relation avec l'importance de l'apport de l'Oued Mina et les caractères morphométriques spéciales dans ce bassin (altitude dépasse 1200 m) qui favorisent la production de ruissellement de surface. Cette augmentation graduelle dans les apports d'Est en Ouest est cohérente avec les données climatiques et physiographiques du bassin de Cheliff-Amont Boughzoul en passant par le Haut et le Moyen et le Bas-Cheliff à La Mina. Pour la station de Djidiouia Cheliff, le débit élevé serait dû au positionnement de la station sur le cours d'eau principal du Cheliff qui accumule les débits des autres affluents.

Les débits sont faibles dans la région des hautes plaines, à cause de la faible pluviométrie, de la forte évapotranspiration et de la perméabilité importante des formations lithologiques. En revanche, ils sont relativement élevés dans le Haut et le Moyen du Cheliff qui combinent une abondante précipitation moyenne et une faible perméabilité des affleurements géologiques. Ceci suggère que le paramètre altitude est un facteur prédominant.

Le tableau IV.2 montre des tendances annuelles significatives à la baisse, elles ont été observées à la station O. El Abtal, Djidiouia Cheliff et O. Farés, avec un maximum de -4.54 (O. El Abtal). Les tendances à la baisse significative du débit annuel traduisent une plus grande valeur de pente décroissante respectivement, pour O. El Abtal et Djidiouia Cheliff, (c.-à-d. $-0,103 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ an}^{-1}$ et $-1,18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ an}^{-1}$).

IV.2.3. Les tendances mensuelles et saisonnières des débits

Une forte variabilité des débits mensuels et saisonniers a été observée dans la majorité des stations de jaugeage. Une tendance à la hausse significative des moyennes

mensuelles a été observée à O. Lili avec une valeur de z variant de 2,09 à 2,69 en Octobre et Août, respectivement. Une diminution substantielle a été observée au cours de chaque mois pour la station O. El Abtal et pour quelques mois à Ain Amara et Djidouia Cheliff surtout pendant l'été, avec la valeur de z allant de -3,36 en Mars, à -3,49 en Juin, de -3,64 en Janvier, à -4,43 en Juillet et un maximum de -4.45 en Août pour O. Djidiouia- Cheliff, O.Fares , Ferme Ferhat, Ain Amara et O. El Abtal, respectivement.

Dans le tableau IV.3, une tendance saisonnière importante à la baisse a été observée dans la station O. El Abtal, avec des valeurs de la statistique z maximales de -4,34 en hiver, -3,42, -3.44 et -3.76 en été, et hiver dans les stations Ain Amara, Djidiouia – Cheliff et Ferme Ferhate respectivement, et -3,95 en été à O. Farés.

Une tendance significative à la hausse a été observée dans O. Lili avec un maximum de valeur de z de l'ordre de +3.07 en automne. La tendance positive dans la station de jaugeage d'Oued Lili malgré la réduction de la pluviométrie dans cette région est probablement due à la contribution des lâchées de l'eau du barrage de Dahmouni. Ainsi, ce résultat n'a pas indiqué un comportement régional spécifique. Aussi les problèmes de mesure pourraient être responsables de cette tendance positive. La présence de tendances dans les débits dans le bassin du Cheliff a été attribuée aux baisses observées dans les précipitations et, dans une certaine mesure, à l'augmentation de la température.

L'étude actuelle met en évidence des irrégularités dans les tendances générales dans tout le bassin du Cheliff. Aussi, récemment dans différents bassins versants de l'Algérie occidentale, cette tendance à la baisse des régimes hydrologiques caractéristiques a été confirmée par Meddi et Talia, 2013. Il a noté que la tendance des débits n'a jamais été documentée pour le bassin du Cheliff.

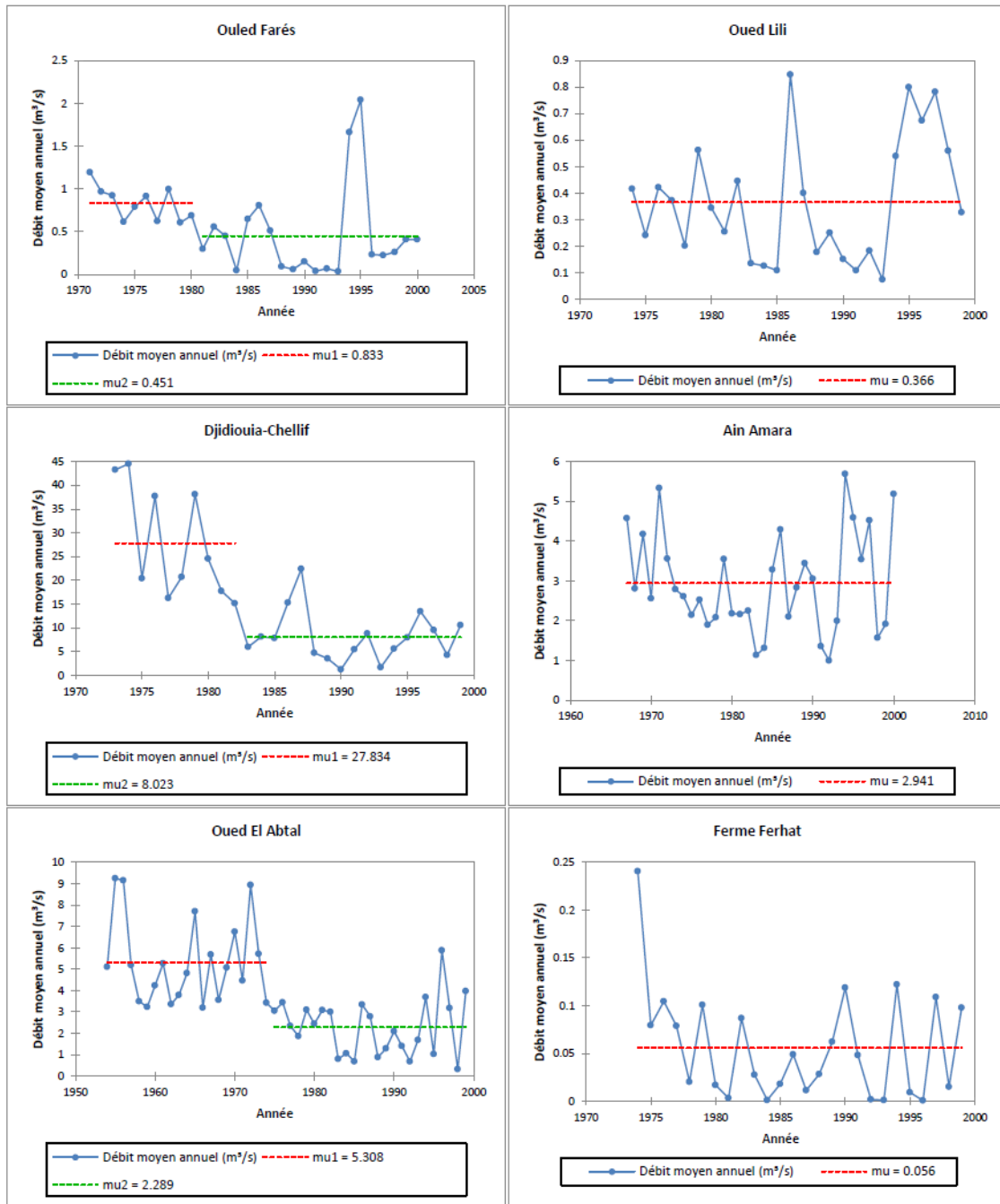


Figure IV. 3: Evolution des débits moyens annuels pour les stations de la région d'étude.

Tableau IV. 2: Résultats du test de Mann-Kendall (la valeur de la statistique Z) pour moyennes mensuelles.

Stations	Période d'observation	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aout
Ouled Fares	30	-0.74	-1.41	-1.34	-1.44	-1.14	-1.77 ^b	-2.48 ^a	-2.13 ^a	-2.15 ^a	-3.49 ^a	-3.02 ^a	-1.54
O.Lili	26	+0.24	+2.09 ^a	+1.30	+0.77	+0.55	-0.77	-1.56	-0.47	-0.16	+0.20	+1.48	+2.69 ^a
Djidiouia Cheliff	27	-0.27	-1.15	-2.85 ^a	-3.31 ^a	-2.77 ^a	-3.34 ^a	-3.36 ^a	-3.07 ^a	-3.35 ^a	-2.28 ^a	-1.65	-2.73 ^a
Ain Amara	34	-0.64	+0.70	-1.67 ^b	-2.98 ^a	-2.69 ^a	-2.65 ^a	-2.24 ^a	-3.01 ^a	-3.63 ^a	-4.18 ^a	-4.43 ^a	-2.09 ^a
O. El Abtal	46	-3.51 ^a	-2.08 ^a	-3.53 ^a	-3.67 ^a	-3.44 ^a	-3.34 ^a	-2.98 ^a	-4.38 ^a	-3.72 ^a	-4.58 ^a	-4.00 ^a	-4.45 ^a
Ferme Ferhat	26	-0.79	-0.10	-1.23	-0.49	-3.64 ^a	-2.92 ^a	-1.45	+0.19	-0.37	-1.45	+0.19	-0.37

a : Seuil de la signification de la tendance à 5 %. b Seuil de la signification de la tendance à 10 %.

Tableau IV. 3: Débits moyens annuels (Q_{moy}), résultats de test de Mann-Kendall (la valeur de la statistique Z) pour moyens annuels, moyens saisonniers et la pente de Sen.

Stations	Q moy (m ³ /s)	ANN	Automne	Hiver	Printemps	Été	Pente de Sen (Q _{ann}) m ³ s ⁻¹ /an
			(Sept-Nov)	(Dec-Fev)	(Mar-Mai)	(Jun-Aout)	
Ouled Fares	0.55	-2.94 ^a	-2.23 ^a	-2.20 ^a	-3.02 ^a	-3.95 ^a	-0.03
O.Lili	0.37	+0.24	+3.07 ^a	-0.37	-0.99	+0.86	+0.003
Djidiouia Cheliff	15.36	-3.61 ^a	-2.23 ^a	-3.44 ^a	-2.98 ^a	-2.44 ^a	-1.18
Ain Amara	2.90	-0.67	+0.25	-2.92 ^a	-1.80 ^b	-3.48 ^a	-0.015
O. El Abtal	3.67	-4.54 ^a	-2.94 ^a	-4.34 ^a	-3.32 ^a	-4.17 ^a	-0.103
Ferme Ferhat	0.06	-1.30	+0.49	-3.76	-0.02	-0.02	-0.002

a : Seuil de la signification de la tendance à 5 %. b Seuil de la signification de la tendance à 10%.

IV.3. Modélisation des écoulements

IV.3.1. Le modèle pluie-débit mensuel GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle conceptuel et empirique global élaboré par Michel (1983) du CEMAGREF. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhoul et Michel (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006b), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Mouelhi et al. (2006b) qui paraît être la plus performante. Ce modèle a déjà été appliqué sur plusieurs bassins en Afrique, en France et en Algérie.

Le modèle GR2M est constitué d'un réservoir sol qui régit la fonction de production et qui est caractérisé par sa capacité maximale X_1 , correspondant à la capacité de rétention en eau du sol et d'un réservoir de routage d'eau gravitaire qui régit la fonction de transfert caractérisée par un coefficient d'échange souterrain X_2 ($0 < X_2 < 1$). Pour utiliser GR2M sur un bassin donné, les informations suivantes sont nécessaires pour les calculs : la superficie du bassin en kilomètres carrés, les chroniques mensuelles de pluie (P) sur le bassin en millimètres, les chroniques mensuelles d'évapotranspiration potentielle (E) en millimètres et les valeurs initiales des taux de remplissage du réservoir de production (X_1).

La principale donnée de « sortie » du modèle est l'écoulement à l'exutoire (Q).

IV.3.1.1. Description mathématique

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol, très similaire à celui existant dans le modèle GR4J (figure IV.4). Du fait de la pluie P , le niveau S dans le réservoir devient S_1 défini par :

$$S_1 = \frac{S + X_1 \cdot \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad \text{IV. 1} \quad \text{où} \quad \varphi = \tanh\left(\frac{p}{X_1}\right) \quad \text{IV. 2}$$

Le paramètre X_1 , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie P_1 en excès est donnée par :

$$P_1 = P + S + S_1 \quad \text{IV.3}$$

Du fait de l'évapotranspiration, le niveau S_1 devient S_2 :

$$S_2 = \frac{S_1 (1 - \psi)}{1 + \psi(1 - \frac{S_1}{X_1})} \quad \text{IV.4} \quad \text{où} \quad \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad \text{IV.5}$$

E est l'évapotranspiration potentielle. Le réservoir se vidange ensuite en une percolation P_2 et son niveau S, prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} \quad \text{IV.6} \quad \text{et} \quad P_2 = S_2 - S \quad \text{IV.7}$$

La pluie totale P_3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par :

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad \text{IV.8}$$

Le niveau R dans le réservoir devient alors R_1 :

$$R_1 = R + P_3 \quad \text{IV.9}$$

Un terme d'échange en eau est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1) \cdot R_1 \quad \text{IV.10}$$

Le paramètre X_2 est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient:

$$R_2 = X_2 \cdot R_1 \quad \text{IV.11}$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique. Le débit est donné par:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad \text{IV.12}$$

et le niveau du réservoir est enfin mis à jour par

$$R = R_2 - Q \quad \text{IV.13}$$

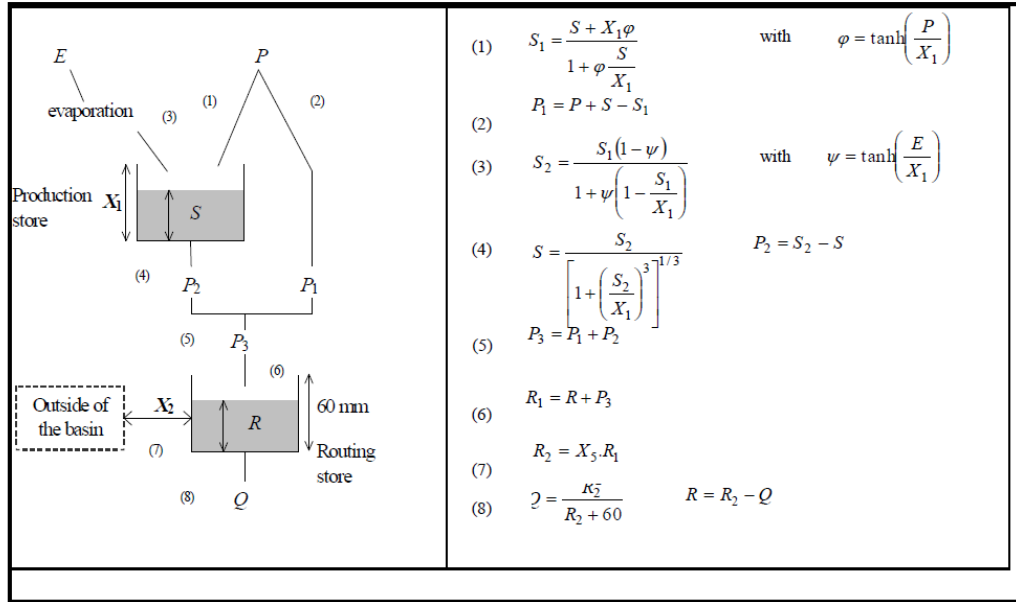


Figure IV. 4: Schéma de la structure du modèle GR2M

IV.3.1.2. Critères d'optimisation du modèle

Le choix final du modèle repose tout d'abord sur la performance. On se réfère généralement à cette étape en parlant de calage (ou calibration) du modèle. Ainsi, caler un modèle consiste à rapprocher le plus possible le comportement du modèle de celui du bassin modélisé, c'est-à-dire, reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin (Serna, 2005). En général, la méthode de rapprochement de ces comportements consiste en l'optimisation des paramètres du modèle ; pour ce qui nous concerne ceux sont les paramètres X_1 et X_2 . Le critère d'optimisation utilisé dans le cadre de cette étude est le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970), car il est l'un des critères les plus performants (Perrin, 2003). Ce critère adimensionnel permet de juger la qualité de l'ajustement et facilite la comparaison des ajustements sur différents bassins dont les écoulements correspondent à des ordres de grandeur différents. Il est défini par l'équation :

$$Nash(Q) = 100 \left[1 - \frac{\sum_i (Q_o^i - Q_c^i)^2}{\sum_i (Q_o^i - Q_m)^2} \right] \quad \text{IV.14}$$

Q_o^i : Débit observé ; Q_c^i débit calculé et Q_m débit moyen observé.

La valeur du critère de Nash-Sutcliffe est comprise entre $-\infty$ et 100%. Le modèle est considéré comme performant quand les débits estimés se rapprochent des débits observés, c'est-à-dire quand la valeur du critère de Nash-Sutcliffe est proche de 100%. Ainsi, une performance supérieure ou égale à 60% peut être jugée satisfaisante (Perrin, 2000). Les performances en termes de critère de Nash - Sutcliffe sont l'image

de l'adéquation du modèle et du jeu de paramètres calés au bassin étudié. L'analyse des résultats de simulation est portée sur les performances des modèles au calage et en validation.

IV.3.1.3. Evaluation de la robustesse du modèle

L'une des techniques les plus utilisées, pour évaluer la robustesse d'un modèle dans des situations les plus proches possibles de celles dans lesquelles il est censé fonctionner, est la technique du double échantillon (Perrin, 2000 et Kouassi et al., 2011). Cette technique permet de tester l'adaptabilité des modèles quelle que soit leur complexité. Dans le cas où l'on disposerait d'observations se présentant comme des séries chronologiques (cas des pas de temps mensuel), il suffira de subdiviser la période d'observation de chaque bassin versant en sous-périodes, avec calage sur une période et contrôle sur le reste des observations, tout en veillant à réserver une période de mise en route. Cette tâche est répétée de façon à caler successivement sur toutes les sous-périodes.

La robustesse des différents modèles est évaluée par la différence des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe en phase de calage et en phase de validation. Outre l'évaluation à l'aide d'un critère numérique, une analyse comparative des débits observés aux débits simulés a été réalisée. Le tracé de diagrammes de dispersion des débits simulés en fonction des débits observés a aussi permis d'apprécier la qualité de la modélisation effectuée.

IV.3.1.4. Choix des périodes de calage et de validation

Les modèles conceptuels nécessitent une phase de spécification des paramètres qui pour lesquelles il faut supposer qu'il n'y a pas eu de changement dans les caractéristiques hydrologiques ou physiographiques du bassin versant (Diello, 2007). La rupture climatique constatée lors de l'analyse des données pluviométriques (pour rappel, cette rupture se situe entre 1975 et 1980 pour 80% des stations qui ont servi à l'étude) a introduit une hétérogénéité dans les séries de données climatiques, et aussi une modification du fonctionnement hydrologique des bassins versants, le choix des périodes de calage devient fondamental pour la spécification des paramètres du modèle. Nous avons défini des périodes de longueur de 5 ans puis de 10 ans, les deux tiers (2/3) de l'échantillon et sur le tiers (1/3) de l'échantillon de données disponibles de débits des bassins versants. L'ajustement du modèle a été utilisé pour une période de calage puis validé sur les autres périodes et inversement. Les tableaux IV. 4 à IV.8 montrent un exemple de découpage de 5ans, 10 ans et 2/3 et 1/3 de la période d'étude pour une série

de débits allant de 1971 à 2000 à la station d'Ouled Farés et à la station de l'Oued El Abtal pour une période de 1955-1999. Pour les découpages de 5 ans et 10 ans, c'est un tableau croisé, dans laquelle on a en colonne les périodes de calage et en ligne les périodes de validation.

IV.3.2. Bassins versants retenus

Les données utilisées pour cette partie de l'étude concernent les pluies mensuelles, les évapotranspirations potentielles (ETP) mensuelles (calculées avec la méthode de Thornthwaite) et les débits mensuels.

Les deux sous-bassins versants retenus pour cette étude sont : le sous- bassin de l'Oued Ouahrane et celui de la Mina. Le choix de ces deux sous-bassins réside dans la disponibilité des données hydroclimatiques et surtout de la température.

IV.3.3. Performance et robustesse du modèle en calage et validation

Les résultats de la modélisation en calage et en validation pour les découpages de 5 ans, 10 ans, 2/3 et 1/3 de la période d'observation sont présentés dans les tableaux IV.4 à IV.8. Les cinq premières lignes des tableaux présentent les résultats des calages, viennent ensuite les validations croisées : on applique chaque jeu de paramètres calés pour une période à toutes les autres périodes, la valeur de Nash ainsi obtenue figure dans ces tableaux. Les trois dernières colonnes et lignes des tableaux présentent les Nash maximum, moyenne et minimum de validation pour chaque jeu de paramètres. Dans les tableaux, les meilleures valeurs du critère de Nash en calage et en validation sont en gras et les plus faibles valeurs sont soulignées.

Les valeurs de critère de Nash de calage sont de façon générale bonne pour l'ensemble des deux sous- bassins, la valeur maximum de Nash est de 83.6 à 76.6 pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane et de 92.8 à 76.1 pour Oued Mina, pour les deux sous-bassins en découpage de 5 ans et 10 ans respectivement. Sauf pour les périodes de 1980-1984 et 1965-1969, les résultats de calage nous donnent de faibles valeurs (37.7 et 54.5) dans Le sous- bassin de l'Oued Mina. Pour le 2/3 et 1/3 de la période d'observation, le meilleur résultat est obtenu pour le calage sur 2/3 de la période avec un Nash qui varient de 75.4% à 70.2 % dans le sous –bassin de l'Oued Ouahrane et de l'Oued Mina respectivement.

Pour le Nash en validation, on enregistre quelques exceptions. Ces dernières concernent une période bien particulière (1980-1984) pour le sous- bassin de l'Oued Mina en découpage 5 ans. Elle a la particularité de contenir, au niveau des bassins (figure IV.2), des années exceptionnellement sèches (1983 à 1984). Ces années

exceptionnelles sont plus difficilement reproductibles par le modèle calé sur des périodes au comportement proche de la moyenne ; des résultats similaires ont été obtenus par Dezetter et al. (2007) sur le bassin du Niger à Koulikoro.

Tableau IV. 4: Performances en phases de calage et de validation du modèle GR2M au sous- bassin de l'Oued Ouahrane et de l'Oued Mina.

Sous bassin	Oued Ouahrane		Oued Mina	
Période d'observation	1971-2000		1955-1999	
Période de calage	1971-1991	1991-2000	1955-1984	1985-1999
X1	4.92	4.88	5.12	5.24
X2	0.42	0.51	0.51	0.48
Nash % (calage)	75.4	73.3	<u>70.2</u>	73.3
R² (%)	87.5	91	65	87.3
Période de validation	1991-2000	1971-1990	1984-1999	1955-1984
Nash Validation	62.3	<u>55</u>	68.1	61.4
R² (%)	91	87.3	68	80

Il est probable que des fonctionnements différents des bassins versants ont lieu durant ces périodes et qu'ils n'ont pas effets sur des périodes plus humides. Le modèle ne peut donc pas régénérer des fonctionnements qui ne se produisent pas dans la période de calage (Dezetter et al., 2007).

L'objectif de cette procédure de calage-validation du modèle est de choisir le jeu de paramètres qui représente au mieux le fonctionnement du bassin versant, afin notamment de l'utiliser pour la simulation des chroniques de débits.

Les valeurs du critère de robustesse traduisant les écarts de variation entre les performances moyennes du calage à la validation, sont comprises entre 6.4 et 9.5 % pour le découpage 10 ans et 5ans respectivement dans le sous- bassin de l'Oued Ouahrane, de 6.6 à 5.5 % en valeur absolue pour le découpage 5 ans et 10 ans pour Oued Mina, 2.1 % et 11.9 % pour les deux tiers (2/3) et un tiers (1/3) de la période d'observation respectivement. En effet, La dégradation enregistrée par le critère de Nash en validation vis-à-vis du calage, et qui définit le critère de robustesse du modèle

est acceptable. Elle est en moyenne inférieure à 10% pour les deux découpages 5ans et 10 ans, ce qui traduit la robustesse du modèle GR2M sur les sous- bassins versants de l'Oued Ouahrane et de la Mina.

Tableau IV. 5: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 5 ans pour Sous- bassin de l'Oued Ouahrane.

Sous –bassin de l'Oued Ouahrane : découpage 5ans									
Période de calage	71-75	76-80	81-85	86-90	91-95	96-2000			
X1	140.89	140.89	140.89	140.89	140.89	140.89			
X2	0.39	0.45	0.41	0.56	0.46	0.54			
Nash Calage %	81.4	83.6	<u>72.2</u>	72.4	82.2	79.4			
R2 %	87	79	80.9	88	91	88			
							Max Nash	Moy Nash	Min Nash
Nash Valid. (71-75)		69.5	80.2	-32.1	64.9	<u>-4.4</u>	80.2	35.6	<u>-32.1</u>
Nash Valid.(76-80)	78.3		81.4	51.1	83.1	62	83.1	71.2	51.1
Nash Valid.(81-85)	70.5	67.6		-12.4	65.8	11.9	70.5	40.7	-12.4
Nash Valid.(86-90)	31.1	74.2	38.4		68.9	71.4	74.2	56.8	31.1
Nash Valid.(91-95)	72.3	84.3	76.8	56.1		66.2	84.3	71.1	56.1
Nash Valid.(96-00)	54.1	74.7	59.9	78.4	71.7		78.4	67.8	54.1
Max Nash	78.3	84.3	81.4	78.4	83.1	71.4			
Moy Nash	61.3	74.1	67.3	28.2	70.9	41.4			
Min Nash	31.1	67.6	38.4	-12.4	64.9	-4.4			

Tableau IV. 6: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 5 ans pour le sous bassin de l'Oued Mina.

Sous –bassin de l'Oued Mina : Découpage 5 ans												
Période de calage	55-59	60-64	65-69	70-74	75-79	80-84	85-89	90-94	95-99			
X1	188.67	188.67	188.67	188.67	188.67	188.67	188.67	188.67	188.67			
X2	0.52	0.5	0.56	0.49	0.65	0.55	0.54	0.57	0.54			
Nash Calage %	78.6	81.3	54.5	82.1	76.2	<u>37.7</u>	80.8	92.8	71.3			
R ² %	73.5	70	68	71	70.8	66	78	80	73			
										Max Nash	Moy Nash	Min Nash
Nash Val (55-59)		78	76.3	77.4	49.5	77.3	90.3	87.6	90.3	90.3	84.4	62.3
Nash Val(60-64)	80.7		73.6	81.0	68.7	76.2	87.2	86.8	87.2	87.4	83.4	68.7
Nash Val.(65-69)	52.4	49.4		47.5	31.3	54.5	64.2	54.1	64.2	64.2	52.2	31.3
Nash Val.(70-74)	80.3	82	70.9		<u>12.6</u>	74.1	76.7	67.1	76.7	82	67.6	<u>12.6</u>
Nash Val.(75-79)	60.3	56.2	67.6	54.1		65.9	64.1	69.1	64.1	69.1	62.7	54.1
Nash Val.(80-84)	36.4	34.4	37.6	33.1	18.9		47.5	37.1	47.5	47.5	36.6	18.9
Nash Val.(85-89)	88	85.8	88.1	84.2	59.7	88.7		87.1	80.8	88.7	82.8	59.7
Nash Val.(90-94)	89.2	86	92.7	84.1	79.4	92.3	91.7		91.7	92.7	88.4	79.4
Nash Val.(95-99)	70.3	68.1	71.1	66.6	48.9	71.4	71.3	70.5		71.4	67.3	48.9
Max Nash	89.2	86	92.7	88.4	79.4	92.3	91.5	87.6	91.7			
Moy Nash	69.7	67.5	75.5	67.5	47.7	78	71.4	69.9	75.3			
Min Nash	36.4	34.4	37.6	33.1	12.6	54.5	47.5	37.1	47.5			

Tableau IV. 7: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 10 ans pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane

Sous –bassin de l'Oued Ouahrane : découpage 10ans						
Période de calage	71-80	81-90	91-2000			
X1	140.89	140.89	140.89			
X2	0.42	0.48	0.52			
Nash Calage %	76.9	72.2	<u>72</u>			
R ² %	83	75	77			
				Max Nash	Moy Nash	Min Nash
Nash Valid. (71-80)		61.9	45.9	61.9	53.9	<u>45.9</u>
Nash Valid.(81-90)	64.6		68.3	68.3	66.5	64.6
Nash Valid.(91-00)	61.4	69.6		69.6	65.5	61.4
Max Nash	64.6	69.6	68.3			
Moy Nash	63	65.8	57.1			
Min Nash	61.4	61.9	<u>45.9</u>			

Tableau IV. 8: Résultats de calage et de validations croisées par périodes de 10 ans pour sous- bassin de l'Oued Mina.

Sous –bassin de l'Oued Mina : découpage 10ans						
Période de calage	60-69	70-79	80-89	90-99		
X1	188.67	174.16	174.16	188.67		
X2	0.52	0.49	0.54	0.56		
Nash Calage %	73	76.1	<u>60.6</u>	73.2		
R ² %	70	64	56	64		
					Max Nash	Moy Nash
Nash Valid. (60-69)		74.1	71.5	68.8	74.1	71.5
Nash Valid. (70-79)	74.4		72.6	69	74.4	72
Nash Valid. 80-89)	57.2	<u>57</u>		58.3	58.3	57.5
Nash Valid. (90-99)	70.9	70.1	74.9		74.9	72
Max Nash	74.4	74.1	74.9	69		
Moy Nash	67.5	67.1	73	65.4		
Min Nash	57.2	57	71.5	58.3		

IV.3.4. Choix du jeu de paramètres pour la simulation des chroniques de débits

Le tableau IV.9 regroupe les bons résultats obtenus pour les deux sous-bassins sur la base de la méthodologie décrite ci-dessus. Ces résultats nous permettent de choisir la période 1971-2000 pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane, ce sont les paramètres calés sur la période 1976-1980 qui représente, en moyenne, le mieux l'ensemble de la série en découpage de 5 ans. Il en est de même au sous- bassin de l'Oued Mina, pour lequel ce sont les paramètres calés sur la période 1985-1989 qui permettent de simuler au mieux les autres périodes de la série (1955-1999).

En découpage de 10 ans, ce sont les paramètres calés respectivement pour Oued Ouahrane et Oued Mina sur la période 1981-1990 et 1960-1969 qui représentent le mieux les autres périodes. Le calage des 2/3 de la période d'observation nous donne le Nash le plus élevée que le 1/3 de la période.

Tableau IV. 9: Récapitulation des meilleurs résultats de calage et validation par période et par sous- bassin.

		Calage					
		Découpage 5 ans		Découpage 10 ans		1971-1990	1991-2000
Sous- bassin	Période d'observation	Période	Nash (%)	Période	Nash (%)	Nash (%)	Nash (%)
O. Ouahrane	1971-2000	1976-1980	83.6	1981-1990	72.2	75.4	73.3
O. Mina	1955-1999	1985-1989	80.8	1960-1969	73	70.2	73.3
		Validation					
		Découpage 5 ans		Découpage 10 ans			
O. Ouahrane	1971-2000	Nash en moyen	74.1	Nash en moyen	65.8	62.3	55.0
O. Mina	1955-1999		74.2		67.5	68.1	61.4

Les périodes de calage dont les paramètres conviennent le mieux, sont celles où l'on rencontre à la fois des années déficitaires et des années excédentaires, de manière plus ou moins équilibrée, mais pas d'années exceptionnelles (Dezetter et al., 2007). Pour simuler les débits, les périodes de calage suivantes seront utilisés : 1976-1980 pour Oued Ouahrane et 1985-1989 pour Oued Mina.

IV.3.5. Application de GR2M et simulation des débits mensuels

Après le choix des paramètres pour chaque sous - bassin, nous avons appliqué le modèle à l'ensemble de la série pour simuler les débits. Les figures IV. 5 et IV.6 qui

correspondent aux hydrogrammes observés et simulés, montrent que le modèle reproduit d'une manière satisfaisante la forme des hydrogrammes observés.

Les débits de pointes calculés sont bien situés dans le temps mais parfois sous-estimés particulièrement pour le sous- bassin de l'Oued Mina pour le mois d'octobre en 1970 et Janvier 1987 pour Oued Ouahrane et surestimés en Avril 1973. Les étiages par contre sont parfaitement reconstitués et on observe une bonne superposition des hydrogrammes des débits observés et calculés. On observe néanmoins que le modèle a du mal à reproduire les pics de crue et parfois les incertitudes demeurent importantes.

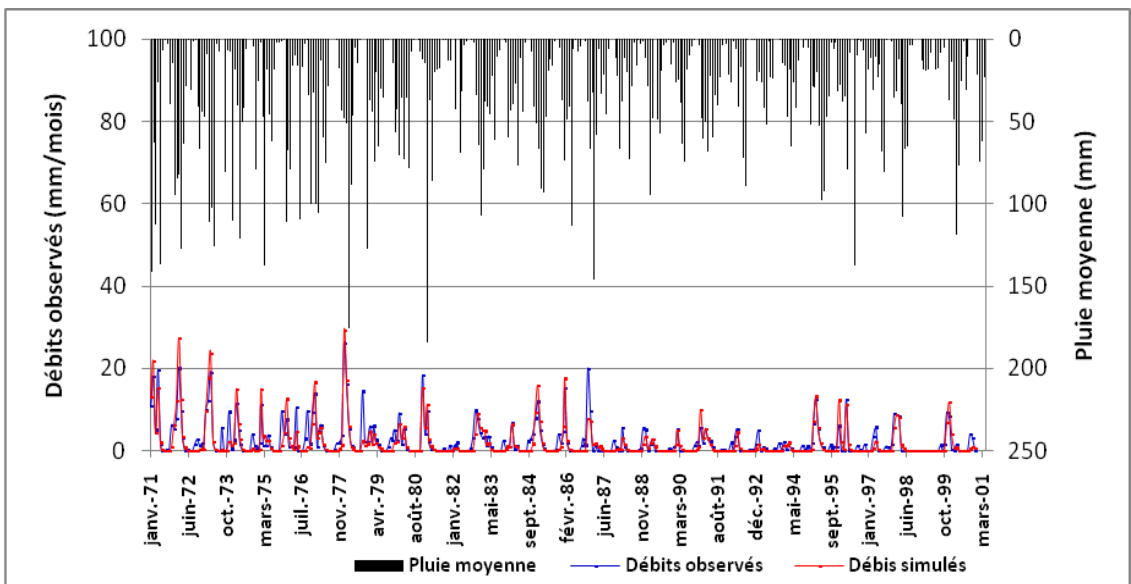


Figure IV. 5: Débits observés et simulés au sous- bassin de l'Oued Ouahrane.

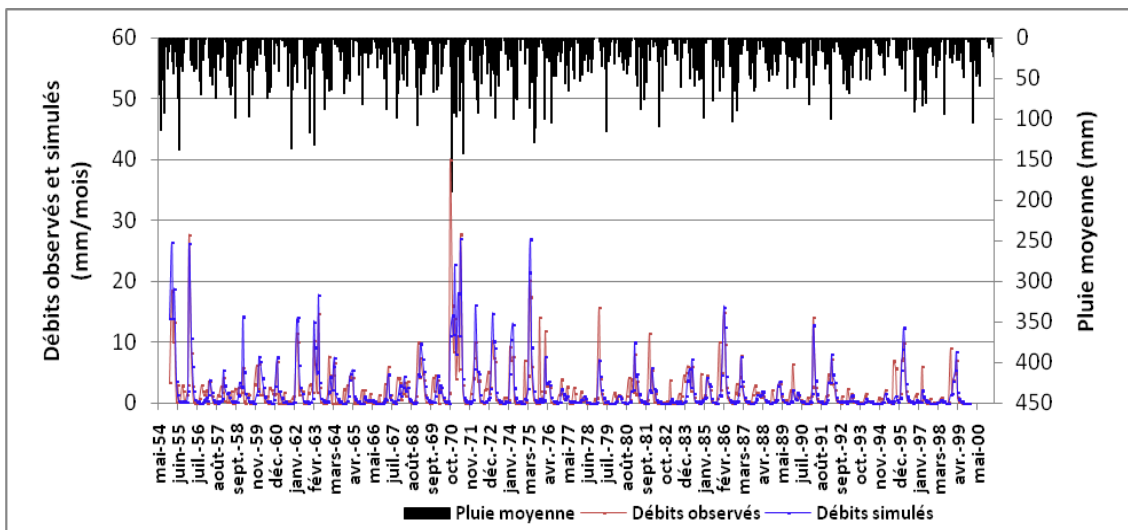


Figure IV. 6: Débits observés et simulés au sous- bassin de l'Oued Mina.

Le modèle GR2M est donc performant et robuste sur la zone d'étude, ces résultats confirment les résultats obtenues dans les sous bassins de Oued Ghrib et Ain Amara (MATE, 2010).

IV.3.6. Evaluation des incertitudes de la modélisation

Les résultats de la modélisation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant sont associés à des intervalles d'erreur, en raison des incertitudes qui affectent les mesures et les approximations inhérentes à la description mathématique (i.e. la conceptualisation) du système que constituent les modèles (Berthier, 2005 et Le Lay, 2006). Ces incertitudes dans la modélisation hydrologique et leurs méthodes d'estimation ont fait l'objet de nombreux travaux : Zin (2002), Kingumbi (2006), Kouassi (2007) et Bodian (2011) entre autres.

Les erreurs sont fréquemment représentées comme des différences entre débit observé et débit simulé, comme dans le critère de Nash. Mais, cette représentation n'est plus acceptable pour une utilisation pratique, car une même erreur absolue peut être mineure pour une pointe de crue et abusive pour un étiage (Berthier, 2005). Alors, Il est adéquat de calculer les erreurs en faisant le rapport débit observé et débit simulé (Berthier, 2005).

L'expression de l'incertitude associée au débit calculé par un modèle hydrologique est donnée par l'équation

$$I = \frac{Q_{obs}}{Q_{sim}} \quad \text{IV.15}$$

Avec:

I=incertitude associée au débit simulé ;

Q_{obs} =débit observé ;

Q_{sim} =débit simulé.

Dans notre étude, pour quantifier les incertitudes (les écarts entre les débits observés et les débits calculés par le modèle) de simulations nous avons analysé les résidus (débits observés-débits simulés) et le rapport de débit observé et débit simulé. La représentation des résidus en fonction des débits calculés est illustrée par les figures IV. 7 et IV.8 et le rapport entre les débits dans les figures IV.9 et IV.10.

La majeure partie des nuages de points illustrés dans les figures IV.7 et IV.8, se concentre vers les faibles valeurs de débits simulés (qui constituent l'essentiel des nuages) et montre une certaine répartition autour de la valeur 0 de l'erreur (débits observés-débits simulés). Par contre, l'analyse des fortes valeurs donne des erreurs

parfois importantes marquées par une tendance vers une sous-estimation ou une surestimation pour les deux sous-bassins.

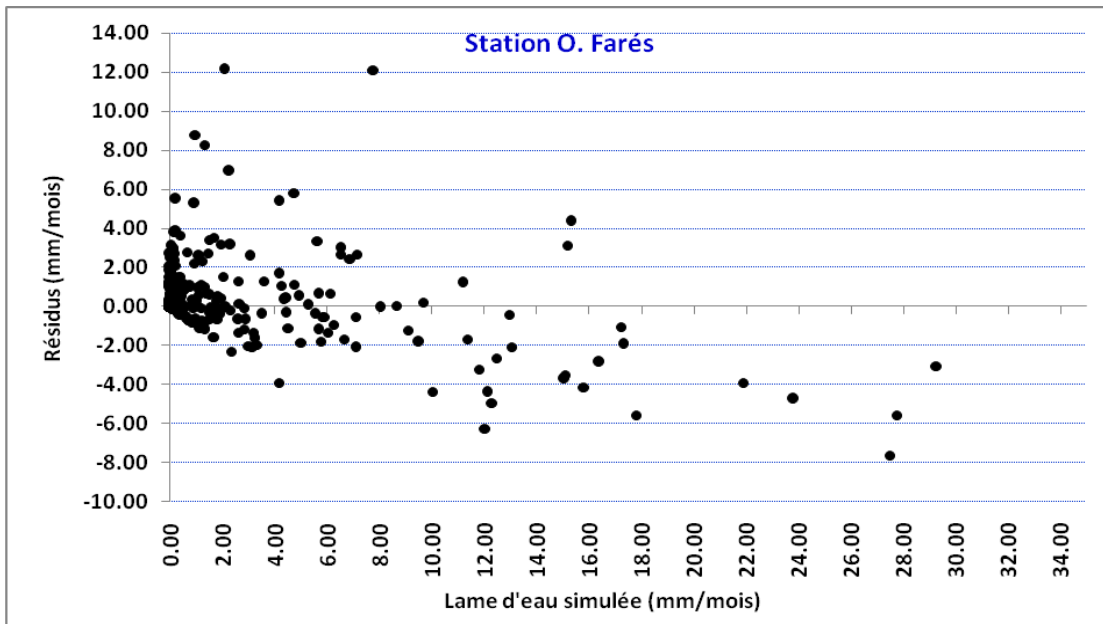


Figure IV. 7: Relation entre les résidus et les lames d'eau simulées au sous- bassin de l'Oued Ouahrane.

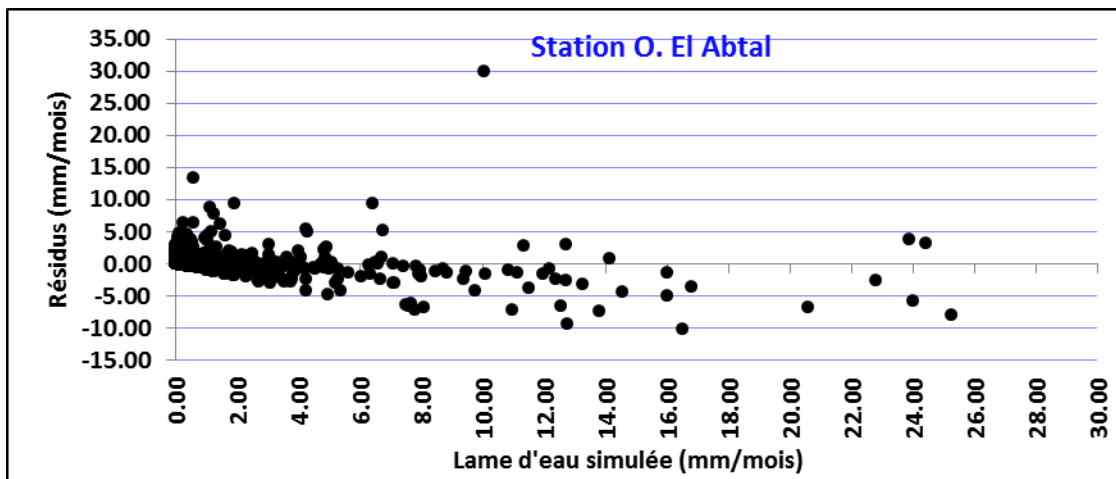


Figure IV. 8: Relation entre les résidus et les lames d'eau simulées au sous- bassin de l'Oued Mina.

La quantification des incertitudes est aussi effectuée par l'analyse statistique des résidus. Cette analyse consiste à examiner la moyenne des résidus qui est statistiquement positive pour les Oued Ouahrane et Oued Mina (0.24 et 0.13) respectivement, ce qui implique des estimations affectées de biais avec tendance à une surestimation des débits par le modèle.

Pour une meilleure appréciation des erreurs constatées, des représentations sur un fond logarithmique des incertitudes en fonction des débits observés par rapport à celles calculés en phase de calage et validation ont été effectuées à l'échelle annuelle.

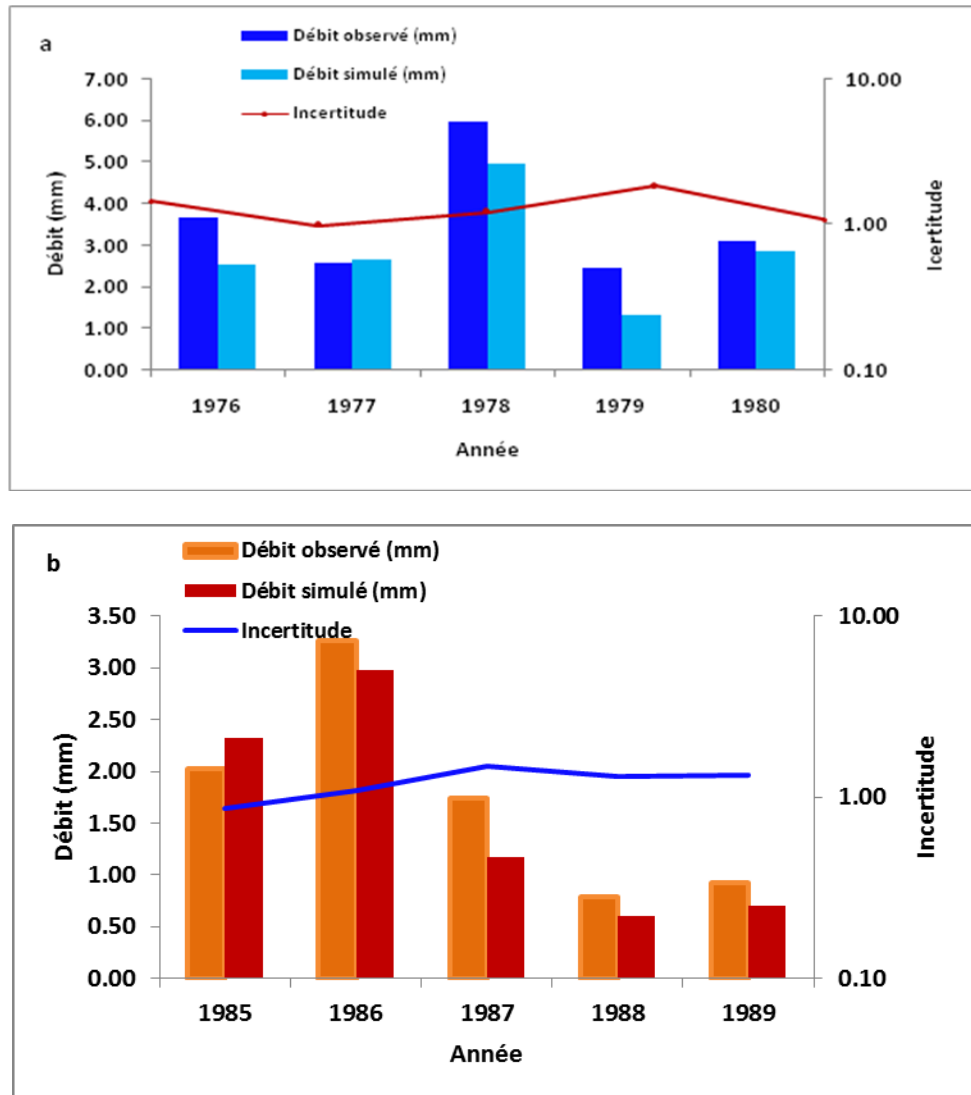


Figure IV. 9: Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes (observés et simulés) en phase de calage (a) Oued Ouahrane et (b) Oued Mina.

En phase de calage, les valeurs d'incertitudes moyennes interannuelles oscillent entre 1.12 (Oued Mina) et 1.24 (Oued Ouahrane). Les incertitudes estimées varient entre 1.06 à 1.08 dans les deux sous-bassins (O. Mina et O. Ouahrane respectivement) en phase de validation.

A l'échelle annuelle, les illustrations en calage (figure IV.9) permettent d'observer que les débits simulés sont sous-estimés, même constat en phase de validation pour oued Ouahrane (figure IV.10). Les valeurs s'éloignent plus de la valeur

de référence (1), en enregistrant une faible valeur 0.98 en 1977 et une forte valeur 1.83 en 1979 pour la période de calage.

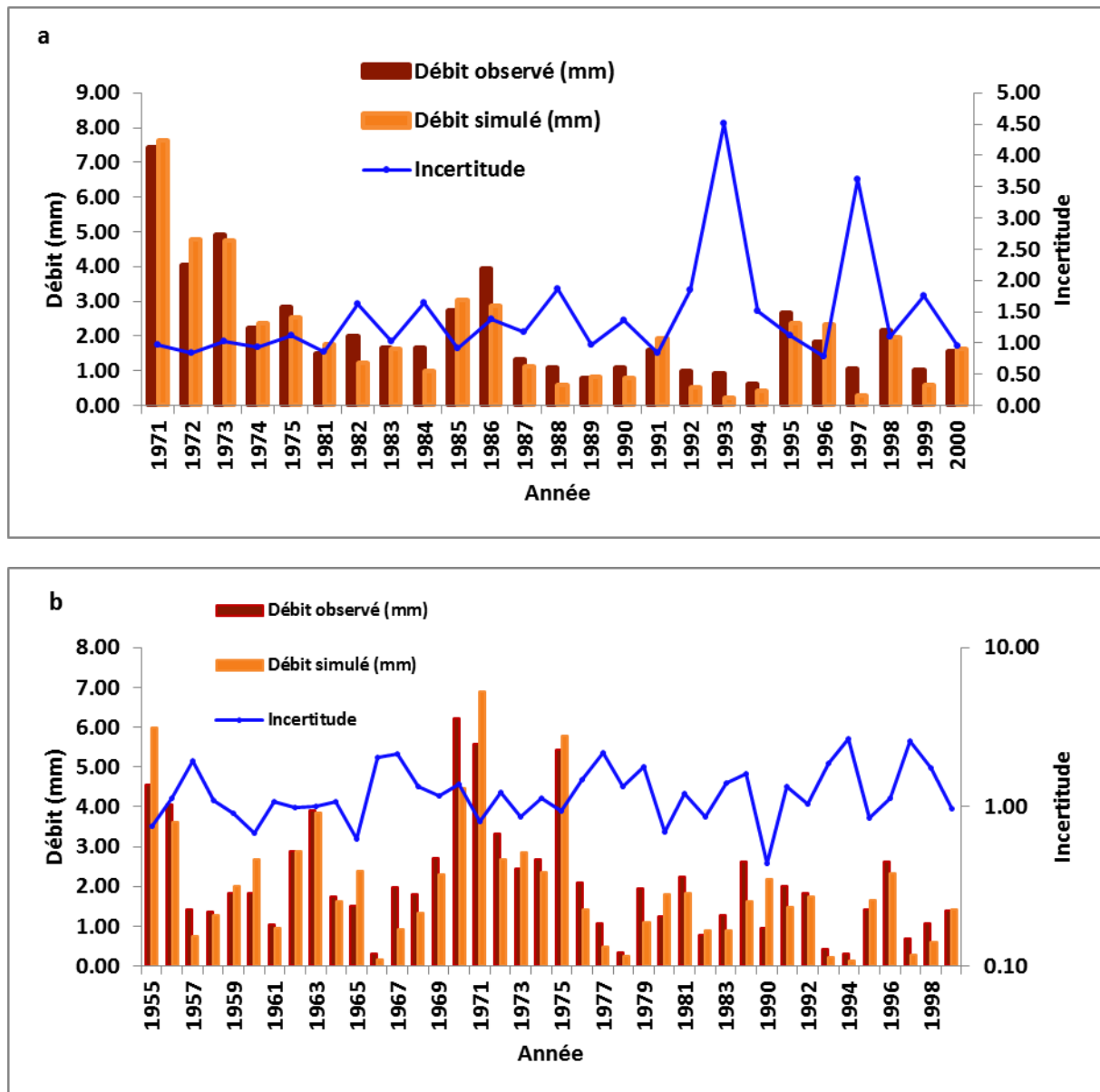


Figure IV. 10: Comparaison entre incertitudes et hydrogrammes (observés et simulés) en phase de validation (a) Oued Ouahrane et (b) Oued Mina.

En validation, les valeurs oscillent entre 0.78 (1996) et 1.86 (1988) avec une valeur extrême de l'ordre de 4.51 en 1993, cette valeur peut être due aux erreurs de mesures. Dans le sous- bassin d'Oued Mina, on enregistre des incertitudes élevées, qui oscillent entre 0.85 et 1.49 pour les années 1985 et 1987 consécutivement en phase de calage, ces constats seraient dus aux sous-estimations des débits simulés pour les valeurs inférieurs à 1 et sur- estimation pour les valeurs supérieur. Même constat pour la

validation, les incertitudes sont bien élevées, elles varient entre 0.44 et 2.67 pour les années 1990 et 1994 respectivement. Ces écarts sont principalement dus aux surestimations des débits de points et sous-estimations des débits moyens.

Néanmoins, ces incertitudes restent dans une marge tolérable. Les travaux antérieurs ont montré que le modèle GR2M est particulièrement sensible aux précipitations en comparaison avec les données d'évapotranspiration potentielle, s'y ajoute le problème des modifications des états de surface, qui participent à la détermination des réserves en eau du sol (Ardoin-Bardin, 2004).

IV.4. Identification des tendances du comportement hydrologique des sous bassins

Le changement dans le comportement hydrologique d'un bassin versant est difficile à juger, dans la mesure où les périodes « avant et après changement » divergent du point de vue climatique. Ces observations peuvent être appréhendées par l'étude de la relation pluie-débit à l'échelle de ce même bassin versant (Mathevet, 2005).

Plusieurs méthodologies ont été proposées pour détecter les tendances sur la relation pluie-débit, comme la méthode basée sur les bassins versants appariés (Andréassian et al. 2003) et la transformation en ondelettes (Grinsted et al., 2004 et Liu et al., 2011.). Les approches adoptées dans cette partie est basée sur les modèles pluie-débit qui a été développée par Andréassian (2002) ; Andréassian et al. (2003), et appliquée par Kouassi (2007), Kouassi et al. (2012) et Kouamé et al. 2013. Cette méthode est fondée sur l'utilisation de matrice de simulation croisée.

IV.4.1. Approche des simulations croisées : Etude des tendances dans la relation pluie-débit

L'approche des simulations croisées proposée par Andréassian (2002) et Andréassian et al. (2003), est réputée pour sa robustesse (Kouassi, 2007). Le principe de l'approche consiste à diviser la série en n périodes successives de longueur égale, qui doit permettre le calage du modèle afin de caractériser le comportement hydrologique du modèle sur la période de calage (n sous-périodes). L'application du modèle calé sur toutes les autres sous- périodes en gardant les mêmes paramètres, permet alors d'obtenir une variable de débit caractéristique sur la période correspondante sous forme une matrice carré $n \times n$ où chaque cellule (i,j) correspond à la variable de débit simulé avec le modèle représentatif M_j du comportement des bassins versants durant la période (j) en utilisant la précipitation P_i .

Avant d'effectuer aucune interprétation de l'information acquise, on transforme les valeurs par un signe, traduisant une évolution croissante ou décroissante de la variable hydrologique considérée dans le temps. Dans notre cas, la variable cible est le débit mensuel transformé en lame d'eau écoulée (mm).

On prend comme référence la valeur trouvée sur la matrice diagonale (Q_i, i) qui semble la référence la plus logique pour la comparaison. Ainsi, dans le cas d'une tendance apparemment positive, nous remplaçons Q_i, j avec un signe (+). Cela se produit pour $j < i$, si $Q_i, j < Q_i, i$; et $j > i$, si $Q_i, j > Q_i, i$. Dans le cas d'une tendance apparemment négative, nous remplaçons Q_i, j avec un signe (-). Cela se produit pour $j < i$, si $Q_i, j > Q_i, i$; et $j > i$, si $Q_i, j < Q_i, i$. Si $Q_i, j = Q_i, i$, nous remplaçons Q_i, j avec un chiffre 0.

Le recodage du débit simulé en signes constitue une bonne base pour l'interprétation. Si les (+) sont majoritaires, cela signifie que la variable hydrologique simulée dans la matrice à tendance croissante dans le temps. Si les (-) sont majoritaires, l'inverse est vrai (Andréassian, 2002 ; Andréassian et al., 2003 ; Kouassi et al., 2012 et Kouamé et al., 2013). En outre, les matrices recodées peuvent aider à identifier les périodes de comportement homogène, à laquelle le test de stationnarité peut être appliqué (par exemple, de distinguer une période avec une tendance à partir d'une période de stabilité).

IV.4.2. Test de permutation

Le test de permutation est une technique non paramétrique basée sur une approche de ré-échantillonnage. L'hypothèse nulle H_0 du teste est : l'absence de tendance. Le principe de ce test est de pouvoir permuer les valeurs de chaque ligne librement, les lignes résultantes étant toutes équiprobables. Si l'hypothèse nulle H_0 est vérifiée. À partir d'une matrice $n \times n$ réellement observée, on peut donc générer $n! \times (n-1)! \times \dots \times 3! \times 2! \times 1!$ matrices équiprobables. Après chaque permutation, la statistique S est calculée, et à la fin des permutations, la distribution de la statistique S est tracée (Robson, 2000).

Le test est basé sur l'analyse de la position relative de la statistique observée S (i.e. la valeur pour la série initiale) dans la distribution de permutation.

La statistique S est donnée par l'équation :

$$S = \sum_{i=1}^n \left[\sum_{j=1}^{i-1} (q_{ii} - q_{ij}) + \sum_{j=i+1}^n (q_{ij} - q_{ii}) \right] \quad \text{IV.16}$$

Avec :

n : la taille de la matrice ;

q_{ii} : le débit annuel de la diagonale (ligne i et colonne i) ;

q_{ij} : le débit annuel de la ligne i et de la colonne j .

Si la statistique est à l'intérieur de l'intervalle de confiance, on conclut qu'il n'y a pas de tendance significative car il n'y a pas de raison de rejeter l'hypothèse H_0 . Si la statistique S est plus grande ou plus petite que la majorité des valeurs de la distribution, alors on peut rejeter l'hypothèse H_0 , et dire qu'une tendance existe.

- il y a une tendance à la hausse lorsque la p_Value est supérieure à 50%. Cette tendance est significative avec un risque de 10% lorsque la p_Value dépasse les 95%.
- il y a tendance à la baisse lorsque la p_Value est en dessous des 50%, et cette tendance est significative au risque de 10% lorsque cette statistique est inférieure à 5%.

V.4.3. Etude de la tendance de la relation pluie-débit

La matrice des simulations croisées a été utilisée sur les lames d'eau moyennes annuelles écoulées simulées à partir du modèle GR2M sur les sous-périodes de 5 ans (tableau.IV.10 et IV.11).

Pour une analyse plus simple de cette matrice, chaque ligne de celle-ci a été normée par rapport à la valeur située sur la diagonale (qui représente la valeur proche de celle réellement observée).

Tableau IV. 10: Matrice de simulations croisées des lames d'eau écoulées (mm) pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane (1971-2000).

Période	1971-1975	1976-1980	1981-1985	1986-1990	1991-1995	1996-2000
1971-1975	8.04	5.126	2.96	2.184	1.91	2.418
1976-1980	10.602	6.858	4.158	2.986	2.614	3.254
1981-1985	9.08	5.774	3.478	2.468	2.176	2.716
1986-1990	16.164	10.764	6.71	4.878	4.264	5.156
1991-1995	11.06	7.17	4.36	3.66	2.79	3.41
1996-2000	15.07	9.982	6.194	4.49	3.928	4.772

La matrice de tendances normées a été transformée en matrice de signes. Les résultats de cette transformation sont consignés dans les tableaux IV.12 et IV.13. Notant qu'il faut suivre le sens de l'évolution progressive dans le temps du débit moyen annuel. Les gains et pertes y sont matérialisés respectivement par des signes « + » et des signes « - ». L'analyse des tendances sur les matrices de simulation croisées dans les deux sous bassins est effectuée d'une façon visuelle, et statistique.

Tableau IV. 11: Matrice de simulations croisées des lames d'eau écoulées (mm) pour le sous- bassin de l'Oued Mina (1955-1999).

Période	1955-1959	1960-1964	1965-1969	1970-1974	1975-1979	1980-1984	1985-1989	1990-1994	1995-1999
1955-1959	5.25	2.46	2.9	2.18	4.02	2.79	2.68	3.02	2.68
1960-1964	2.34	2.14	2.58	1.91	3.63	2.47	2.37	2.68	2.37
1965-1969	1.44	1.31	1.56	1.12	1.44	1.49	1.42	1.63	1.42
1970-1974	3.67	3.37	4.14	3.23	5.7	3.99	3.83	4.3	3.81
1975-1979	1.81	1.66	1.94	1.45	2.95	1.86	1.79	2.02	1.79
1980-1984	1.24	1.02	1.35	0.97	1.99	1.29	1.23	1.41	1.23
1985-1989	1.55	1.41	1.69	1.22	2.45	1.61	1.7	1.76	1.54
1990-1994	1.2	1.1	1.25	0.92	1.8	1.2	1.15	1.48	1.15
1995-1999	1.21	1.1	1.31	0.95	1.9	1.25	1.2	1.37	1.19

Pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane, un total de Vingt-six (26) signes négatifs contre quatre (04) signes positifs, indiquent une non-stationnarité dans le comportement hydrologique du bassin. Cette très forte prévalence des signes « - », manifestée par une tendance à la baisse, indique qu'un changement général a affecté ce sous- bassin. Par contre, on constate trente-huit (38) signes négatifs contre trente-quatre (34) positifs pour le sous- bassin de l'Oued Mina. L'hypothèse de la stationnarité ne peut donc pas être systématiquement rejetée.

Tableau IV. 12: Matrice des signes pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane (1971-2000).

Période	1971-1975	1976-1980	1981-1985	1986-1990	1991-1995	1996-2000
1971-1975	0	-	-	-	-	-
1976-1980	-	0	-	-	-	-
1981-1985	-	-	0	-	-	-
1986-1990	-	-	-	0	-	+
1991-1995	-	-	-	-	0	+
1996-2000	-	-	-	+	+	0

La diminution de l'écoulement à partir de ce test statistique n'est donc pas certaine. Cela pourrait s'expliquer par la qualité des écoulements simulés obtenus dans ce sous bassin, ou par les données de pluies issues de la méthode d'estimation (Méthode de Theissen).

Tableau IV. 13: Matrice des signes pour le sous- bassin de l’Oued Mina (1955-1999).

Période	1955-1959	1960-1964	1965-1969	1970-1974	1975-1979	1980-1984	1985-1989	1990-1994	1995-1999
1955-1959	0	-	-	-	-	-	-	-	-
1960-1964	-	0	+	-	+	+	+	+	+
1965-1969	+	+	0	-	-	-	-	+	-
1970-1974	-	-	-	0	+	+	+	+	+
1975-1979	+	+	+	+	0	-	-	-	-
1980-1984	+	+	-	+	-	0	-	+	-
1985-1989	+	+	-	+	-	+	0	-	-
1990-1994	+	+	+	+	-	+	+	0	-
1995-1999	-	+	-	+	-	-	-	-	0

La valeurs du test statistique S (figure IV.11) est extrêmement faible dans le sous bassin de l’Oued Oahrane et se situe dans les extrêmes à 5 % de fréquence (0.48 %). Ceci indique une tendance nette à la baisse dans leur comportement hydrologique, ce qui confirme les résultats du premier test pour ce sous bassin.

En revanche, Le sous bassin de l’Oued Mina présente une valeur de la S située dans les 90 % de fréquence (48.7 %), ce qui ne permet pas de conclure à l’existence d’une tendance dans le comportement hydrologique de ce sous bassin (figure IV.12).

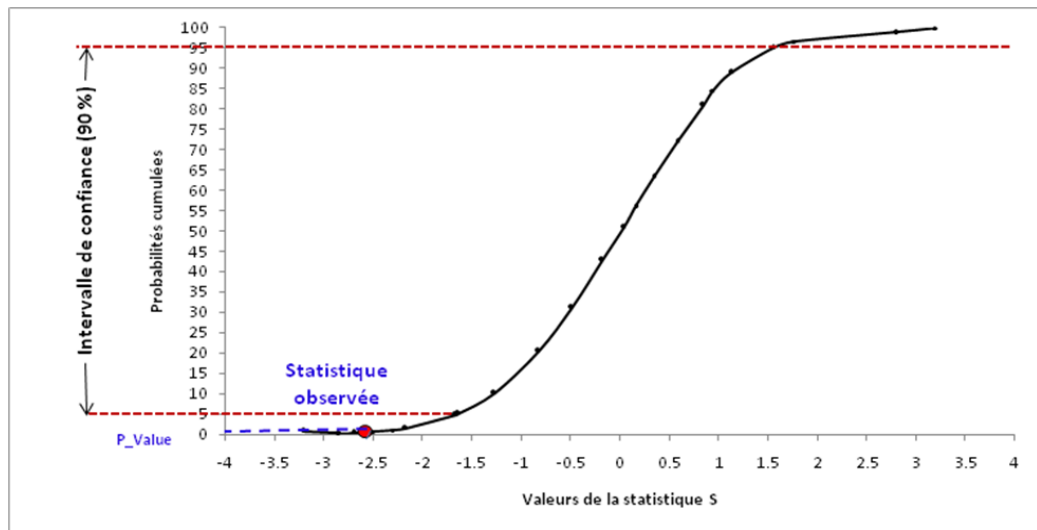


Figure IV. 11: Position relative de la statistique S dans la distribution de probabilités pour Oued Ouahrane.

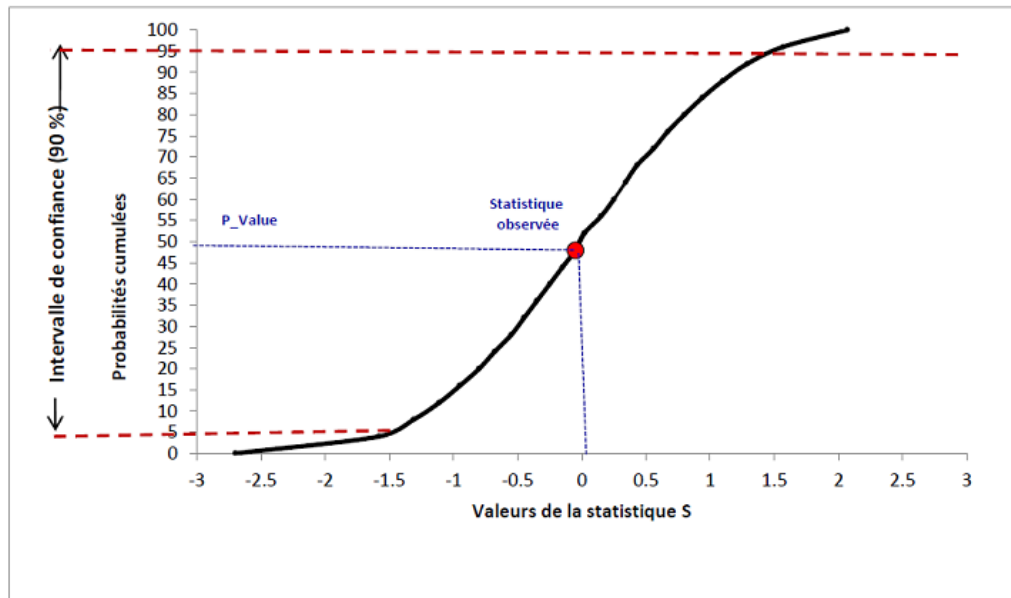


Figure IV. 12: Position relative de la statistique S dans la distribution de probabilités pour Oued Mina.

Dans le sous bassin de l'Oued Mina, le test est là aussi incapable de déceler de façon perceptible une tendance hydrologique affirmée.

La méthode des simulations croisées a été jugée capable de détecter des changements dans les tendances de la relation pluie-débit du sous- bassin versant de l'Oued Ouahrane au cours de la période 1971-2000 qui suggère une tendance significative à la baisse des écoulements mensuels. Par contre l'hypothèse de stationnarité de l'écoulement annuel dans le sous- bassin de l'Oued Mina, qui est représentée par la station de l'Oued El Abtal ne peut être rejetée.

IV.5. Conclusion

L'analyse des chroniques de débit, sur une période plus au moins longue, nous a permis d'obtenir quelques résultats concernant les tendances des débits sur quelques sous-bassins de la zone d'étude qui possèdent une variabilité interannuelle très importante.

Le test de Mann-Kendall a révélé une tendance à la baisse des débits moyens annuels et saisonniers depuis la fin des années 1970 à 1980 aux sous-bassins étudiées. L'observation des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe montrent que le GR2M a été performant sur les sous- bassins de l'Oued Ouahrane et la Mina. En effet, les valeurs du

critère de Nash-Sutcliffe obtenues sont supérieures à 60% en calage (83.6% à 80.8 %) comme en validation (74.1 à 74,2 %). La dégradation enregistrée par le critère de Nash en validation vis-à-vis du calage, et qui définit le critère de robustesse du modèle est acceptable. Elle est en moyenne de -6.6 à -9,5 % dont la valeur absolue est inférieure à 10%, ce qui traduit la robustesse du modèle GR2M.

Les résultats de simulation obtenus avec le modèle GR2M sur le sous- bassin versant de l'Oued Ouahrane et la Mina sont satisfaisants et ont montré sa capacité à simuler les écoulements au niveau du bassin versant de la zone d'étude.

Les hydrogrammes obtenus sont également de bonne qualité dans l'ensemble. La dynamique des écoulements étant bien respectée. En général, les débits de pointe sont bien situés dans le temps mais sous-estimés en phase de validation. Les étiages sont mieux reproduits que les pointes de crues.

La quantification des incertitudes effectuée par l'analyse statistique des résidus montre que leur moyenne est statistiquement positive pour les sous-bassins de l'Oued Ouahrane et l'Oued Mina (0.24 et 0.13) respectivement, ce qui implique des estimations affectées de biais avec tendance à une surestimation des débits par le modèle. En général, Ces incertitudes sont dans une marge tolérable.

Les résultats de l'analyse des matrices de simulations croisées issues du modèle ont permis de mettre en évidence une non stationnarité de la relation pluie-débit au niveau du sous- bassin versant de l'Oued Ouahrane au cours de la période 1971-2000 suggérant une tendance à la baisse des écoulements mensuels. Dans le sous bassin de l'Oued Mina, Aucune tendance n'a pu être détectée, l'approche de simulation croisée est incapable de déceler de façon perceptible une tendance hydrologique affirmée.

Chapitre V

Impact du changement climatique sur les ressources en eau

V.1. Introduction

Les outils de la modélisation des changements climatiques étant nombreux, il est intéressant de compléter les travaux réalisés en 2010 dans le cadre du projet GEF/PNUD sur le bassin du Cheliff par d'autres modèles climatiques et scénario d'évolution afin de comparer les résultats obtenus avec chaque modèle climatique et d'obtenir une fourchette des possibilités d'évolution des ressources en eau à partir des prévisions climatiques possibles.

L'adaptation du modèle GR2M aux bassins versants étudiés permettait de parvenir à une reproduction satisfaisante du fonctionnement de chaque sous- bassin sous les conditions climatiques observées. A partir de ces résultats, une méthodologie nécessaire à la prévision des changements climatiques et de leurs impacts sur les ressources en eau a été élaborée dans ce chapitre. Elle se base sur le modèle climatique HadCM3 assorti des scénarios d'évolutions A2 et B2.

V.2. Les ressources en eau dans le bassin du Cheliff

Le bassin du Cheliff qui s'étend sur 43 750 km². Il est le plus vaste bassin de l'Algérie du Nord, il représente 77% de la superficie de la RHCZ (Cheliff - Zahrez) et regroupe 36 sous- bassins versants avec 5 468 km d'oueds permanents et 18 495 km d'oueds temporaires.

V.2.1. Les ressources en eau superficielles

1. Barrages

Pour répondre à une demande croissante de l'eau, la capacité de stockage des eaux de surface a été augmentée avec la construction de nouveaux barrages, qui passent de 13 barrages en 2003 à 15 barrage actuellement avec une capacité de 2,205 milliards de m³ selon le ministère des Ressources en Eau (Elmeddahi et al.2015).

Le tableau V.1 renseigne sur l'état des réserves et la situation d'exploitation de ces barrages.

Actuellement, cinq barrages sont en construction ou en projet, il s'agit de Djidiouia, Lag, Oued Taht, Oued Abd et du barrage du Cheliff (Système MAO) avec une capacité total de 234.34 Hm³.

Tableau V. 1: Etat des réserves des barrages en exploitation (MRE, 2012)

Nom du barrage	Oued	Année mise en service	Capacité initiale Hm ³	Capacité Der. Levé Hm ³	Volume 30/06/2010 Hm ³	Taux de remplissage
Oued Fodda	Fodda	1932	228	102.85	41.3	40.15
Boughzoul	Nahr Ouassel	1934	55	20.27	10.84	53.45
Bakhada	Mina	1936	56	39.94	39.94	100
Ghrib	Cheliff	1939	280	116.32	109.18	93.68
S.M.B.Aouda	Mina	1978	235	153.71	123.12	80.1
Deurdeur	Deurdeur	1984	115	105.12	30.05	28.59
Merdja. S.Abed	Cheliff	1984	54.9	47.97	17.16	35.78
Harreza	Harreza	1984	70	76.65	15.67	20.45
Sidi-Yakoub	Ardjem	1986	280	252.85	185.03	73.18
Dahmouni	Nahr Ouassel	1987	41	39.52	37.27	94.3
Gargar	Rhiou	1988	450	358.28	236.84	66.1
C.Bougara	Nahr Ouassel	1989	13	11.32	11.08	97.85
Ouled Mellouk	Rouina	2003	127	127	45.94	36.17
Kodiat Rosfa	Fodda	2004	75	75	54.79	73.06
S.M.Ben.Taiba	Ebda	2005	75	75	72.17	96.23

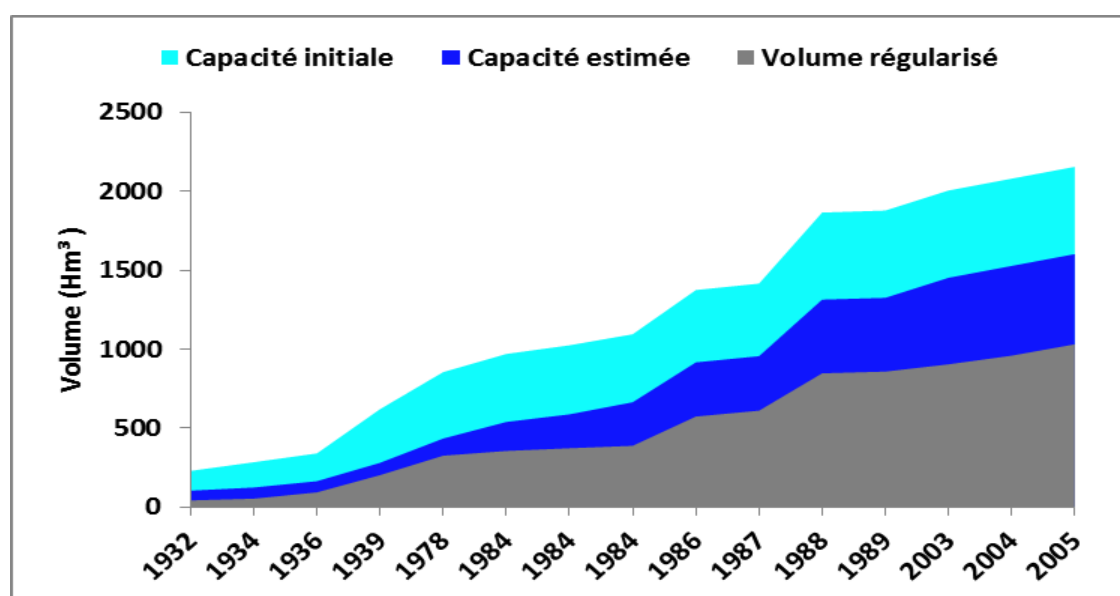


Figure V. 1: Evolution de la capacité de stockage d'eau de surface.

Globalement la ressource en eau mobilisée (Volume régularisable total des barrages en exploitation au niveau de la région du Cheliff) est évaluée à 1030.38 Hm³, elle est destinée à l'AEP et à l'irrigation (figure V.I).

2. Retenues collinaires

Il existe 186 retenues collinaires dans la RHCZ avec 145 dans le bassin du Cheliff, mais 27 seulement sont en exploitation et 118 sont entièrement envasées (ONS, 2013). La ressource en eau disponible correspondant à la capacité des retenues en services est de 16 Hm³ entièrement destinée à l'irrigation.

15 retenues collinaires sont en construction et auront une capacité de 14,73 Hm³ totalement destinées à l'irrigation et 77 sont en projet avec une capacité de 40.45Hm³ à travers le bassin hydrographiques Cheliff-Zahrez (MRE, 2012).

3. Prises, dérivations et prélèvement au fil de l'eau

Les prises et dérivations à partir des lâchées des barrages sont au nombre de 7 dans la région d'étude. Le volume dérivé est de 13,4 Hm³/an. Les prélèvements au fil de l'eau sont estimés en moyenne à 57 Hm³/an (MRE, 2012).

V.2.2. Eaux souterraines

La région Cheliff- Zahrez est caractérisée par 42 unités hydrographiques principales.

De nombreuses formations géologiques présentent des caractéristiques pétro - physiques favorables à l'emmagasinement des eaux souterraines. Parmi elles, les plus anciennes sont attribuées au Jurassique et les plus récentes correspondent aux alluvions Quaternaires.

Dans la zone septentrionale, les deux chaînes telliennes présentent des ressources médiocres et non exploitables. Elles sont généralement peu développées et encaissées dans de puissantes formations très peu perméables.

Le sillon du Cheliff est subdivisé en trois cuvettes (Haut, Moyen et Bas Cheliff) séparées par deux seuils, le seuil d'Ain Defla et le seuil d'Oum Drou. Les formations aquifères ont une extension limitée. Les systèmes aquifères existants dans la région sont représentés dans les figures V. 2, V. 3 et V.4. Les potentialités de ces aquifères à l'échelle du bassin du Cheliff sont estimées à 237.5 Hm³/an.

Les potentialités en eau souterraine dans le bassin du Haut et Moyen Cheliff sont estimées à 67.5 hm³ /an selon l'ANRH. Elles sont concentrées, selon la lithologie

de la zone d'étude, dans les formations géologiques alluviales et les formations des calcaires à Lithothamnium.

Pour le bassin du Bas Cheliff et la Mina, les potentialités en eau souterraine sont estimées à 56.8 Hm³/an. Elles sont concentrées dans les formations calcaires d'âge Jurassique qui constituent le système d'aquifère le plus important de la région et les formations sédimentaires alluviales.

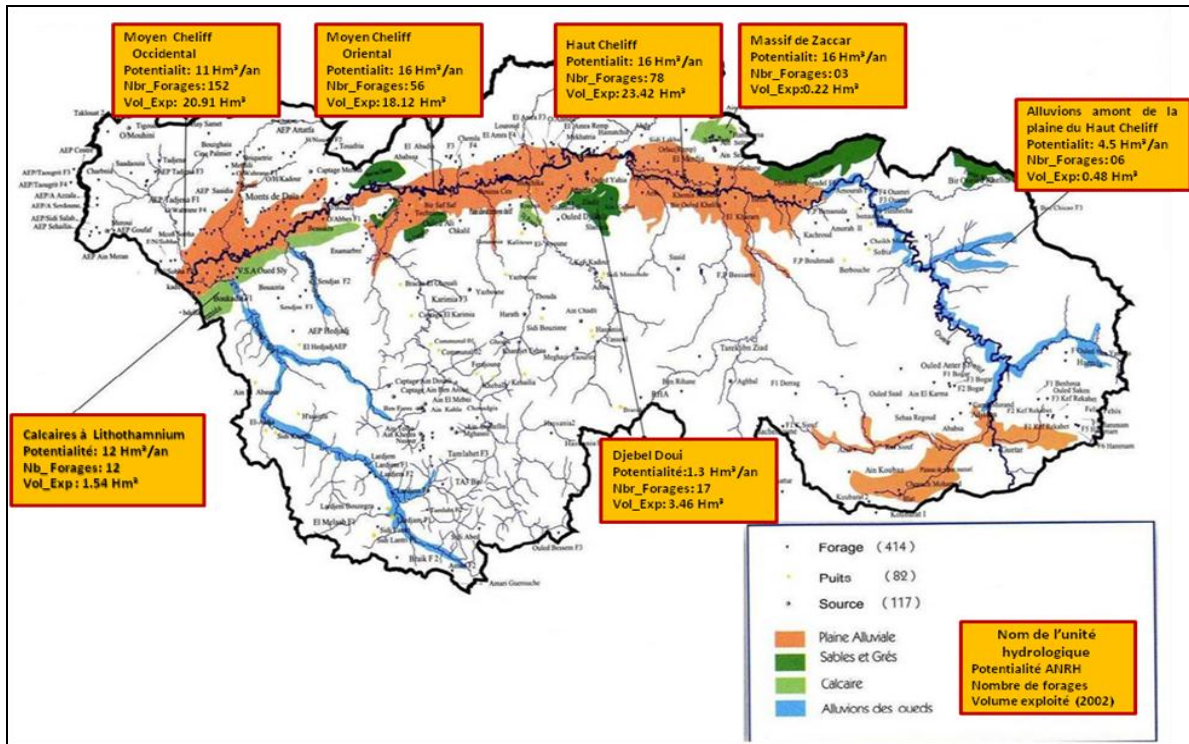


Figure V. 2: Potentialité du Haut et Moyen Cheliff (ABH-CZ, 2004).

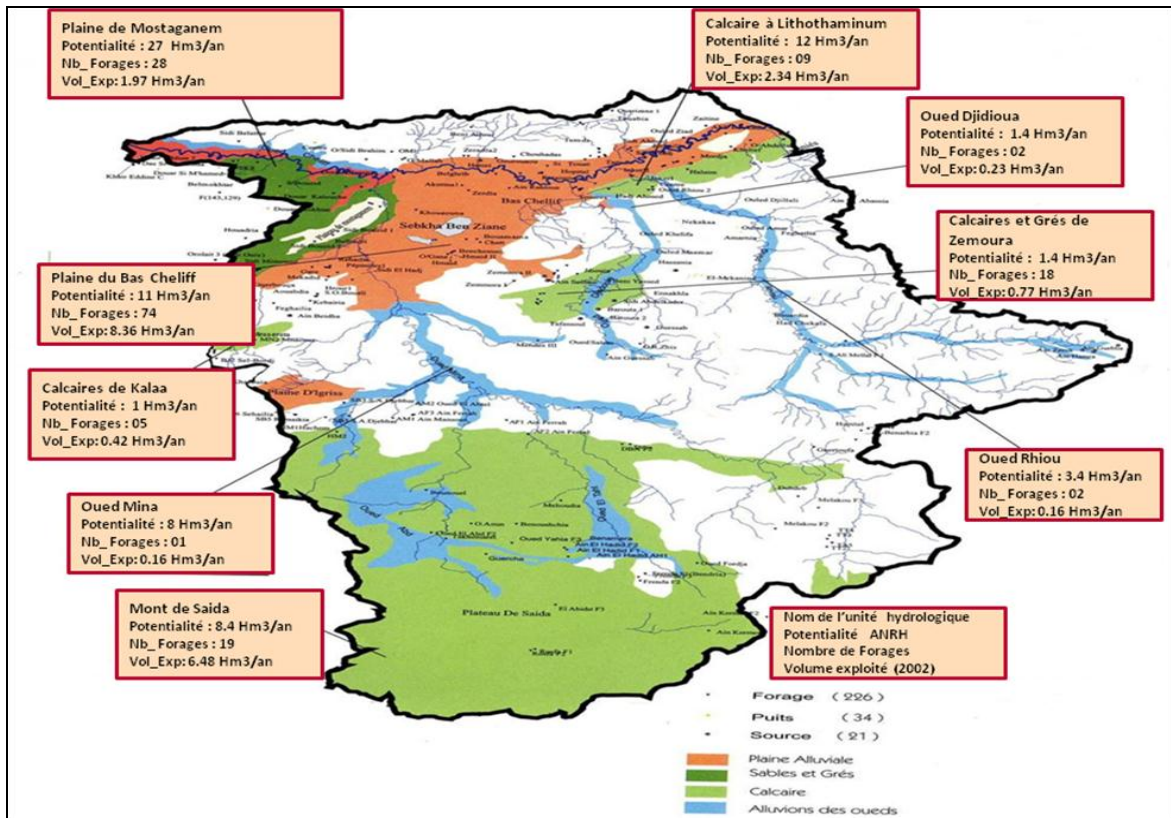


Figure V. 3: Potentialité du Bas Cheliff et la Mina (ABH-CZ, 2004).

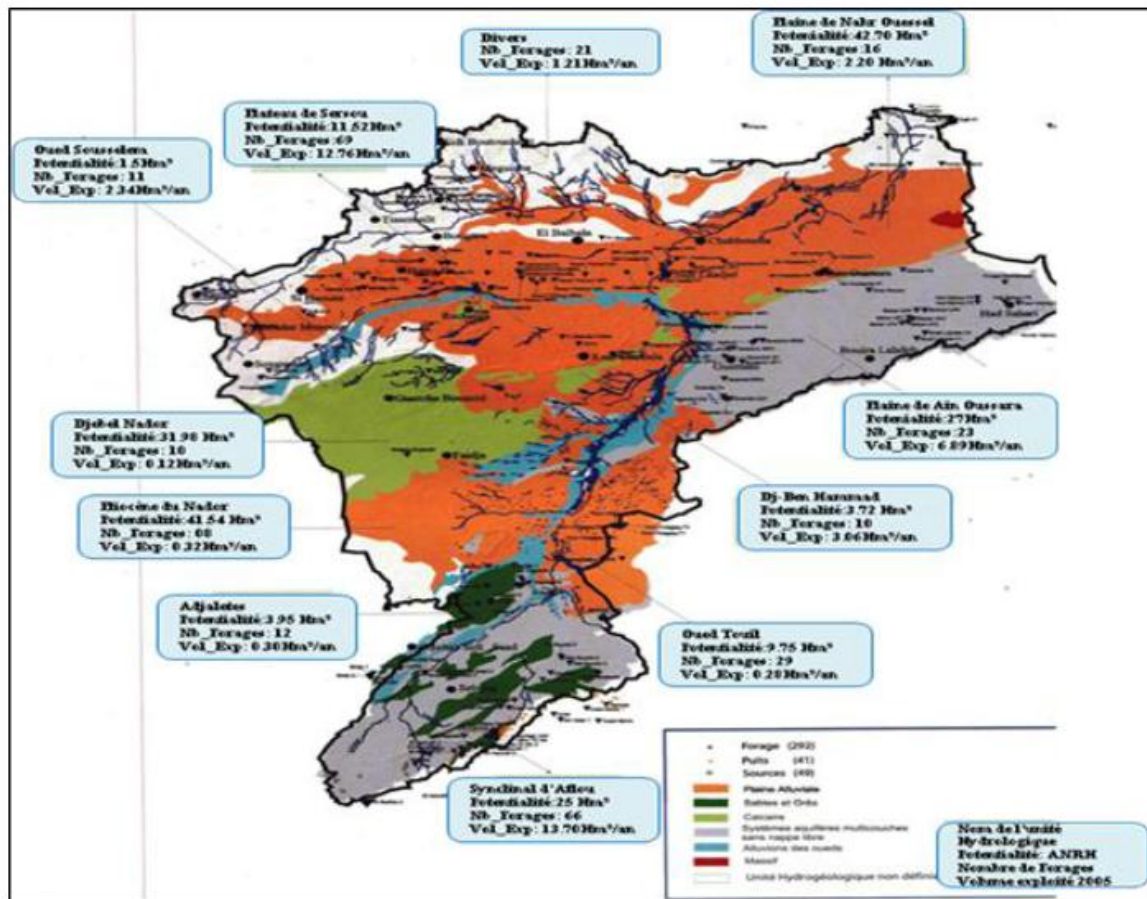


Figure V. 4: Potentialité du Cheliff –amont Boughzoul (ABH-CZ, 2007).

Les potentialités en eau souterraine, dans le bassin du Cheliff à l’amont du barrage Boughzoul sont estimées à 113.2 Hm³ /an. Elles sont concentrées dans les formations alluviales du Quaternaire, les calcaires et les dolomies Jurassiques.

Les potentialités en eaux souterraines dans les trois bassins sont illustrées dans la figure V.5.

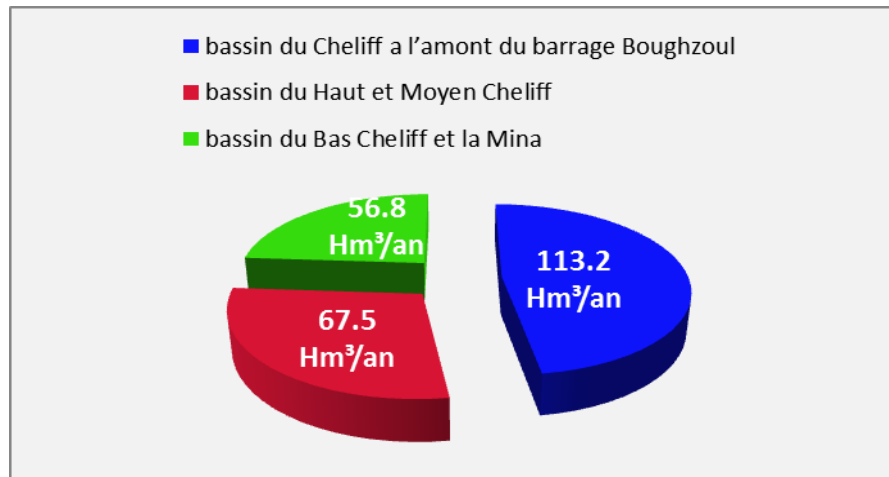


Figure V. 5: les potentialités en eau souterraines dans les trois bassins.

V.2.3. Eaux non conventionnelles

1) Dessalement de l'eau de mer

Il existe une station de dessalement monobloc d'une capacité de 5000 m³/j qui est en exploitation à Mainis (Ténès) depuis 2005. Deux importantes stations de dessalement sont en état d'achèvement. La première à Mainis d'une capacité de 200.000 m³/j est en service et la seconde à Oued Sebt dans la wilaya de Tipaza avec une capacité de 100.000 m³/j (MRE, 2012). La mise en exploitation de ces deux stations va assurer un volume de 109,5 Hm³ pour la région d'étude

2) La réutilisation des eaux usées urbaines épurées

Le volume annuel d'eaux usées rejetées est estimé à 36.34 millions de m³. La capacité installée d'épuration des eaux usées est de 99 833 m³/j correspondant à 5 stations d'épuration en exploitation. La mobilisation des eaux usées épurées à des fins agricoles, est très faible actuellement, des études ont également été lancées sur la réutilisation des eaux usées traités (MRE, 2012).

V.3. Changement climatique actuel observé

V.3.1. Évolution de la température

Au cours de la période d'étude (1936-2010) à travers la station d'ONM Chlef, on remarque une tendance à la hausse des températures minimales et maximales entre le début des années trente jusqu'à la fin des années quarante et depuis la fin des années soixante-dix jusqu'à nos jours.

Une tendance à la baisse est observée entre le début des années soixante et la fin de la décennie soixante-dix (figures III. 2 et III.4).

Le réchauffement durant toute la période considérée par rapport à la période de 1961-1990 est d'environ 1.3°C sur les maxima ; il est plus important sur les minima, soit environ 2.5°C.

Sur les 30 dernières années on constate une augmentation plus remarquable des températures qu'on pourrait situer à environ 0.9°C.

Il apparaît une grande similitude dans l'évolution temporelle des températures moyennes entre les stations d'ONM Chlef et d'Oran, particulièrement dans les 30 dernières années (figure I.9).

V.3.2. Évolution de la pluviométrie pour la période 1961-1990

La carte pluviométrique de la période 1961/1990 (figure V.6) représente la répartition des précipitations annuelles dans le bassin du Cheliff. Cette répartition est caractérisée par des isohyètes plus ou moins parallèles avec des valeurs décroissantes du Nord au Sud, avec des altérations aux niveaux des chaînes telliennes où intervient le rôle important de l'altitude.

Dans la région des hauts plateaux, les isohyètes sont bordées entre 300 mm en Nord et 100 mm au Sud où le climat semi-aride à aride est notamment développé, l'espacement des isohyètes est très important et l'effet de la latitude est très sensible.

Une diminution des précipitations est constatée du Nord au Sud et d'Est en Ouest, la région des massifs du Zaccar est la plus pluvieuse (plus de 500 mm) et les plaines sont moins arrosées (moins de 350 mm).

V. 3.3. Évolution de la ressource en eau superficielle

De 1968 à 2001, les apports interannuels du bassin Cheliff ont été estimés à 1025 Mm³, constitués de 687 Mm³ pour le Moyen et Haut Cheliff, 242 Mm³ pour le Bas-

Cheliff et Mina et 96 Mm³ en Amont Boughzoul. En 2009, les précipitations ont diminué à moins de 350 mm, et l'apport a diminué à 815 millions de m³, constitué de 369,6 Mm³ (Moyen et Haut Cheliff), 392,3 Mm³ (Basse-Cheliff et Mina) et 52,83 Mm³ en amont Boughzoul (ANRH, 2004 et MRE, 2012). La précipitation a clairement diminué et abouti à une tendance décroissante dans les écoulements.

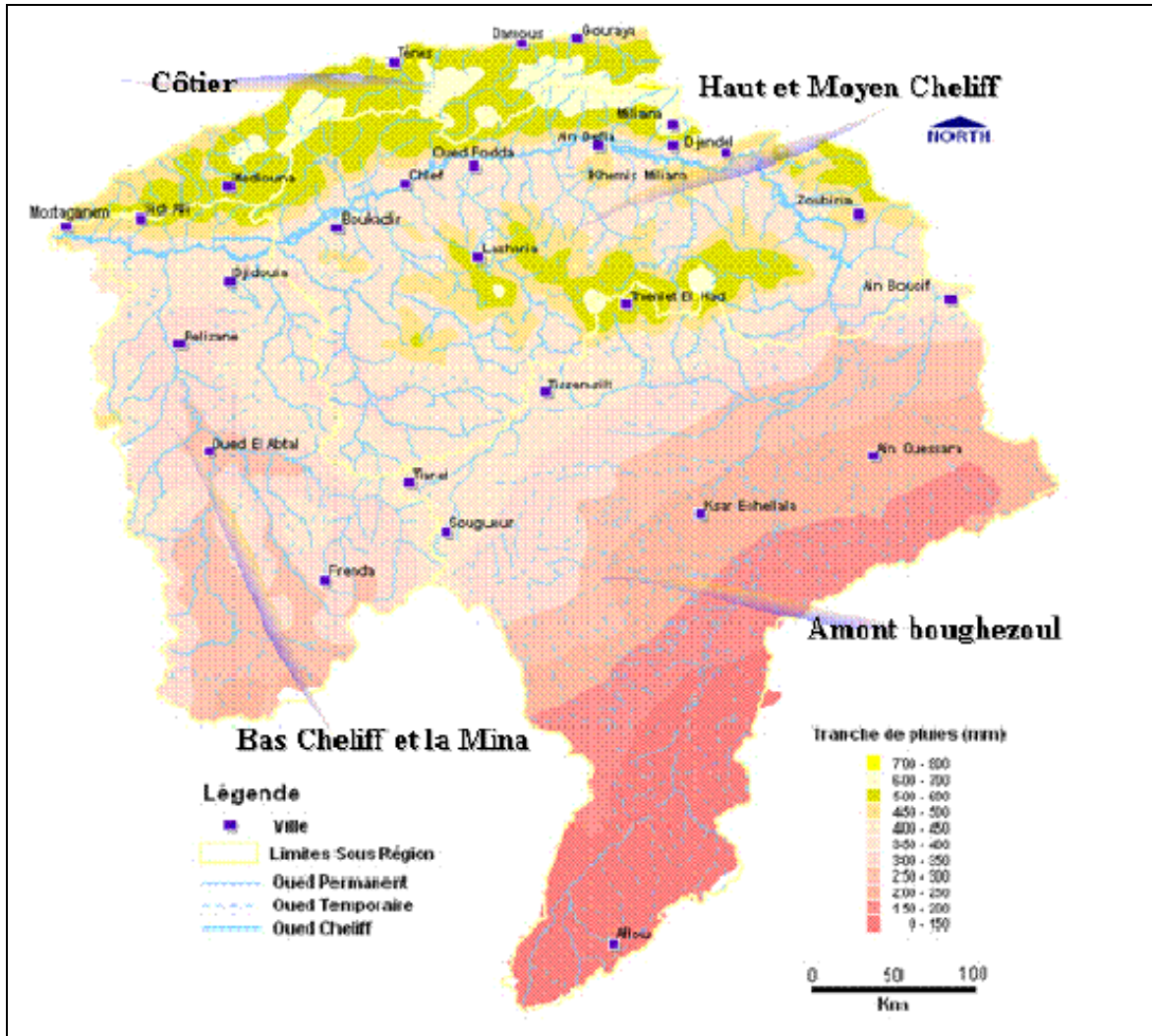


Figure V. 6: Carte pluviométrique du Bassin Cheliff pour la période (1961-1990) (MATE, 2010).

V.3.4. Évolution de la ressource en eau souterraine

Le changement climatique a une influence négative sur l'ensemble du cycle des précipitations, des régimes d'écoulement et du bilan hydrique. Son impact est important pour le bassin du Cheliff qui souffre déjà d'un climat sec et du manque de renouvellement des nappes phréatiques.

Un sujet de préoccupation est que le potentiel du bassin des eaux souterraines estimé à 293,98 Mm³ /an avant 1990 a diminué à 256,38 Mm³ /an en 1998 et 237,50 Mm³ /an en 2002 (ANRH, 2004), ce qui correspond à une baisse de 13% et 19% successivement (figure V.7). Compte tenu de l'effet du changement climatique, on pourrait s'attendre à une diminution de l'approvisionnement en eau disponible pour l'usage agricole et domestique. On peut dire que cela pourrait aussi prolonger la durée de la saison sèche dans la région qui fait face déjà à un manque de ressource en eau.

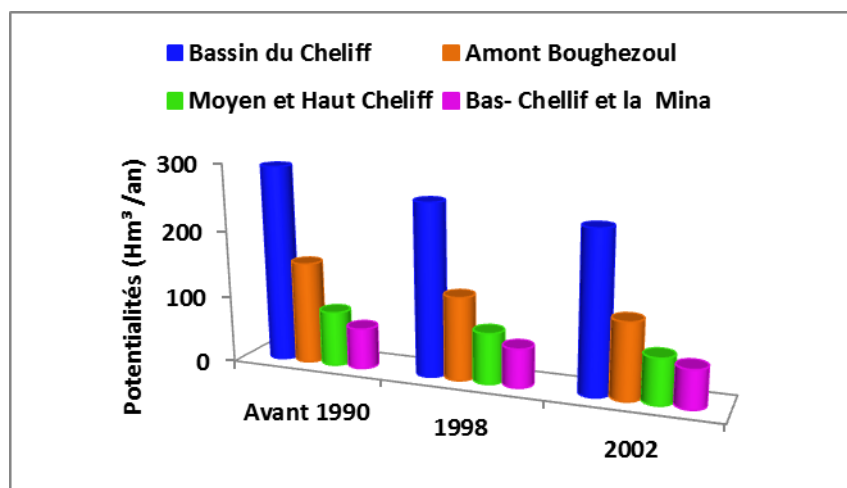


Figure V. 7: Evolution des potentialités en ressources en eau pour le bassin du Chelif et sous-bassins (Avant 1990, 1998 et 2002).

V.4. Modèles climatiques et scénarios d'évolution du climat

Il existe une vaste gamme de modèles globaux produits et reconnus à travers le monde, ceux sont des outils de simulation consistants qui donnent une bonne appréciation des tendances générales du climat futur. Cependant, ils sont beaucoup moins appropriés lorsqu'il s'agit de raffiner les résultats vers une région précise. Ces modèles ne comprennent pas de maillages assez petits pour représenter convenablement, par exemple, un bassin versant.

Les modèles climatiques utilisent des scénarios de l'évolution future des agents de forçage (tels les gaz à effet de serre et les aérosols) pour établir un ensemble de projections décrivant ce qui pourrait se produire à l'avenir en matière de changement climatique. Les sorties des MCG sont des chroniques simulées des paramètres climatiques (température, précipitation, etc.)

Les données de sorties des MCG sont à utiliser avec précaution. Plusieurs approximations dans la modélisation du système climatique expliquent la grande incertitude des résultats et l'écart entre la simulation et le climat réel (Anterives, 2002)

comme les problèmes d'échelle (la résolution spatiale des MCG). Cependant, les modèles climatiques globaux ne sont pas conçus pour étudier les impacts de changement local et ne permettent pas l'obtention d'une bonne estimation des paramètres climatiques par exemple dans un bassin versant. Afin de permettre cette modélisation régionale, les chercheurs ont mis au point diverses procédures pouvant résoudre ces problèmes et représenter au mieux de leur capacité des climats distincts localement.

La technique de réduction d'échelle dans l'espace (downscaling) contribue à l'obtention de données climatiques à résolution plus fine à partir de résultats de modèles globaux. Pour ce faire, on émet l'hypothèse qu'il existe des relations fortes entre les climats régionaux et de plus grandes échelles, et que ces relations resteront valides sous un climat futur. L'utilisation de cet outil peut améliorer l'information fournie par le scénario et même intégrer une partie des contrôles climatiques régionaux, mais son efficacité dépendra énormément de la région d'étude et de la disponibilité des données climatiques (Barrow et Lee, 2000).

La démarche mise en œuvre pour la production de simulations climatiques exploitables par l'étude d'impact sur le cycle hydrologique mobilise une série d'étapes résumées comme suit (figure V.8) :

- **Étape 1** : Construction de scénario d'émission et/ou de concentration en gaz à effet de serre. Ces scénarios sont la résultante de facteurs socio-économiques à considérer à l'échelle du globe : démographie, choix énergétique, croissance économique, politiques agricoles, ...
- **Étape 2** : Modélisation des changements climatiques avec des modèles globaux à large maille. Ces modèles simulent le système global de circulation atmosphérique (avec ses interactions océans/atmosphère) et l'impact des gaz à effet de serre sur ce système.
- **Étape 3** : Descente d'échelle. Il s'agit d'obtenir, à partir des données de sortie des modèles globaux, par diverses méthodes possibles, des résultats de projections climatiques à un pas d'espace plus fin, compatible avec les objets sur lesquels on va étudier les impacts du changement climatique (le cas ici des bassins versants).

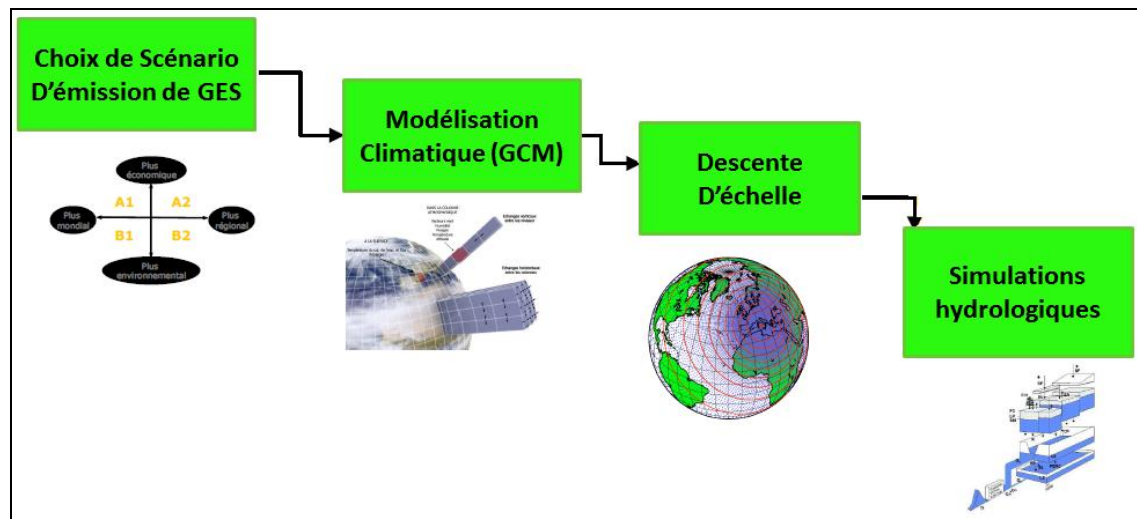


Figure V. 8: Vue globale des étapes de modélisation climatique

V.4.1. Scénarios climatiques

Plusieurs scénarios climatiques ont été créés afin d'aider à la prévision des changements prévus sous différentes hypothèses probables. Le GIEC (2000) recommande l'utilisation de plusieurs scénarios pour une évaluation des conséquences. Les SRES ont été établis par le GIEC en 1996. Ceux-ci sont disposés en quatre familles (A1, A2, B1 et B2). Les scénarios d'émission de GES A2 et B2 ont été sélectionnés. Ce choix a été imposé par des raisons de disponibilité de données.

- **La famille de scénarios A2** décrit un monde très hétérogène. Une diminution dans la croissance des développements technologiques, puisque la diffusion des informations s'effectue très lentement. L'emphase est plutôt portée sur la communauté et la famille. Le développement économique a une orientation principalement régionale, la population est évaluée à 15 milliards en 2100.
- **La famille de scénarios B2** est plutôt centrée sur une politique et une stratégie gouvernementales. Elle est influencée par l'environnement du citoyen, avec une tendance vers l'indépendance des communautés. La population mondiale s'accroît de manière continue mais à un rythme plus faible que dans A2, il y a des niveaux intermédiaires de développement économique et l'évolution technologique est moins rapide et plus diverse. Les scénarios sont également orientés vers la protection de l'environnement et l'équité sociale, mais ils sont axés sur des niveaux locaux et régionaux. La population est évaluée à 10 milliards en 2100 (GIEC, 2001 ; Arnell, 2004).

V.4.2. Application des modèles climatiques globaux

Dans le cadre de cette étude, un seul modèle climatique (HadCM3) de type AOGCM a été choisi parmi les modèles existants. Ce choix est motivé par la grande utilisation de ce modèle pour les projections climatiques et la disponibilité des données.

Les modèles globaux sont surtout utilisés pour évaluer les tendances moyennes du climat. Les MCG accessibles sont le HadCM3 du Royaume-Uni. Le HadCM3 est développé et décrit par Gordon et al. (1997) de même que Pope et al. (2000). Sept scénarios alimentent ce modèle qui possède un maillage rectangulaire de 96 points de grille en longitude et de 73 points en latitude. Il est également divisé en 19 couches verticales. Il possède donc une incrémentation des points de grille de 3,75 degrés en longitude et de 2,5 degrés en latitude. Puisque les données climatiques du GIEC représentent le monde globale, la matrice de paramètres est orientée selon les points de grille provenant de l'Ouest vers l'Est et du Nord vers le Sud. La figure V.9 présente la grille de ce modèle sur l'Algérie.

Les valeurs accessibles vont de 1961 à 2099. Les données sont mensuelles de la température minimale, maximale ainsi que des précipitations pour les deux scénarios.

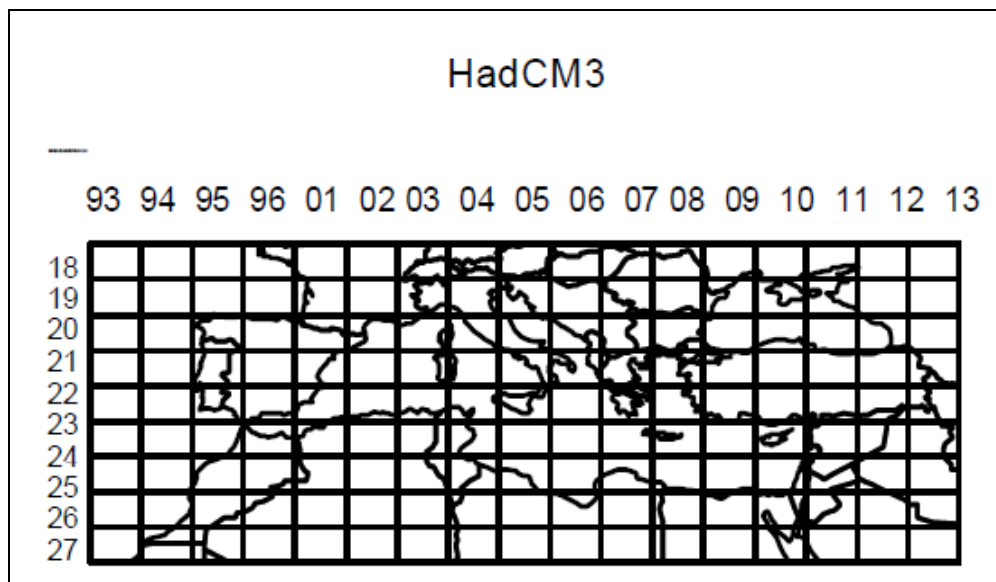


Figure V. 9: Fenêtre étudiée et maillage correspondant pour le modèle HadCM3 (<http://ipcc-ddc.uea.ac.uk>).

V.4.3. Descente d'échelle « downscaling »

Les modèles de circulation générale utilisés pour les simulations climatiques à l'échelle du globe possèdent généralement une résolution de l'ordre de quelques centaines de kilomètres. De même, à cette résolution, ces modèles ne permettent pas de fournir des données assez précises (spatialement) pour toutes les études d'impact du changement climatique, comme par exemple l'impact du changement climatique sur les écoulements, sur les glaciers, sur l'océan côtier, ... Ces domaines ont besoin de simulations à plus haute résolution spatiale. La descente d'échelle est ainsi nécessaire où les simulations climatiques sont utilisées comme données d'entrée de modèles hydrologiques qui simulent la transformation de la pluie en débit à l'échelle de bassins versants. Ces bassins peuvent être de petites tailles et il est ainsi fondamental que la maille à laquelle on travaille soit assez réduite.

Plusieurs solutions existent pour obtenir une information à une résolution plus fine. Deux méthodes ont été développées pour produire des scénarios climatiques à partir de l'échelle de grilles des modèles climatiques. L'utilisation de modèles climatiques régionaux où la désagrégation statistiques « downscaling ».

Il faut noter que la méthode de descente d'échelle peut induire des incertitudes importantes, qui ne pourront pas être quantifiées en raison du choix de méthode unique. En particulier, les incertitudes liées à la descente d'échelle peuvent être importantes sur les pluies (Déqué et al. 2007) et sur les débits (Quintana-Segui, 2010).

La descente d'échelle sur l'ensemble de la région d'étude est effectuée par le générateur stochastique LARS-WG. c'est un modèle statistique capable de générer les données météorologiques quotidiennes ayant les mêmes caractéristiques statistiques que les données observées, et de créer des scénarios climatiques à pas de temps journalier qui sont basées sur les variations mensuelles prévues par les sorties de GCM (Semenov et al., 1998 et Wilks et Wilby, 1999). La méthode des anomalies (deltas) a été utilisée pour la descente d'échelle de l'ensemble du bassin de Chelif sur les sous bassins de l'Oued Ouahrane et Oued Mina.

Cette méthode est basée sur l'utilisation des anomalies d'un mois par rapport à la période de référence 1961-1990. On peut aisément corriger les valeurs des températures et des précipitations produites par le modèle HadCM3-A2 et HadCM3-B2. Les équations peuvent s'écrire comme suit:

Équation pour le calcul des écarts de températures maximales et minimales sur une base mensuelle:

$$\Delta_{T,x,i} = \text{horizon}_{x,i} - \text{référence}_i \quad \text{V.1}$$

Équation pour le calcul des écarts relatifs de la quantité de précipitation sur une base mensuelle:

$$\Delta_{p,x,i} = \frac{\text{horizon}_{x,i} - \text{référence}_i}{\text{référence}_i} \quad \text{V.2}$$

Où l'indice x désigne le numéro de l'horizon (x= 1, 2, 3), dépendamment de l'ordre établi par l'utilisateur à l'emploi des horizons 2020, 2050 et 2080 et la période de référence 1961-1990. L'indice i indique le rang d'une valeur dans la série de données mensuelles (i = 1, 2,3, ,12).

La méthode du Δp et du ΔT consiste donc à calculer l'augmentation ou la diminution en précipitation et en température d'un horizon donné, en comparaison avec le climat actuel. Les horizons normalisés par le GIEC sont 2020, 2050 et 2080. L'horizon 2020 correspond à la série de données de l'an 2010 à 2039, tandis que l'horizon 2050 inclut les paramètres de l'an 2040 à 2069. Enfin, l'horizon 2080 englobe la période 2070 à 2099.

Équation pour le calcul des températures maximales et minimales futures :

$$T_{i,x} = T_i + \Delta_{T,x,i} \quad \text{V.3}$$

Équation pour le calcul de la quantité de précipitation future :

$$P_{i,x} = P_i \cdot \Delta_{p,x,i} \quad \text{V.4}$$

V.5. Analyse des évolutions climatiques possibles aux horizons 2020,2050 et 2080 sur le bassin du Cheliff

Les résultats des projections climatiques du modèle HadCM3 (de scénario «SRES" du GIEC, A2 et B2) effectuées sur une base mensuelle et comparés à la période de référence 1961-1990 sont variables selon les saisons. D'après ces deux scénarios du modèle, le réchauffement, déjà clairement observé, devrait se poursuivre jusqu'à l'horizon 2099. Il serait associé à une augmentation importante des températures surtout en été. Concernant l'évolution possible des précipitations, les projections prévoient une baisse du cumul annuel des précipitations. Cette baisse serait plus nette en hiver. On retiendra également le probable allongement des périodes de sécheresse.

V.5.1. Températures

L'analyse des températures minimales et maximales mensuelles moyennes, calculées par le modèle pour les deux scénarios, révèle des écarts plus marqués des températures maximales que des températures minimales. A l'échelle saisonnière, le réchauffement le plus important est simulé pour la période estivale tandis qu'il est le moins important en hiver (tableau V.2).

Tableau V. 2: l'écart moyen des températures par rapport à la période de référence (1961-1990) aux horizons 2020,2050 et 2080 pour la station ONM Chlef.

Ecart de la température/la période de référence (°C)		Scénario A2			Scénario B2		
		2010 - 2039					
		Tmax	Tmin	Tmoy	Tmax	Tmin	Tmoy
Annuel		1.4	1.2	1.4	1.6	1.33	1.5
Saison	Automne	1.4	1.4	1.35	1.71	1.68	1.74
	Hiver	1.3	0.8	1.05	1.4	0.9	1.1
	Printemps	1.12	0.9	1.01	1.2	0.95	1.08
	Eté	1.9	1.6	1.75	2	1.8	1.9
		2040-2069					
		Tmax	Tmin	Tmoy	Tmax	Tmin	Tmoy
annuel		3.43	2.57	3	2.91	2.2	2.56
Saison	Automne	3.35	3.07	3.21	2.64	2.45	2.55
	Hiver	2.58	0.9	1.74	2	0.53	1.27
	Printemps	3.01	2.27	2.64	2.9	2.34	2.62
	Eté	4.88	4.18	4.53	4.12	3.61	3.86
		2070-2099					
		Tmax	Tmin	Tmoy	Tmax	Tmin	Tmoy
annuel		5.25	4.11	4.68	3.68	2.8	3.24
Saison	Automne	5.05	4.85	4.95	3.04	3.05	3.02
	Hiver	3.8	1	2.4	3	0.79	1.89
	Printemps	5.41	4.5	5.01	3.86	2.93	3.4
	Eté	6.8	6.1	6.45	4.73	4.33	4.53

Pour les deux scénarios, les résultats montrent à l'horizon 2020, par rapport à la référence 1961-1990, une augmentation entre 1,2 et 1,33°C pour la température minimale annuelle moyenne et entre 1.4 et 1.6°C pour la température maximale moyenne annuelle. L'augmentation est la plus forte en été pour les deux paramètres où l'écart pourrait être compris entre 1.6 et 1.8 °C pour la température minimale et entre 1.9 et 2,00°C pour la température maximale. En hiver et au printemps, le réchauffement est également important mais moindre qu'en été, tandis qu'en automne il est de l'ordre

d'environ +1.71°C sous l'hypothèse B2. Les changements saisonniers de température sous l'hypothèse A2 sont qualitativement similaires à ceux obtenus sous l'hypothèse B2, bien qu'un peu moins importants en termes d'intensité.

Sur le long terme, on peut envisager une augmentation significative de la température qui est particulièrement importante dans les trois dernières décennies (horizon 2080). Il apparaît pour les deux scénarios un changement considérable, par la hausse de température allant en moyenne de 3.24 °C à 4.68 °C pour l'ensemble des années et l'écart est trop élevé en Été, il oscille entre 4.53 °C et 6.45 °C en moyenne.

Toutefois, tous les scénarios vont dans le sens d'un réchauffement pour les trois horizons.

Les simulations des changements des températures par les différents modèles climatiques globaux et régionaux présentent une très grande homogénéité et affichent toujours le même ordre de grandeur de +2°C à +5°C en moyenne à la fin du XXI^{ème} siècle (Li, 2006).

Les changements de température saisonniers et annuels simulée par le modèle UKH1 et ECHAM3TR sur l'Algérie sont qualitativement similaires à ceux obtenus par le modèle HadCM3, bien qu'un peu moins importants en termes d'intensité (figure. I.18).

V.5.2. Précipitations

Les changements de précipitations présentent de grandes divergences spatiales car ils sont accompagnés d'une forte variabilité interannuelle. Cependant de façon générale, toutes les simulations du climat futur montrent une diminution de la moyenne des précipitations, (Li et al., 2006), malgré une plus grande incertitude sur les précipitations.

Les scénarios climatiques s'accordent sur une diminution des précipitations annuelles comprises, en moyenne d'ensemble, entre 10.35 % et 33.65 % et entre 12.23% et 28.1 % pour les scénarios A2 et B2, respectivement (TableauV.3). La diminution des précipitations annuelles est plus importante en été et dépasse 40 % à l'horizon 2080. A noter également que les saisons seraient plus contrastées et la tendance à la diminution des précipitations est forte en automne et en hiver pour le scénario A2.

En générale, le modèle prévoit des tendances significatives à la baisse, ce qui suggère que les sécheresses devraient substantiellement augmenter à la fin du 21^{ème} siècle dans notre zone d'étude.

Cette baisse continue de précipitations à différents horizons et dans les différents scénarios confirme les études antérieures dans le bassin méditerranéen et de l'Algérie.

Tableau V. 3: Taux de variation de précipitation (en %) aux horizons 2020,2050 et 2080 par rapport à la période de référence (1961-1990) sur la zone d'étude.

Taux de variation de précipitations (%)	A2	B2	A2	B2	A2	B2
	2010-2039		2040-2069		2070-2099	
Annuel	-10.35	-12.23	-20.78	-19.1	-33.65	-28.1
Automne	-9	-12.1	-23.4	-16.7	-30.8	-27.3
Hiver	-6.5	-9.9	-17.4	-15.1	-28.6	-24.9
Printemps	-11.5	-8.1	-12.5	-17.9	-25.5	-20.3
Eté	-14.4	-18.8	-29.8	-26.7	-49.7	-39.9

Les changements annuels simulés par le modèle UKH1 pour les différents horizons montrent la diminution des surfaces plus pluvieuses et l'augmentation des surfaces moins pluvieuses par rapport à la carte relative à la période de référence (1961-1990).

Ces différentes cartes pluviométriques établies pour les différents horizons (2020, 2025 et 2050) font ressortir les mêmes remarques de la répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles, mais avec des valeurs moins élevées par rapport à la moyenne relative à la période de référence (1961-1990).

Les régions du massif de l'Ouarsenis, dont les pluies étaient de plus de 450 mm pour la période 1961-1990, deviennent moins importantes et ne dépasseraient plus 400 mm pour les différents scénarios et les différents horizons.

La région Nord Est du Bassin du Cheliff et particulièrement le massif du Zaccar, la pluviométrie devient moins importante. Une plus grande partie du bassin connaîtra une réduction des précipitations, elle englobe les régions du bas Cheliff, la Mina et celle du Cheliff en Amont de Boughezoul. Cette région sera comprise entre les isohyètes 300 mm au nord et 100 mm au Sud, où le climat semi-aride à aride devient plus prononcé en occupant des surfaces de plus en plus vastes (figure V.10).

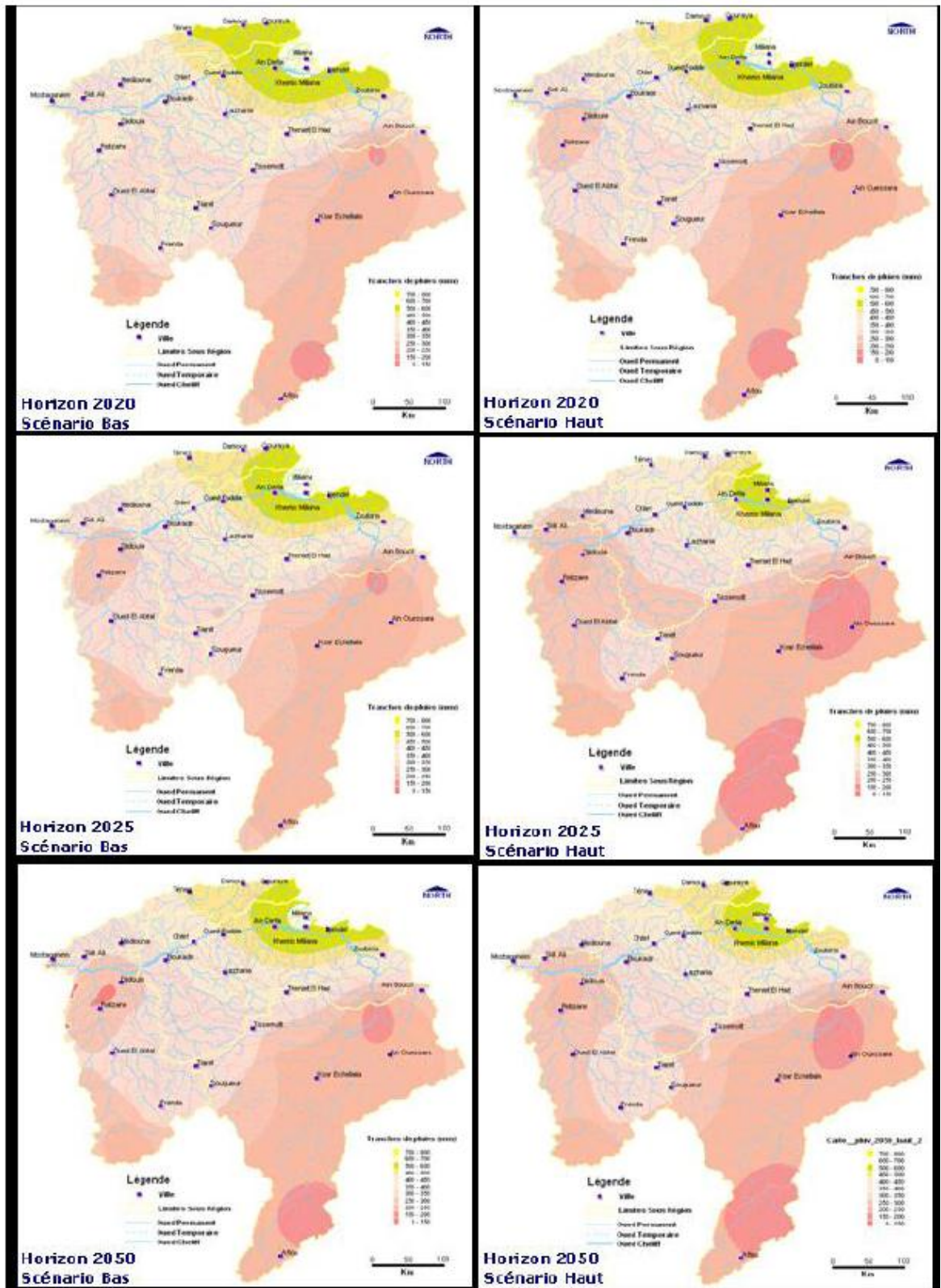


Figure V. 10: Carte pluviométrique du Bassin Cheliff pour l'horizon 2020, 2025 et 2050 (MATE, 2010).

V.5.3. Construction des scénarios climatiques

Les différences entre les conditions climatiques simulées par le modèle HadCM3 sur la période 1961-1990 et celles réellement observées peuvent être importantes, surtout sur les précipitations. Ce constat nous permet difficilement d'utiliser directement les scénarios climatiques qui, par conséquent, doivent être corrigés avant d'être implémentés dans le modèle GR2M.

Différentes approches de correction des sorties de modèles climatiques existent. Nous avons opté pour la méthode du delta (appelée également méthode des perturbations ou anomalies) qui consiste à superposer le changement climatique moyen simulé entre les périodes 1961-1990 et les autres périodes des horizons aux observations. Cette méthode, qui est à la fois simple et robuste, est la plus utilisée actuellement, notamment dans l'évaluation de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie de grands bassins versants (Caballero et al., 2007).

L'estimation des changements des températures et des précipitations mensuelles moyennes entre les périodes 1961-1990 et 2010-2099 a été construite, pour les deux mêmes sous-bassins qu'auparavant et pour chaque scénario climatique.

V.5.4. Scénarios sur la modélisation hydrologique

Les scénarios climatiques A2 et B2 ont été utilisés pour simuler les écoulements par le modèle hydrologique GR2M adapté à notre zone d'étude. Cette étape suppose que les valeurs des paramètres du modèle hydrologique restent inchangées dans le futur, hypothèse nécessaire mais parfaitement invérifiable.

V.6. Impact de changement climatique sur les ressources en eau

Cette partie tend particulièrement à donner une idée sur les impacts éventuels d'un changement climatique sur l'évolution future des ressources en eau du bassin du Cheliff. Ainsi, les sorties (précipitations et ETP) de deux scénarios du modèle climatique sont utilisées en entrées du modèle hydrologique GR2M pour simuler les écoulements au cours du prochain siècle.

Cependant, les résultats obtenus doivent être traités avec beaucoup de précaution en raison de quelques difficultés inévitables liées aussi bien à la modélisation hydrologique qu'à l'incertitude issue des modèles climatiques.

V.6.1. Simulation et évolution des écoulements pour le XXIème siècle

Pour chaque bassin, les séries climatiques construites pour la période 2010-2099 ont été utilisées comme entrées pour le modèle GR2M. Cette procédure nous a permis d'extraire, pour chaque bassin, une série de débits mensuels correspondant à l'ensemble des scénarios retenus. A noter que pour toutes les simulations hydrologiques, les valeurs des paramètres X_1 et X_2 ont été maintenues constantes et égales aux valeurs calées sur la période 1976-1980 pour le sous- bassin de l'Oued Ouahrane et 1985-1989 pour le sous- bassin de l'Oued Mina.

V.6.2. Taux de variation des écoulements moyens annuels aux horizons 2020,2050 et 2080

Dans la plupart des études de l'effet du changement climatique sur les ressources en eau, les caractéristiques des débits simulés sont comparés à ceux observés sur une période de référence. Ainsi et à titre comparatif avec les résultats d'autres études, les figures V.11 et V. 12 montrent les taux de variation des débits moyens annuels pour l'horizon 2020, 2050 et 2080, exprimés en pourcentage par rapport à la moyenne des débits observés.

L'analyse de ces graphiques montre qu'au niveau du sous - bassin de l'Oued Ouahrane, on observe à l'horizon 2020 une évolution similaire des débits moyens annuels par rapport à ceux observés pour les deux scénarios du modèle climatique. Même constat, pour le sous bassin de l'Oued Mina, mais avec une valeur plus au moins élevée.

Les deux scénarios du modèle prévoient une diminution des écoulements pour les trois horizons (2020, 2050 et 2080), mais avec des taux de variation plus importants (45.8 %) et (47.7%) obtenus avec le scénario A2 à l'horizon 2080.

Le scénario B2 prévoit une diminution progressive des écoulements aux trois horizons allant de 12.35 % et 14.1% des écoulements à l'horizon 2020 puis une même baisse de l'ordre 24% à l'horizon 2050 et une nette diminution de 38.7 % et 42.5% à l'horizon 2080 pour les deux sous-bassins Oued Ouahrane et Oued Mina respectivement.

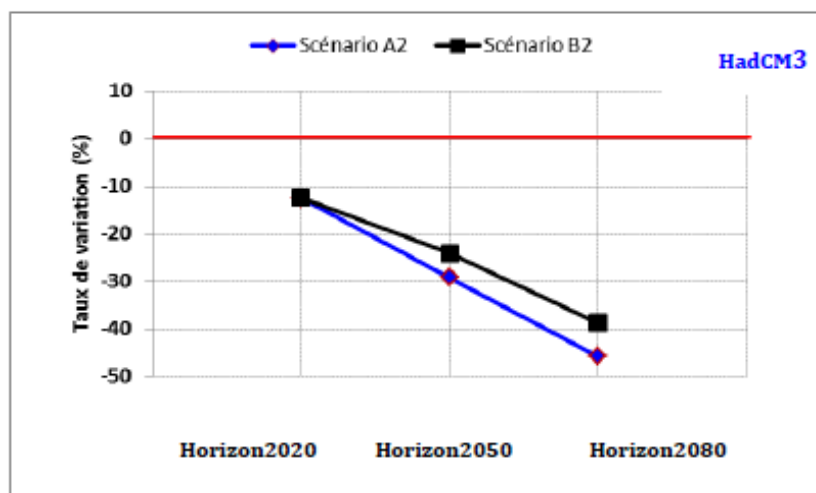


Figure V. 11: Evolution du taux de variation des lames d’eaux écoulées moyennes annuelles calculés aux horizons 2020, 2050 et 2080 dans le sous bassin de l’Oued Ouahrane.

En revanche, les écoulements aux horizons 2080 sont plus déficitaires par rapport aux horizons 2020 et 2050.

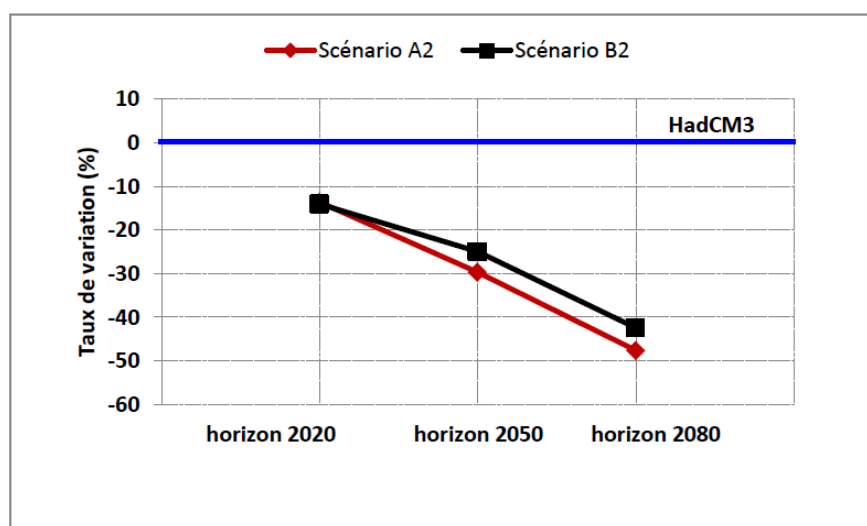


Figure V. 12: Evolution du taux de variation des lames d’eaux écoulées moyennes annuelles calculés aux horizons 2020, 2050 et 2080 dans le sous- bassin de l’Oued Mina.

Il est difficile pour nous de comparer nos résultats à l’échelle des bassins à ceux obtenus dans le projet de GEF/PNUD en 2010, car dans ces travaux, le calcul des taux de variation moyens des écoulements est effectué dans des sous-bassins différents à

ceux choisis dans notre étude. Cependant, à l'échelle régionale, on peut déduire une nette baisse des écoulements moyens annuels dans le bassin du Cheliff.

V.6.3. Évolution saisonnière des écoulements moyens aux horizons 2020,2050 et 2080

La comparaison des figures du taux de variation des écoulements moyens saisonniers aux horizons 2020, 2050 et 2080 avec les données observées (période de référence) permet de voir si les variations annuelles observées précédemment s'accompagnent d'une modification des régimes hydrologiques.

Globalement on assiste à une baisse significative des lames d'eau écoulées pour l'ensemble des scénarios pendant la saison d'été et d'automne

Les résultats des deux scénarios s'accordent sur une diminution importante des débits en été, de l'ordre de 63.7% à 65.5 % pour A2 et 54.2 % et 58.6 % pour B2 en moyenne sur les deux sous-bassins étudiés Oued Ouahrane et Oued Mina respectivement (Tableaux V.4.etV. 5 et figure V.13 et V. 14). En automne, l'écoulement baissera de 10.5% à 43.8 % pour le scénario A2 et de 13,8% à 39.8 % pour le scénario B2 dans le sous- bassin de l'Oued Ouahrane pour les différents horizons. Quant à la saison hivernale, le modèle traduit une diminution de 5,7 % pour le scénario A2 et de 7.6 % pour le scénario B2 à l'horizon 2020 et atteindra son maximum pour l'horizon 2080 avec une baisse allant de 32.3 % à 40.1 % pour B2 et A2 successivement. La saison du printemps sera caractérisée par une baisse du débit de 6.4 % à 28.5 % pour le scénario B2 et de 13.8 % à 35.6 % pour le scénario A2. La diminution des débits est également importante dans le sous- bassin de l'Oued Mina pour toutes les saisons et surtout sur le dernier horizon (2080).

Tableau V. 4: Taux de variation des lames d'eaux écoulées (en %) aux horizons 2020,2050 et 2080 par rapport à la période de référence dans le sous- bassin de l'Oued Ouahrane.

Taux de variation de lame d'eau écoulée (%)	A2	B2	A2	B2	A2	B2
	2010-2039		2040-2069		2071-2099	
	annuel	-12.5	-12.35	-29.2	-24.03	-45.8
Automne	-10.5	-13.8	-27.3	-20.3	-43.8	-39.8
Hiver	-5.7	-7.6	-24.6	-20.1	-40.1	-32.3
Printemps	-13.8	-6.4	-25.1	-17.5	-35.6	-28.5
Eté	-20	-21.6	-39.8	-36.2	-63.7	-54.2

En générale la baisse de débit pour les scénarios A2 et B2, confirme les études antérieures réalisées dans le bassin méditerranéen, en Algérie et dans le bassin du Cheliff (Ragab et Prudhomme, 2002 ; MATE, 2001, 2010).

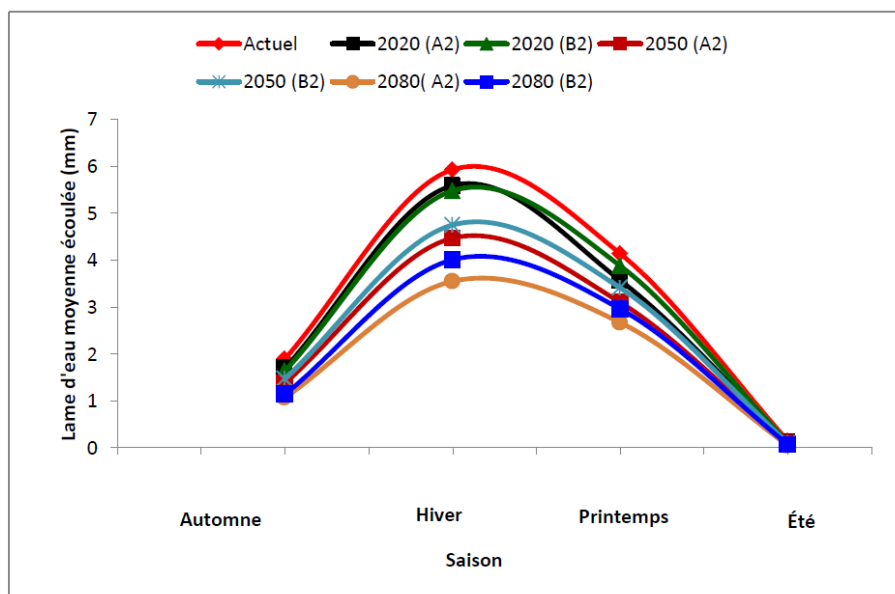


Figure V. 13: Évolution future des écoulements dans le sous-bassin de l'Oued Ouahrane à l'horizon 2020, 2050 et 2080 (A2 et B2).

Ces résultats traduisent une disponibilité de la ressource en eau de surface qui aura tendance à décroître d'ici la fin du 21^{ème} siècle, avec des périodes d'étiages plus longues et plus sévères. La région d'étude, en particulier semblent des plus vulnérables au changement climatique compte tenu d'une diminution plus importante des précipitations.

Tableau V. 5: Taux de variation des lames d'eaux écoulées (en %) aux horizons 2020,2050 et 2080 par rapport à la période de référence dans le sous- bassin de l'Oued Mina.

Taux de variation de lame d'eau écoulée (%)	A2	B2	A2	B2	A2	B2
	2010-2039		2040-2069		2071-2099	
Annuel	-13.7	-14.1	-29.7	-25.03	-47.7	-42.5
Automne	-11.3	-13.7	-27.6	-22.5	-45.4	-42.8
Hiver	-9.3	-10.1	-25.1	-20.9	-43.6	-39.5
Printemps	-13.7	-10.6	-25.3	-17.7	-36.3	-29.2
Été	-20.4	-22	-40.6	-39	-65.5	-58.6

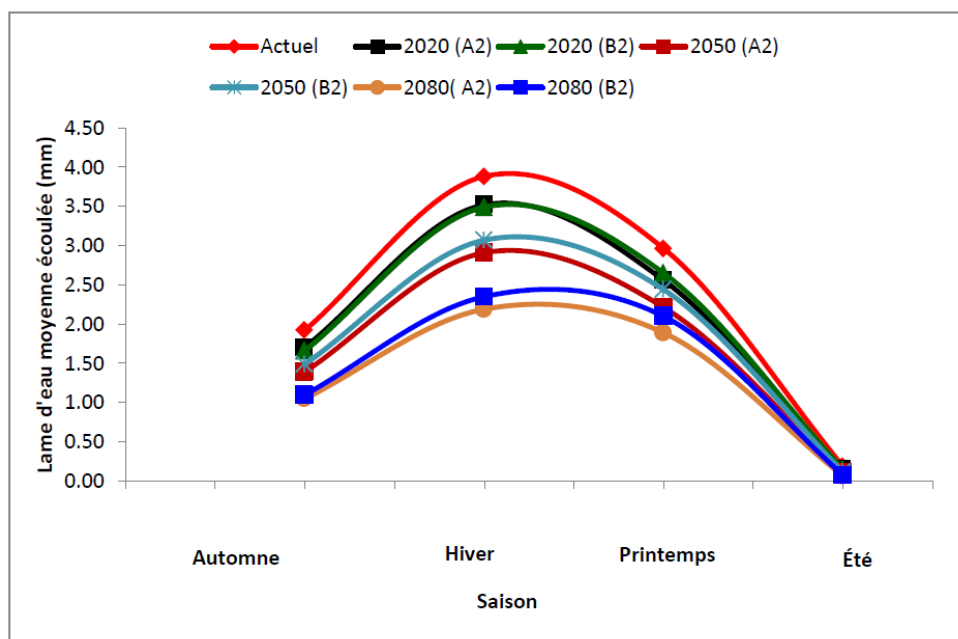


Figure V. 14: Évolution future des écoulements dans le sous- bassin de l'Oued Mina à l'horizon 2020, 2050 et 2080 (A2 et B2).

V.7. Impact des changements climatiques sur les eaux souterraines

D'après le projet de GEF/PNUD en 2010, les potentialités en eau souterraine aux horizons 2020 et 2050 (tableau V.6) ont été estimées par l'approche pluie - infiltration en tenant compte des différents scénarios climatiques du modèle UKH1. Les potentialités diminueront à l'horizon 2020 de 4 % (scénario bas) à 6 % (scénario haut). A l'horizon 2050 (scénario haut), les potentialités de la région du Cheliff en eau souterraine continuerait de baisser. Elles seraient de 251.6 hm³, soit une réduction de 14.4 % par rapport à la période de référence 1961-1990 (figure V.15). Pour le scénario bas et à l'horizon 2050, les potentialités seront réduites d'environ 9.4 %.

Le bassin du Cheliff est considéré comme particulièrement vulnérable à la pénurie aiguë de l'eau dans les années prochaines. Il est également prévu un fort déficit en eau en raison de la croissance de la population et d'une augmentation de la demande en eau par les différents secteurs de l'économie (par exemple, de l'agriculture, de l'industrie).

Tableau V. 6: Réduction des potentialités en eau souterraine par horizon dans la région d'étude.

Sous région	Potentialités en eau souterraines à l'horizon (Hm ³ /an)				
	1961-1990	2020		2050	
		Bas	Haut	Bas	Haut
Haut et Moyen Cheliff	81.37	82.6	80.9	77.9	73.9
Bas Cheliff et la Mina	60.73	57.2	55.9	53.9	50.9
Cheliff Amont Boughzoul	151.88	142.3	138.9	134.6	126.8
Total	293.98	282.1	275.7	266.4	251.6
Réduction (%)		4%	6%	9.40%	14.40%

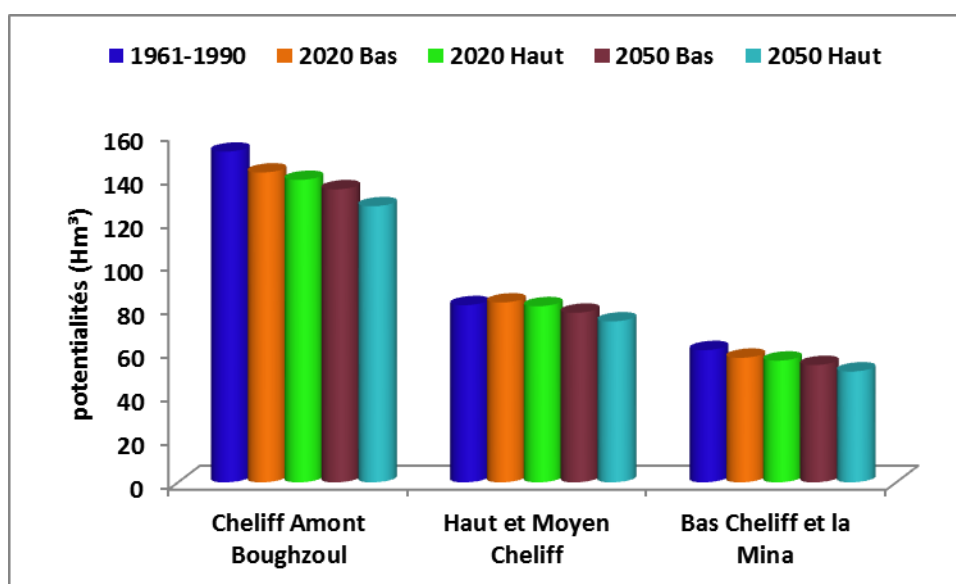


Figure V. 15: Répartition des potentialités en eau souterraines dans le bassin du Cheliff.

V.8. Conclusion

Dans ce dernier chapitre, nous avons tenté d'évaluer les impacts potentiels d'un changement climatique sur l'évolution des ressources en eau en utilisant les sorties du modèle climatique HadCM3 issue du rapport de GEIC sous influence du scénario SRES A2 et B2.

Le changement climatique dans la zone d'étude a et aura un impact négatif sur le cycle des précipitations y compris sur l'ensemble des ressources en eau. La réduction de la précipitation produit clairement une tendance à la baisse des apports d'eau en enregistrant des baisses annuelles de 1025 Mm³ à 815 Mm³ entre 1968-2001 et 2009. Les conséquences des pénuries d'eau affecteront des changements dans l'équilibre

environnemental et par conséquent diverses activités humaines en particulier la disponibilité pour la consommation domestique et industrielle ainsi que pour l'économie agricole.

Face à ces défis, le pays a mis en œuvre une nouvelle politique de gestion des ressources en eau par le biais, par exemple, de la construction de nouveaux barrages, qui est passé de 13 barrages en 2003 à 15 barrages actuellement avec une capacité de 2,205 milliards de m³ selon le ministère des Ressources en Eau. D'autres projets sont en cours (soit 5 nouveaux barrages) qui fourniront un volume supplémentaire de 1 608 Mm³ /an destinés à l'irrigation et à l'approvisionnement en eau domestique. En outre, les ressources en eau non conventionnelles ont également été abordées par la réalisation de petites centrales de dessalement de l'eau en 2001. Deux grandes stations sont également en cours avec une capacité totale de 300 000 m³ /J et un volume de production estimé à 109.5Mm³ /an. Des études ont également été lancées pour la réutilisation des eaux usées traitées à des fins agricoles.

Les résultats obtenus, comparés aux données observées, permettent d'apprécier, dans la région d'étude, l'évolution de la ressource en eau pour le futur siècle (horizons 2020, 2050 et 2080). Les scénarios du modèle climatique HadCM3 s'accordent pour prévoir une augmentation des températures et une diminution des précipitations. La comparaison des conditions climatiques simulées par les scénarios entre les périodes 1961-1990 et 2010-2099 révèle que la température devrait continuer à augmenter de manière importante dans notre zone d'étude, principalement en été, ce qui est en accord avec les tendances observées sur la période 1936-2010. Cette évolution sera très probablement associée à une diminution des précipitations qui atteindra plus de 30 %. Les débits des cours d'eau de cette région en seront affectés.

Globalement, l'impact du changement climatique sur les écoulements varie en fonction des précipitations projetées par chaque scénario, il est donc fort probable que l'aridification des conditions climatiques détectée sur les dernières décennies pourrait se prolonger tout au long du 21^{ème} siècle.

Les résultats obtenus doivent être traités avec beaucoup de précaution en raison de quelques difficultés inévitables aussi bien à la modélisation hydrologique qu'à l'incertitude issue des modèles climatiques. Il n'en demeure pas moins qu'il faut les considérer comme une approche sur l'évolution de la ressource en eau en termes de risque sous des hypothèses particulières de changement de climat.

Conclusion générale

Conclusion générale

La ressource en eau en Algérie est limitée et inégalement répartie dans l'espace et dans le temps. Ce problème pourrait limiter la dynamique de la croissance économique, qui sera aggravée par la diminution de cette ressource en raison de l'impact du changement climatique qui est devenu une réalité en Algérie et dont les effets sur l'environnement sont déjà visibles.

Le secteur de l'eau fait l'objet d'une attention particulière de la part des autorités qui lui consacre des moyens de plus en plus importants pour la construction de nouveaux barrages, la réalisation de grands transferts régionaux, l'exécution de grandes adductions urbaines et agricoles et la construction des usines de dessalement. Ces infrastructures ont permis d'augmenter le volume de la ressource en eau mobilisée pour satisfaire les agglomérations déficitaires.

Cependant l'efficacité de ces efforts reste limitée à cause de la mauvaise gestion de ce secteur, ainsi que le gaspillage et les pertes dans les réseaux de distributions et d'irrigation qui sont vétustes ou mal entretenus.

La diversité de la physiographie du relief du bassin du Cheliff est en grande partie responsable de la variabilité des conditions hydroclimatiques entre les différents sous bassins versants de la région d'étude. Cette variabilité se manifeste également à l'intérieur des sous bassins versants eux-mêmes.

Cette étude a montré l'importance d'identifier les tendances locales qui diffèrent des tendances nationales ou mondiales. Les résultats indiquent pour les périodes analysées, une baisse des précipitations dans l'ensemble du bassin, des tendances significatives dans les parties ouest et sud-est de la région au niveau de 5% et au niveau de 10%.

Les précipitations moyennes annuelles ont une tendance à la baisse dans la plupart des stations étudiées avec la plus haute valeur de pente décroissante à -4,58 mm /an se produisant à Knenda Ferme. Les précipitations saisonnières moyennes présentent des tendances similaires, sauf pour deux stations : ONM Chlef et O. El Abtal en printemps.

Les précipitations après les années 1970 ont clairement suivi une tendance à la baisse et ont provoqué un déficit en eau dans de nombreuses zones de la région. Les conséquences du déficit peuvent endommager l'équilibre environnemental et affecter par conséquent diverses activités humaines directement ou indirectement liées à

l'utilisation de la ressource en eau. Citons la recharge des nappes, le remplissage des barrages réservoirs et les rendements agricoles.

Aussi, est-il nécessaire d'adapter, en particulier, les activités agricoles à ce déficit hydrique à travers les types de cultures. Mais la difficulté de prévoir les précipitations saisonnières et interannuelles très variables reste un obstacle à la prise de décision dans la gestion de l'eau.

L'analyse des chroniques de débit, sur une période plus au moins longue a permis d'obtenir quelques résultats concernant les tendances des débits sur quelques sous-bassins de la zone d'étude qui possèdent une variabilité interannuelle très importante.

Le test de Mann-Kendall a révélé une tendance à la baisse des débits moyens annuels et saisonniers depuis la fin des années 1970 à 1980 aux sous-bassins étudiés.

L'observation des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe montre que le GR2M reste un outil performant sur les sous - bassins de l'Oued Ouahrane et de la Mina. En effet, les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe obtenues sont supérieures à 60% en calage (83.6% à 80.8 %) comme en validation (74.1 à 74,2 %). La dégradation enregistrée par le critère de Nash en validation vis-à-vis du calage, et qui définit le critère de robustesse du modèle est acceptable. Elle est en moyenne de -6.6 à -9,5% avec une valeur absolue inférieure à 10%, ce qui traduit la robustesse du modèle GR2M.

Les résultats de simulation obtenus avec le modèle GR2M sur le bassin versant de l'Oued Ouahrane et de la Mina sont satisfaisants et traduisent de sa capacité à simuler les écoulements au niveau du bassin versant de la zone d'étude.

Dans l'ensemble, les hydrogrammes obtenus sont également de bonne qualité. La dynamique des écoulements étant bien respectée. Les débits de pointe sont bien situés dans le temps mais sous-estimés en phase de validation. Les étiages sont mieux reproduits que les pointes de crues.

Les résultats de l'analyse des matrices de simulations croisées issues du modèle ont permis de mettre en évidence une non stationnarité de la relation pluie-débit au niveau du sous- bassin versant de l'Oued Ouahrane au cours de la période 1971-2000 qui suggère une tendance à la baisse des écoulements mensuels. Dans le sous bassin de l'Oued Mina, Aucune tendance n'a pu être détectée, l'approche de simulation croisée est incapable de déceler de façon perceptible une tendance hydrologique affirmée.

Les scénarios A2 et B2 du modèle climatique HadCM3 s'accordent pour prévoir une augmentation des températures et une diminution des précipitations. La

comparaison des conditions climatiques simulées par les scénarios entre les périodes 1961-1990 et 2010-2099 révèle que la température devrait continuer à augmenter de manière importante dans notre zone d'étude de l'ordre de 1.4 °C à 4.7 °C en moyenne, elle sera plus prononcée en été que durant les autres saisons, ce qui est en accord avec les tendances observées sur la période 1936-2010. Cette évolution sera très probablement associée à une diminution des précipitations qui atteindra plus de 30 %.

Les débits des cours d'eau de cette région en seront affectés. Globalement on assiste à une baisse significative des lames d'eau écoulées pour l'ensemble des scénarios pendant la saison d'été et d'automne. Les résultats des deux scénarios s'accordent sur une diminution importante des débits en été qui dépasserait 60 % dans les deux sous-bassins étudiés Oued Ouahrane et Oued Mina.

Le changement climatique dans la zone d'étude a et aura un impact négatif sur le cycle des précipitations y compris sur l'ensemble de la ressource en eau. La réduction de la précipitation produit clairement une tendance à la baisse des apports d'eau en enregistrant des baisses annuelles de 1025 Mm³ à 815 Mm³ entre 1968-2001 et 2009, soit d'un taux de réduction de 20.5 %. Les conséquences des pénuries d'eau sont des changements dans l'équilibre environnemental qui par conséquent affectera diverses activités humaines en particulier l'approvisionnement en eau de la disponibilité pour la consommation domestique et industrielle ainsi que pour l'économie agricole.

Globalement, l'impact du changement climatique sur les écoulements varie en fonction des précipitations projetées par chaque scénario, il est donc fort probable que l'aridification des conditions climatiques détectée sur les dernières décennies pourrait se prolonger tout au long du 21^{ème} siècle.

Bien que les résultats obtenus doivent être traités avec beaucoup de précaution en raison de quelques difficultés inévitables liées aussi bien à la modélisation hydrologique qu'à l'incertitude issue des modèles climatiques, il sera important de considérer ces résultats comme une approche sur l'évolution de la ressource en eau en termes de risques sous des hypothèses particulières de changement de climat.

En fin, ce travail constitue une contribution à l'analyse de l'impact du changement climatique sur la ressource en eau dans le bassin du Cheliff. D'autres études s'avèrent nécessaire afin d'approfondir l'impact de ce changement par:

- La modélisation des écoulements des sous bassins qui n'ont pas été intégrées dans cette étude faute de données semble nécessaire pour une meilleure connaissance du fonctionnement hydrologique de ce bassin.
- L'utilisation des sorties de modèles climatiques régionaux en entrée du modèle hydrologique GR2M afin de simuler les écoulements pour le futur siècle et comparer les résultats avec ceux obtenus en utilisant les sorties des modèles climatiques globaux;
- L'évaluation de l'impact du changement climatique potentiel sur l'évolution des ressources en eau en fonction de l'amélioration des performances des modèles climatiques.

Enfin, il serait également intéressant de tester si une modélisation hydrométéorologique à base physique et à résolution spatio-temporelle fine, pourrait confirmer l'impact de ce réchauffement climatique.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- ABH-CZ (2004) : Cadastre Hydraulique du bassin hydrographie du Cheliff-Aval du barrage de Boughzoul – Première partie : Haut et moyen Cheliff, 62 p.
- ABH-CZ (2004) : Cadastre Hydraulique du bassin hydrographie du Cheliff-Aval du barrage de Boughzoul – Deuxième partie : Bas Cheliff et Mina, 52 p.
- ABH-CZ (2007) : Cadastre Hydraulique du bassin hydrographie du Cheliff-Amont Boughzoul – Troisième partie : Amont Boughzoul, 51 p.
- Achour F (1997) : Conditions hydrologiques et disponibilité en eau en région semi-aride. Thèse de doct. Univ. de Franche Comté, France.261p
- Achour F, Bouzelboudjen M et Pieyns S.A (1998) : Variabilité spatio-temporelle des ressources en eau en région semi-aride: application au bassin du Chelif, Algérie. IAHS Publ. (252), 225-234
- Agoumi A (2003) : Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques.
Besoin réel et urgent d'une stratégie d'adaptation et de moyens pour sa mise en œuvre. Maroc, Institut international du développement durable, 14 p.
- Alcamo J, Flörke M, et Märker M (2007): Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic changes, *Hydrological Sciences*, 52 (2), 247–275.
- Allen M, Frame D, Huntingford C, Jones C, Lowe J, Meinshausen M and Meinshausen N (2009). Warming caused by cumulative carbon emissions towards the trillionth tonne, *Nature* 458(7242), 1163–1166.
- Alpert P, Ben-Gai T, Baharad A, Benjamini Y, Yekutieli D, Colacino M, Diodato L, Ramis C, Homar V, Romero R, Michaelides S et Manes A (2002): Evidence for increase of extreme daily rainfall in the Mediterranean in spite of Decrease in Total Values. *Geophys Res Lett* 29 (1536), 31–42. doi:10.1029/2001GL013554
- Alpert P, Krichak SO, Shafir H, Haim D et Osetinsky I (2008): Climatic trends to extremes employing regional modeling and statistical interpretation over the E. Mediterranean. *Global and Planetary Change* 63,163–170.
- Alper B , Tayfur G, Gündüz O , Howard K. W.F, Friedel M.J et Chambel A (2011) .Climate Change and its Effects on Water Resources. *Issues of National and Global Security*, Springer, 303 p.
- André J.-C, Royer J.-F(1999) : Les fluctuations à court terme du climat et l'interprétation des observations récentes en terme d'effet de serre. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 328 p: 261–272.

- Andréassian V (2002) : Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Tome 1. *Thèse de Doctorat*, Université Paris 6, France.
- Andréassian V, Parent E et Michel C (2003) : A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resources Research* 39(9), 1252, doi:10.1029/2003WR002081.
- ANRH (1993) : Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord, Ministère de l'Équipement, PNUD/ ALG/88/021, Alger, 1 carte et sa notice de 54p.
- ANRH-GTZ (2004) Étude de synthèse sur les ressources en eaux de surface de l'Algérie du Nord (Rapport d'étude). Agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH), Alger
- ANRH (2004) : Annuaire Hydrogéologique de la nappe alluviale du haut et moyen Cheliff, 17 p.
- ANRH, (2009) : Réalisation de carte des ressources en eau souterraines du Nord de l'Algérie, 158p.
- Anterives C (2002): Impact du changement climatique sur la ressource en eau en Région Languedoc-Roussillon. Mémoire de DEA ; Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, École des Mines de Paris, 54 p.
- Ardoin-Bardin S (2004) : Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, France, 337 p.
- Arnell N.W (1999a): Climate change and global water resources, *Global Environ. Change* 9, S31– S49.
- Arnell N. W (2004): Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios, *Global Environmental Change*, 14, 31–52.
- Bahir M, Mennani A, Jalal M, Fakir Y (2002): Impact de la sécheresse sur les potentialités hydriques de la nappe alimentant en eau potable la ville d'Essaouira (Mogador, Maroc). *Sécheresse*, 13(1), 13-19.
- Bakreti A, Braud I, Leblois E et Benali A (2013): Analyse conjointe des régimes pluviométriques et hydrologiques dans le bassin de la Tafna (Algérie Occidentale). *Hydrological Sciences Journal* 58(1), 133-152.
- Barnett T.P, Pierce D.W et Schnur R (2001): Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, 292, 270-274.
- Barrow, EM et Lee RJ (2000) : Guide du changement climatique aux fins des évaluations environnementales, *Changement climatique et évaluation*

- environnementale. Collection de monographies en recherche et développement, Agence canadienne d'évaluation environnementale.
- Barthelet P, Bony S, Braconnot P, Braun A, Cariolle D, Cohen-Solal E, Dufresne J-L, Delécluse P, Déqué M, Fairhead L, Filiberti M.-A, Forichon M, Grandpeix J-Y, Guilyardi E, Houssais M.-N, Imbard M, Le Treut H, Lévy C, Li Z.X, Madec G, Marquet P, Marti O, Planton S, Terray L, Thual O et Valcke S (1998): Simulations couplées globales des changements climatiques associés à une augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂. C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 326, 677–684.
- Barua S, Muttill N, Ng A.W.M et Perera B.J.C (2013): Rainfall trend and its implications for water resource management within the Yarra River catchment, Australia. *Hydrological Processes* 27(12), 1727– 1738.
- Bates, B, Z. Kundzewicz, S. Wu, et J. P. (Eds.), (2008): *Climate Change and Water*, 210 pp, IPCC Secretariat, Geneva, Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate change.
- Benblidia, M et Thivet, G (2010) : *Gestion des ressources en eau: les limites d'une politique de l'offre. Les notes d'analyse du CIHEAM (Centre International de Hautes Etudes Agronomiques Méditerranéennes), N°58.*
- Berger A.L (1978): Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, *J. Atmos. Sci.* 35, 2362–2367.
- Berthier C.H (2005) : *Quantification des incertitudes des débits calculés par un modèle pluie-débit empirique. Mémoire de DEA, CEMAGREF, France, 51p.*
- Bertin, R.I (2008): Plant phenology and distribution in relation to recent climate change. *Journal of the Torrey Botanical Society* 135, 126–146.
- Béthoux JP, Gentili B (1996): The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes. *J Mar Syst* 7,383–394.
- Béthoux, J.P., Gentili, B., Tailliez, D (1998): Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1023–1026.
- Béthoux JP, Gentili JP (1999): Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. *J Mar Syst* 20(1–4),33–47.
- Bobée B (1978) : *Éléments de la statistique. Université du Québec, 19p.*
- Bodian A (2011) : *Approche par modélisation pluie-débit de la connaissance régionale de la ressource en eau: Application au haut bassin du fleuve Sénégal. Thèse de doctorat, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 287p.*

- Bois Ph (1971) : Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. Publication du Laboratoire de Mécanique des Fluides. Université de Grenoble I (mai 1971), 30p.
- Bois Ph (1986) : Contrôle de séries chronologiques corrélées par l'étude du cumul des résidus de la corrélation. Colloque 2^e__ journées Hydrologiques d'ORSTOM, sept. 1986, Montpellier, 89-98.
- Bony S. et Dufresne J.L (2007): Processus régissant la sensibilité climatique. La Météorologie, 56.
- Born, K., Fink, A., Paeth, H., 2008. Dry and wet periods in the northwestern Maghreb for present day and future climate conditions. Meteorologische Zeitschrift 17,533–551.
- Boye H (2008): Water, Energy, Desalination and Climate Change in the Mediterranean, Blue Plan, Sophia Antipolis, 2008, 39p.
- Brives A (1897) : Les terrains miocènes de Chélif et du Dahra. Matér. Carte géol. Algérie. 2^{ème} série. Strat, descript. Rég. n°2.
- Brohan, P., Kennedy, J.J., Harris, I., Tett, S.F.B., Jones, P.D (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new data set from 1850.
Journal of Geophysical Research 111, D12106. doi:10.1029/2005JD006548.
- Brunet-Moret Y., 1977. Test d'homogénéité. Cahier ORSTOM, Série. Hydrologie, volume. XIV.N° 2, pp 119-170.
- Brunet-Moret Y(1979) : Homogénéisation des précipitations. Cahier ORSTOM, Série. Hydrologie, volume XIV.N° 3 et 4, 147-170.
- Bryson R.A (1974): A Perspective on Climatic Change, Science, Volume 184, (4138), 753-760.
- 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.
- Caballero Y, Voirin-Morel S, Habets F, Noilhan J, LeMoigne P, Lehenaff A et Boone A (2007): Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change.
Wat. Res. Res, 43, W07448. doi: 10.1029/2005WR004192.
- Camuffo D, Bertolin C, Barriendos M, Dominguez-Castro F, Cocheo C, Enzi S, Sghedoni M, della Valle A, Garnier E, Alcoforado M.-J, Xoplaki E, Luterbacher J, Diodato N, Maugeri M, Nunes M.F. et Rodriguez R.(2010): 500-year

- temperature reconstruction in the Mediterranean basin by means of documentary data and instrumental observations, *Clim. Change* 10, 1169–1199.
- Cislaghi, M., De Michele, C., Ghezzi, A., Rosso, R. (2005) : Statistical assessment of trends and oscillations in rainfall dynamics: analysis of long daily Italian series. *Atmospheric Research* 77, 188–202.
- Collins, J.M. (2011): Temperature variability over Africa. *Journal of Climate* 24, 3649–3666.
- D.E.M.R.H (1972) : Prospection géophysique par sondage électriques du moyen Cheliff occidental. Mission C.G.G. 34 p.
- Déqué M, Drevet C, Braun A, Cariolle D (1994): The ARPEGE/ IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modeling. *Clim. Dynam.* 10, p: 249–266.
- Déqué M, Rowell D.P, Lüthi D, Giorgi F, Christensen J.H, Rockel B, Jacob D, Kjellström E, de Castro M et van den Hurk B (2007): An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climate Change*, 81, 53-70.
- Dezetter A, Paturel J-E, Ruelland D, Ardoin-Bardin S, Ferry L, Dieulin C, Martin D, Mahe G, Bigot S, Muther N, Servat E, Mariko A, Diallo D et Berthelot M (2007) : Intégration de la variabilité spatio-temporelle de la pluie et des états de surface dans la modélisation des ressources en eau du fleuve Niger. Colloque de restitution ECCO-PNRH Toulouse – 3 au 5 Décembre
- Diello P (2007) : Interrelations Climat – Homme – Environnement dans le Sahel Burkinabé : impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique. Thèse de doctorat, Univ. MontpellierII, 395 p.
- Dou, L, Huang, M.B, et Hong, Y (2009): Statistical assessment of the impact of conservation measures on streamflow responses in a watershed of the Loess Plateau, China. *Water Resources Management*, 23 (10), 1935–1949.
- Duplessy J.-C (2001): État des connaissances et incertitudes sur le changement climatique induit par les activités humaines. *Earth and Planetary Sciences*, 765–773
- El Kharraz J, El-Sadek A, Ghaffour N, Mino E (2012). Water scarcity and drought in WANA countries. *Procedia Engineering*, 33, 14 – 29
- El-Mahi A (2002) : Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie et son impact sur les ressources en eau. Mémoire de Magister, C.U. Mascara, 25p.
- Elmeddahi Y (2009) : Contribution à l'étude hydrogéologique des réservoirs aquifères du bassin du moyen Cheliff .Th ; Magister. Université de Chlef, 137p.

- Elmeddahi Y, Issaadi A, Mahmoudi H, Tahar abbes M et Goossen M.FA (2014): Effect of climate change on water resources of the Algerian Middle Cheliff basin. *Desalination and Water Treatment* 52(9-12), 2073-2081.
- Elmeddahi Y, Mahmoudi H, Issaadi A et Goossen M.FA (2015) Analysis of treated wastewater and feasibility for reuse in irrigation: a case study from Chlef, Algeria. *Desalination and Water Treatment* DOI: [10.1080/19443994.2015.1021999](https://doi.org/10.1080/19443994.2015.1021999).
- Fiala T, Ouarda T B M. et Hladny J (2010): Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology* 393(3–4), 206–218.
- Filho W L (2012): *Climate Change and the Sustainable Use of Water Resources*. Springer, 823 p.
- Folland C.K, Karl T et Salinger M (2002): Observed climate variability and change, *Weather* 57, 269–278.
- Fricke K (2014): *Analysis and Modelling of Water Supply and Demand Under Climate Change, Land Use Transformation and Socio-Economic Development. The Water Resource Challenge and Adaptation Measures for Urumqi Region, Northwest*. Doctoral Thesis, Heidelberg University, Germany, Springer. 243p.
- Gentil. L (1895) : *Sur les gîtes calaminaires de l’Ouarsenis*. A.F.A.S. France.
- Giannakopoulos C, Bindi M, Moriondo M, LeSager P. et Tin T(2005): Climate change impacts in the mediterranean resulting from a 2 °C global temperature rise. WWF report, Gland, Suisse, 67 p.
- GIEC (2000) : *Rapport spécial du GIEC : scénarios d’émissions, Résumé à l’intention des décideurs*, Cambridge. University press, UK, 570p.
- GIEC(2001) : *Changements climatiques 2001 : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II, et III au troisième rapport d’évaluation du Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Evolution du Climat* [Édité par Watson R.T. de la Banque Mondiale et l’Equipe de rédaction principale]. GIEC, Genève, Suisse, 184 p.
- GIEC, (2007) : *Résumé à l’intention des décideurs*. In: *Bilan 2007 des changements climatiques : Les bases scientifiques physiques. Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d’évaluation du Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat*. [Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. et Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.
- GIEC (2013): [Climate Change 2013: The Physical Science Basis](#) . Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen,

- J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Giorgi, F (2006): Climate change hot – spots. *Geophysical Research Letters* 23. DOI: 10.1029/2006GL025734
- Giorgi F et Lionello P (2008): Climate change projections for the Mediterranean region, *Global Planet. Change* 63, 90–104.
- Gordon Hal B et Siobhan P O’Farrell (1997): Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamical sea ice». *Monthly Weather Review*, vol. 125, 875-907.
- Goubanova K et Li L (2007): Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations, *Global Planet. Change* 57, 27–42.
- Green T.R, Makoto T, Henk K., Gurdak J.J, Allen D.M, Hiscock K.M, Holger T et Alice A
(2011): Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater, *J.Hydrol.* 405, 532–560.
- Gregory .J.M et Mitchell J.F.B, 1997): The climate response to CO₂ of the Hadley Centre coupled AOGCM with and without flux adjustment. *Geophys. Res. Lett.* 24, 1943–1946.
- Griffin M.T, Montz B.E et Arrigo J.S (2013): Evaluating climate change induced water stress: A case study of the lower cape fear basin, NC, *Applied Geography.* 40, 115–128.
- Grinsted A, Moore J. C et Jevrejeva S (2004): Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* , 11: 561–566
- Guilyardi E, Madec G (1997): Performance of the OPA/ARPEGET21 global ocean-atmosphere coupled model, *Clim. Dynam.* 13 , 149–165.
- Hallegatte S, Somot S, et Nassopoulos H (2008) : Région méditerranéenne et changement climatique, IPAMED (Institut de Prospective Economique du Monde Méditerranéen), 63 p.
- Hamed K.H, Rao A.R (1998): A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology* 204, 182–196.
- Hamed K.H (2008): Trend detection in hydrologic data: the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology* 349(3-4),350-363.
- Hamlaoui-Moulai L , Mesbah M, Souag-Gamane D et Medjerab A (2013): Detecting hydro-climatic change using spatiotemporal analysis of rainfall time series in Western Algeria, *Nat Hazards* 65,1293–1311

- Hansen J, Sato M, Ruedy R, Lo K, Lea D.W. et Medina-Elizade M (2006): Global temperature change, PNAS 103, 14288–14293.
- Hasanean H.M. et Abdel Basset H (2006): Variability of summer temperature over Egypt, Int. J. Climatol. 26, 1619–1634
- Helsel D.R et Hirsch R.M (2002): Statistical methods in water resources techniques of water resources investigations. Book 4, Chapter A3. U.S. Geological Survey, 522 p.
- Henson, R (2008): The Rough guide to climate change. 2nd Edition Rough guides, 384p.
- Hertig E, Jacobeit J (2008a): Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. Int J Climatol 28,1025–1045
- Hertig E, Jacobeit J (2008b): Downscaling future climate change: temperature scenarios for the Mediterranean area. Spec Issue Glob Planet Change 63,127–131.
- Hirsch R.M, Helsel D.R, Cohn T.A et Gilroy E.J (1993): Statistical analysis of hydrologic data. Handbook of Hydrology 17,11–55.
- Houghton J, Ding Y, Griggs D, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K et Johnson C (2001): Climate change 2001: the scientific basis, Vol. 881, Cambridge University Press Cambridge, UK
- Hubert P, Carbonnel J.P et Chaouche A (1989) : Segmentation des séries hydrométéorologiques : application à des séries des précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. J. Hydrologie 110, 349-367.
- Hulme M, Doherty R, Ngara T, New M et Lister D (2001) : African climate change : 1900-2100, Climate Research 17(2), 145–168.
- Huybrechts P., de Wolde J (1999): The dynamic response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multiple-century climate warming, J. Climate 12 (8), 2169–2188.
- Ibrahim B (2012) : Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé.These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie. 237p.
- IRD (1998) : Khronostat, Logiciel d'analyse statistique de series chronologiques. ORSTOM Ed. Paris. <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article239>.
- Jones P., Briffa K.R., Barnett T.P et Tett S.F.B (1988): High-resolution paleoclimatic records for the last millenium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures, The Holocene 8 (4) , 455–471.
- Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S et Rigor I.G (1999): Surface air temperature and its changes over the past 150 years, Rev. Geophys. 37, 173–199.

- Kabouya M (1990) : Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud, France.
- Kabouya M et Michel C (1991) : Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des sciences de l'eau*, Vol. 4, n° 4, 569-587.
- Karl T. R. et Trenberth K. E (2003): Modern global climate change, *Science*, 302(5651), 1719–1723, doi :10.1126/science.1090228.
- Kendall M.G (1975): Rank Correlation Methods. 4th Edition Charles Griffin. London, 202p.
- Kiehl. J et Trenberth. K (1997): Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2),197–208.
- Kingumbi A (2006) : Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de doctorat Université de Tunis El Manar, 218 p.
- Kirech O (1977) : Etude géologique et structural des massifs de la plaine du Cheliff (Doui, Rouina – Temoulga). Thèse de doctorat 3^{ème} cycle. Univ. sci. et tech. Alger.
- Kohler M.A (1949): Double mass curve analysis for testing the consistency of records for making adjustments. *Bull. Amer. Meteorology. Soc*, 30, 188-189.
- Kosanic A, Harrison S, Anderson K, Kavcic I (2014): Present and historical climate variability in South West England. *Climatic Change* 124,221–237.
- Kouamé K.F, Kouassi A.M, N'Guessan Bi T.M, Kouao J.M, Lasm T, Saley M.B (2013) : Analyse de tendances dans la relation pluie-débit dans un contexte de changements climatiques: cas du bassin versant du N'ZO-Sassandra (Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Applied Studies*. Vol. 2 No, 92-103.
- Kouassi A.M (2007) : Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit et ses impacts sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université de Cocody, Abidjan, 210 p.
- Kouassi A.M, Kouamé K.F, Koffi Y.B, Kouamé K.A, Oularé S et Biemi J (2011) : Modélisation des débits mensuels par un modèle conceptuel: application à la caractérisation de la relation pluie-débit dans le bassin versant du N'zi-Bandama (Côte d'Ivoire), *Journal Africain de Communication Scientifique et Technologique*, Vol. 11, 1377-1391.
- Kouassi A.M, N'guessan B.T.M, Kouamé K.F, Kouamé K.A, Okaingni J.C et Biémi J(2012) : Application de la méthode des simulations croisées à l'analyse de tendances dans la relation pluie-débit à partir du modèle GR2M : cas du bassin

- versant du N'Zi-Bandama (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus Geoscience*, 344 (5), 288–296.
- Laborde J.P et Mouhous N (1998): Notice d'utilisation du logiciel Hydrolab. 43 p.
<http://www.unice.fr/hydroprotech/download/download.htm>
- Laborde J.P (2000) : Élément d'hydrologie de surface. Université de Nice-Sophia Antipolis, 192p.
<http://www.Khayma.com/hydraulique/cours%20hydrologieJPL.pdf>.
- Lakhdari H et Ayad A (2009) : Les conséquences du changement climatique sur le Développement de l'agriculture en Algérie : Quelles stratégies d'adaptation face à la rareté de l'eau ?. Cinquième colloque international : Énergie, Changements Climatiques et Développement Durable, Hammamet (Tunisie), 15-17.
- Lebel T et Vischel T (2005). Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle C. R. *Geoscience* 337 , 29–38
- Lee A.F.S. et Heghinian S.M (1977): A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables – A Bayesian approach. *Technometrics*, 19 (4), 503-506.
- Le Lay M (2006) : Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydroclimatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble), 264 p.
- Le Treut .H, Forichon M, Boucher O et Li Z.X (1998): Sulfate aerosol indirect effect and CO2 greenhouse forcing: equilibrium response of the LMD GCM and associated cloud feedbacks. *J. Climate* 11, 1673–1684.
- Le Treut .H, Somerville. R, Cubasch. U, Ding. Y, Mauritzen. C, Mokssit. A, Peterson. T et Prather. M (2007): Historical Overview of Climate Change. In : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Wang, J., Delworth, T.L., Dixon, K.W., Broccoli, A.J(2001): Anthropogenic warming of Earth's Climate system. *Science* 292, 267–270.
- Li L, Bozec A, Somot S et Crépon M (2006) : Modelling regional-scale climate change of the Mediterranean. *CLIVAR newsletter Exchanges*, 11 (2).
- Liu H., Bao A., Chen X., Wang L ., Pan X (2011): "Response analysis of rainfall-runoff processes using wavelet transform: a case study of the alpine meadow belt." *Hydrological Processes* 25(14), 2179-2187.
- Lubès H, Masson J.M, Servat E, Paturel J.E, Kouame B et Boyer J.F (1994) :

- Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques - Étude bibliographique. Rapport N° 3 Programmes ICCARE, ORSTOM
Montpellier, 21p.
- Lubès-Niel H, Masson J.M, Paturel J.E et Servat E (1998) : Variabilité climatique et statistiques. Étude par simulation de la puissance et de robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des Sciences de l'eau*, 3(1998),383-408.
- Maghraoui M (1982) : étude néotectonique de la région N-E d'El Asnam (Algérie). Thèse Doct. 3^{ème} cycle Univ. De Paris VIII.
- Maghraoui M. (1988) : Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismo-tectonique. Thèse doct. Es-sci. Univ.de paris VIII
- Mahfouf. J.F, Cariolle D, Royer J-F(1993) : Simulation de l'effet d'un doublement du gaz carbonique sur l'ozone stratosphérique. *C. R.Acad. Sci. Paris, Ser. II* 316, p: 61–68.
- Makhlouf Z et Michel C (1994) : A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162, 299-318.
- Mamtimin B, Et-Tantawi A.M.M, Schaefer D, Meixner F.X. et Domroes M (2011) : Recent trends of temperature change under hot and cold desert climates: Comparing the Sahara (Libya) and Central Asia (Xinjiang, China), *J. Arid Environ.* 75, 1105–1113.
- Mann, H. B (1945): Non-parametric Tests against Trend. *Econometrica*, 13, 245-259.
- Mann M .E, Bradley R. S et Hughes M.K (1998): Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* .Vol 392, 779-787.
- Marcos M et Tsimplis M (2008): Comparison of results of AOGCMs in the Mediterranean Sea during the 21st century. *J Geophys Res* 113:C12028. doi: [10.1029/2008JC004820](https://doi.org/10.1029/2008JC004820)
- Marianne M (2010) : Les impacts prévisibles du changement climatique sur les ressources en eau de quatre grands bassins versants Méditerranéen. Plan Bleu, Centre d'activité régionale. 8p.
- Mattauer M (1958) : Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Thèse. Doctorat Es-science Besancon, France, 343 p.
- MATE, Projet ALG/98/G31(2001) : Elaboration de la stratégie et du plan d'action national des changements climatiques. Mars, 155 p.

- MATE, Projet ALG/97/G31(2003) : Evaluation des besoins en matière de renforcement des capacités nécessaires à l'évaluation et réduction des risques menaçant les éléments de la diversité biologiques en Algérie. 156p.
- MATE, GEF/PNUD 00039149 (2010) : Seconde communication nationale de l'Algérie sur les changements climatiques à la CCNUCC, 211p.
- Mathevet T (2005) : Quels modèles pluie-débits globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Thèse de doctorat, ENGREF. Paris, 463 p.
- McBean, G., Ajibade, I., 2009. Climate change, related hazards and human settlements. *Current Opinion in Environmental Sustainability* 1 (2), 179–186.
- Meddi M et Hubert P (2003): Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie. *IAHS* 278: 229-235.
- Meddi. H, Meddi.M (2007) : Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du nord-ouest de l'Algérie. *Geographia Technica*, no.2 : 49-55.
- Meddi M., Talia A et Martin C (2009) : Evolution 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 III*, 61-84
- Meddi M et Talia A (2013): Runoff evolution in Macta basin (Northwest of Algeria), *Arab J Geosci* 6, 35–41
- Meddi M, Boucefiane A (2013): Climate Change Impact on Groundwater in Cheliff-Zahrez basin (Algeria), *APCBEE Procedia* 5 : 446 – 450
- Meddi H (2013): Annual Variability of Precipitation of the North West of Algeria, *APCBEE Procedia* 5, 373 – 377.
- Meehl G.A, Stocker W.D, Collins W.D, Friedlingstein P, Gaye A.T, Gregory J.M, Kitoh A, Knutti R, Murphy J.M, Noda A, Raper S.C.B, Watterson I.G, Weaver A.J. and Zhao Z.-C (2007): Global Climate Projections. In: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.
- Michel C (1983) : Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre? *La Houille Blanche* (1), 39-44.
- Michalon N, Nassif A, Saouri T, Royer J-F, Pontikis C.-A (1999): Contribution to the climatological study of lightning. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3097–3100.
- Milano M, Ruelland D, Fernandez S, Dezetter A, Fabre J et Servat E (2012): Facing climatic and anthropogenic changes in the Mediterranean basin: What will be the

- medium-term impact on water stress? *Comptes Rendus Geoscience* 344 (2012) 432–440
- Misra A.K (2014): Climate change and challenges of water and food security. *International Journal of Sustainable Built Environment* 3 (2014) 153–165
- Mouelhi S (2003) : Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier, Thèse de Doctorat de l'Ecole nationale du génie rural des eaux et forêts de Paris, France, 323 p.
- Mouelhi S, Michel C, Perrin C et Andréassian V (2006b): Stepwise development of a two parameter monthly water balance model, *Journal de l'Hydrologie*, vol. 318, 200-214.
- Mozas M et Ghosn A (2013) : État des lieux du secteur de l'eau en Algérie. Institut de Prospective Economique du Monde Méditerranéen.
- M.R.E ((2012) : Ministère des ressources en eaux: Indicateurs sectoriels : secteur des ressources en eaux.
- Musy A (2003) : Cours d'hydrologie EPFL. 195 p. <http://www.Echo.epfl.ch/edrologie/>
- Mutin G (2009): Le Monde arabe face au défi de l'eau, Enjeux et Conflits. Institut d'Etudes Politiques de Lyon, 164.
- Muttiah R.S et Wurbs R.A (2002): Modeling the impacts of climate change on water supply reliabilities. *Journal of Water International* 27(3), 407–419.
- Nakicenovic N and Swart R (2000): Special report on emissions scenarios, Cambridge University Press. 598p.
- Nash J.E et Sutcliffe J.V (1970) : River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, vol. 27, no. 3, 282-290.
- Navarra A et Tubiana L (2013): Regional Assessment of Climate Change in the Mediterranean Volume 1: Air, Sea and Precipitation and Water (Springer), 338p.
- Nepstad, D.C., Veríssimo, A., Alencar, A., Nobre, C., Lima, E., Lefebvre, P., Schlesinger, P., Potter, C., Moutinho, P., Mendoza, E., Cochrane, M.A., Brooks, V (1999): Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. *Nature* 398, 505–508.
- New M, Todd M, Hulme M et Jones P.D (2001): Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, 21, 1899-1922.
- Nicholson, S.E (2001): Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research* 17 (1), 123–144, ISSN: 0936 577X.
- Norrant C et Douguédroit A (2005): Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 89-106.
- ONS : Office National des Statistiques (2013) Série C : Statistiques Régionales et Cartographie Statistiques sur l'Environnement. Collections Statistiques n° 177.

- Ouarda T.B.M.J, Charron C, Niranjan Kumar K, Marpu PR, Ghedira H, Molini A et Khayal I(2014): Evolution of the rainfall regime in the United Arab Emirates. *Journal of Hydrology* 514, 258–270.
- Pahl-Wostl C (2007). Transitions Towards Adaptive Management of Water Facing Climate and Global Change. *Water Resour Manage*, 21:49–62. DOI 10.1007/s11269-006-9040-4
- Parrenin. F (2002): Datation glaciologique des forages profonds en Antarctique et modélisation conceptuelle des paléoclimats : implications pour la théorie astronomique des paléoclimats, thèse de doctorat. [Université Joseph Fourier. Grenoble](#), France, 310p.
- Paturel J.E., Servat E., Kouamé B., Lubès H., Masson J.M., Boyer J.F., Travaglio M., Marieu B., 1996. Variabilité pluviométrique en Afrique humide le long du golfe de guinée. approche régionale intégrée. Premier Atelier Scientifique FRIEND AOC. PHIV. Documents Techniques en Hydrologie. N°16, 1-31
- Perrin C (2000) : Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, France, 276 p.
- Perrin C, Michel C et Andréassian V (2003): Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, vol. 279, 275-289.
- Perrodon A (1957) : Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie Nord Occidentale, Thèse de Doctorat, 115 p.
- Petit M (2001) : L'humanité face à l'effet de serre additionnel qu'elle Crée. *Earth and Planetary Sciences*. 333, 775–786.
- Pettitt A.N (1979) : A Non-Parametric Approach to the Change-point. Problem. *Applied Statistics*, 28 N°2, 126-135.
- P.D.A.R.E (2009) : Région hydrographique Cheliff- zahrez, rapport de synthèse, Plan Directeur d'Aménagement des Ressources en Eaux, 173p.
- P.D.A.R.E (2011) : Région hydrographique Cheliff- Zahrez, rapport de synthèse, Plan Directeur d'Aménagement des Ressources en Eaux, 193p.
- Pradines D (1977) : Etude hydrogéologique du Moyen Cheliff occidental "; compte rendu de forage, 44 p.
- Polvèche 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. 2^{ème} édition. 1/800000. Pub. Serv. Carte géol. Algérie.
- Pope V. D, Gallani M. L, Rowntree P. R et Stratton R. A (2000): The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model - HadCM3». *Climate Dynamics*, vol. 16, 123-46.

- Quintana-Seguí P, Ribes A, Martin E, Habets F et Boé J (2010) : Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*, 383, (1-2), 111-124
- Ragab R et Prudhomme C (2002): Climate change and water resources management in arid and semi-arid regions: Prospective and challenges for the 21st Century, *Biosystems Eng* 81(1), 3–34.
- Ralph B. Alexander (2012): *Global Warming False Alarm: The Bad Science Behind the United Nations' Assertion that Man-made CO₂ Causes Global Warming*. Kiddle edition, 2nd edition, 226p.
- Rapp, D (2008): *Assessing climate change, temperatures, solar radiation and heat balance*. Edition Springer, 392p.
- Remaoun M (2007) : *Crues et sécheresse en Algérie –cas du moyen Chélif-*. Thèse doctorat. Université Houari Boumediene. 260 p.
- Remini B (2005) : *La problématique de l'eau en Algérie*. Ouvrage édité à compte d'auteur, Dépôt légal : 114-2005, ISBN : 9947-0-0724-3, 182 p.
- Remini .B (2010) : *La problématique de l'eau en Algérie du Nord*, Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 08, 27-46
- Renard B, Lang M, Bois Ph, Dupeyrat A, Mestre O, Niel H, Gailhard J, Laurent C, Neppel L et Sauquet E (2006) : *Évolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées*. *La Houille Blanche*, N° 6, 48-54.
- Renard B (2006): *Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France*. Thèse de doctorat, INP Grenoble, 361p.
- Ringler C, Asit K. B et Sarah A. C (2010). *Global Change: Impacts on Water and Food Security*. Springer, 265 p.
- Robson, A (2000): *Analysis guidelines, in Detecting trend and other changes in hydrological data*. " *World meteorol*, 49-65.
- Roche M (1963): *Hydrologie de surface*. ORSTOM et Gauthier–Villars, Paris, 430p.
- Sadourny R (1994): *Le climat de la Terre*, Flammarion, collection Dominos, Paris.
- Santer B.D, Wehner M.F, Wigley T.M, Sausen R, Meehl G.A, Taylor K.E, Ammann C, Arblaster J, Washington W.M, Boyle J.S. et Brüggeman W (2003): *Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes*. *Science*, 301(5632), 479-483, doi:10.1126/science.1084123.
- Semenov, M.A., Brooks, R.J., Barrow, E.M. et Richardson, C.W (1998). *Comparison of the WGEN et LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates*. *Climate Research*, 10, 95-107.

- Sen P.K (1968): Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *J. Am. Stat. Assoc.* 63(324), 1379–1389.
- Serna C.R (2005) : Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ? Thèse de Doctorat, ENGREF / Cemagref (Antony), 320 p.
- Sharma RH et Shakya N.M (2006): Hydrological changes and its impact on water resources of Bagmati watershed, Nepal. *Journal of Hydrology* 327(3-4), 315-322.
- Scheffé H (1959): *The analysis of variance*. Wiley ed, New-York, 447p.
- Schrambach .M et Mostefa L (1966) : Exploitation et conservation des nappes souterraines des plaines du haut, moyen, le bas Cheliff et la Mina inférieure ,277p
- Solman S.A (2013): Regional climate modeling over South America: a review. *Advances in Meteorology*, 1–13.
- Solomon S, Plattner G, Knutti R and Friedlingstein P (2009): Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions, *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106(6), 1704.
- Somot S, Sevault F, Déqué M et Crépon M (2008): 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. *Glob Planet Change* 63(2–3),112–126. doi: [10.1016/j.gloplacha.2007.10.003](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.10.003)
- Spencer RW et Christy JR. (1990): Precise Monitoring of Global Temperature Trends from Satellites. *Science* 247 (4950): 1558–1562.
- Sylvestre F, Servant-Vildary S and Servant M (1998): The last glacial maximum (21 000-17 000 14C yr BP) in the southern tropical Andes (Bolivia) based on diatom studies, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science* 327(9), 611–618.
- Tabet-Aoul M (2008) : Impacts du changement climatique sur les agricultures et les ressources hydriques au Maghreb. Les notes d'alerte du Centre International de Hautes Etudes Agronomiques Méditerranéennes (CIHEAM), N° 48 – 4 juin, 6 p
- Terray L, Thuau O, Belamari S, Déqué M, Dandin P, Delécluse P, Lévy C (1995): Climatology and interannual variability simulated by the ARPEGE–OPA coupled model. *Clim. Dynam.* 11, 487–505.

- Thomas G (1985) : Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif Occidental (Algérie) durant le mio-plio-quadernaire. Thèse Doct. Es-Sci. Univ. Pau, 594p
- Tramblay Y, Badi W, Driouech F, El Adlouni S, Neppel L et Servat E(2012): Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco, *Global Planet. Change* 82–83, 104–114.
- Trenberth K. E, Smith L, Qian T, Dai A, et Fasullo J (2006): Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology- Special Section*. Vol (8),758-769.
- Trenberth K.E, Jones P.D, Ambenje P, Bojariu R, Easterling D, Klein Tank A, Parker D, Rahimzadeh F, Renwick J.A, Rusticucci M, Soden B, Zhai P (2007): Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.
- Trigo I.F, Trevor T.D et Bigg G.R (2000): Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2913-2916.
- Touazi M , Laborde JP et Bhiry N (2004): Modeling rainfall-discharge at a mean inter-yearly scale in northern Algeria, *Journal of Hydrology* 296 ,179–191
- Vennetier M, Vila B, Liang E.Y, Guibal F, Ripert C, et Chandiooux O (2005). Impact du changement climatique sur la productivité forestière et le déplacement d'une limite bioclimatique en région méditerranéenne française. *Ingénieries - E A T*, 49 - 61.
- Vicente-Serrano Sergio. M (2006): Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910-2000). *Hydrological Sciences Journal* 51(1), 83 -97.
- Wald A, Wolfowitz J (1943): An exact test for randomness in the non-parametric case based on serial correlation. *Annual Mathematic of Statistic*.14, 378-388.
- Wilks, D.S et Wilby R.L (1999). The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23, 329-357.
- Yue S, Pilon P et Cavadias G (2002): Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259(1–4),254–271.
- Yue S et Wang C. Y (2004): The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resources Management* 18, 201-218.

Zin I (2002) : Incertitude et ambiguïté dans la modélisation hydrologique : Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche. Thèse INPG. 197p.

Zwiers F.W et Zhang X (2003): Toward regional-scale climate change detection, J. Climate, 16, 793-797.

Site Internet

<http://ipcc-ddc.uea.ac.uk>.

Annexes

Tableau 1 : Températures moyennes mensuelles et annuelles (C°)

Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Annuel
Chlef	9.6	10.9	13.4	16.4	20.8	25.6	29.6	29.8	25.3	19.4	13.9	10.1	18.7
El Abadia	9.1	10.3	12.6	15.3	19	24	28.5	28.9	25.4	19.1	13.9	9.7	17.9
Chlef ONM	9.4	10.7	12.9	15.4	20.1	24	28.9	29.4	25.4	19.8	13.8	10.1	18.3
Ain Defla	8.9	9.8	12.6	16	20.5	26	30.6	30.3	25.9	20.4	13.7	9.9	18.7
Miliana	8.9	10.3	11.8	13.8	18	22.7	26.7	27.3	23.3	18.3	13	9.9	17
Ghrib Bge	8.2	9.3	12.3	13.3	17.6	22.3	26.1	27	21.9	17.5	12.7	8.8	16.4
Medea	6.8	6.7	9.8	12.3	15.4	20.4	24.6	24.4	20.8	15.4	11	6.4	14.5
Theneit El Had	4.7	5.8	8.5	11.3	15.2	20.3	23.8	24.1	19.6	14.8	8.9	6	13.5
Ammi Moussa	9.1	10.8	12.9	15.6	19.4	24.4	28.2	28.5	24.7	19	13.6	9.6	17.9
Ksar El Boukhari	5.7	7.1	9.9	13.1	17	21.5	26.3	25.3	21.5	16	10.4	6.2	15
Zoubiria M	5.1	6.4	9.1	12	15.9	20.4	24.7	24.7	20.6	15.6	9.9	6	14.2
Relizane	9.9	11.3	13.4	16.3	20	23.6	27.9	28.7	25	19.6	14.5	10.8	18.4
Guertoufa	6.1	6.9	9.1	12.1	16.1	21	25.9	26	21.7	15.9	10.3	6.6	14.8
Tissemsilt	5.8	5.4	8.7	11	16.5	20.5	25.4	25.3	21	15.1	9.9	6	14.2
Dahmouni	6.4	8.1	10.3	12	16.5	21	26.5	25.3	22.2	17.3	12.1	8.1	15.5
Ksar Chellala	6.8	8.3	10.9	14	18.4	23	27.1	27.4	23.3	16.6	11.1	7.4	16.2

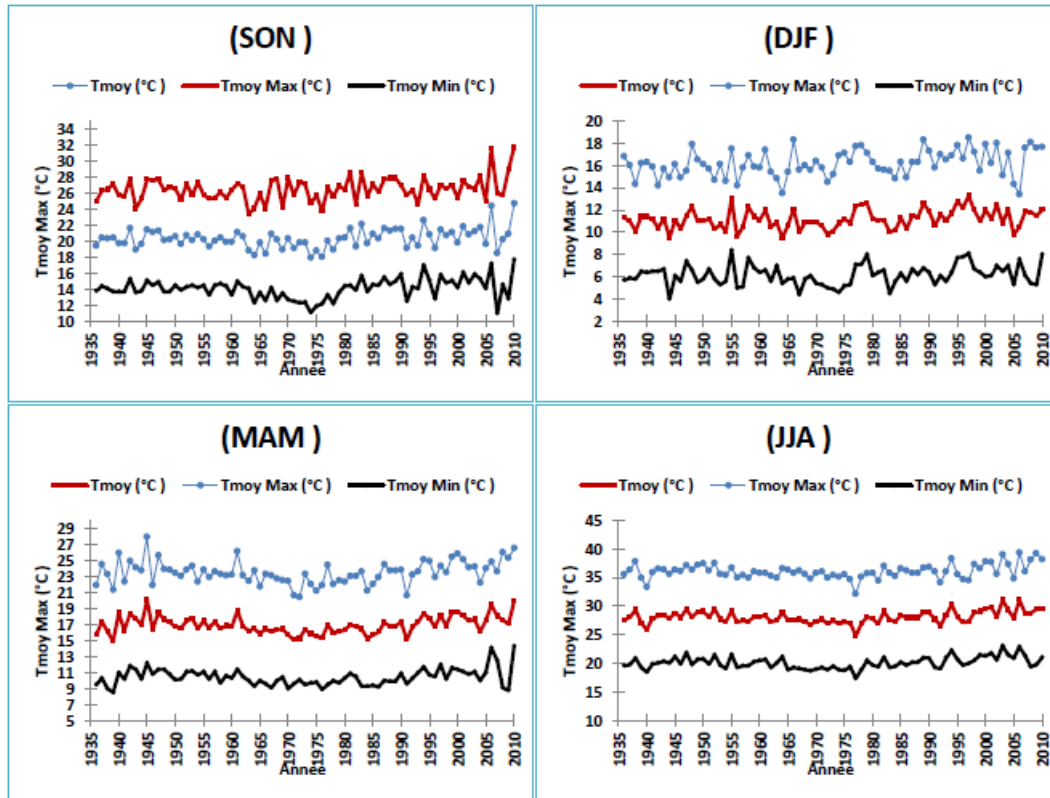


Figure .1: variation saisonnières de températures moyennes, maximales et minimales dans la station ONM de Chlef pour la période 1936-2010 (SON : Automne, DJF : Hiver, MAM : Printemps et JJA : Été).

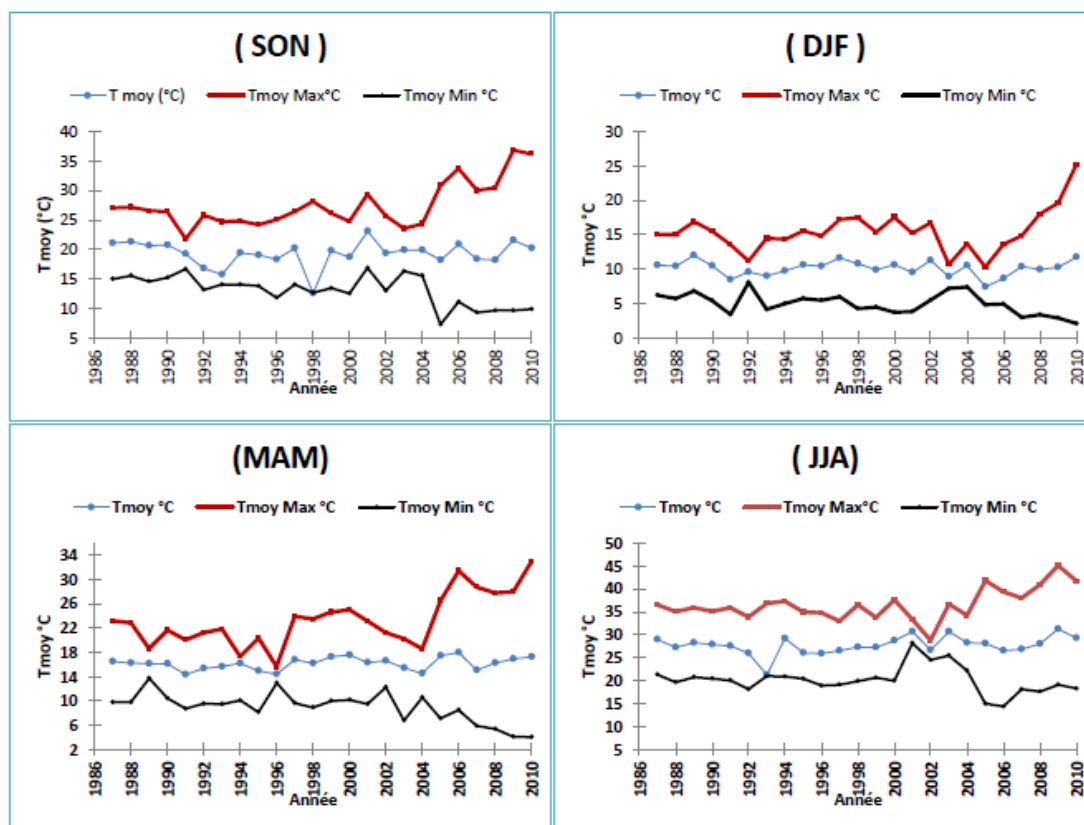
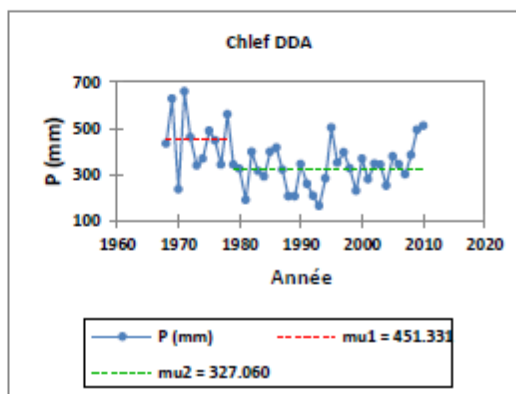
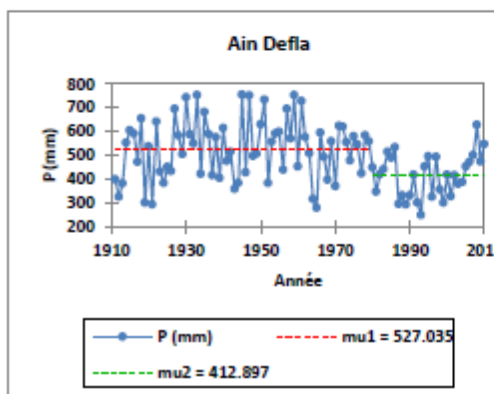
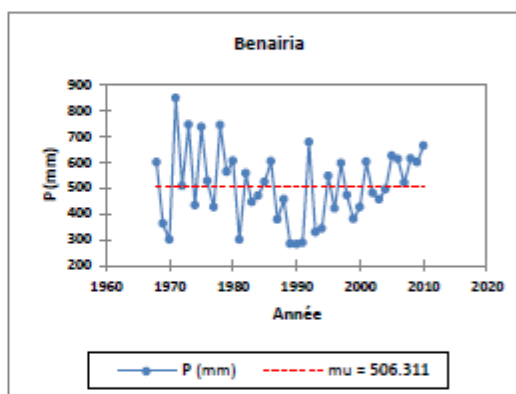
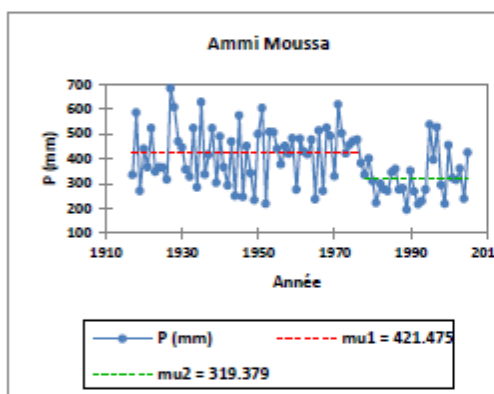
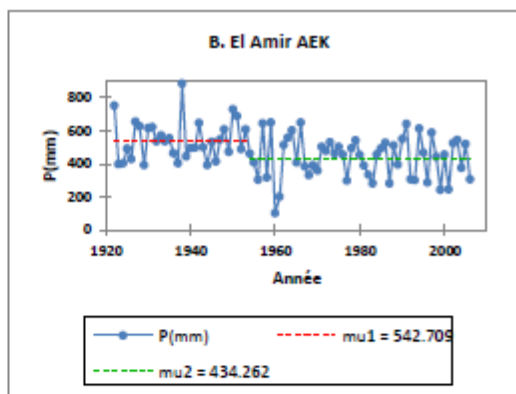
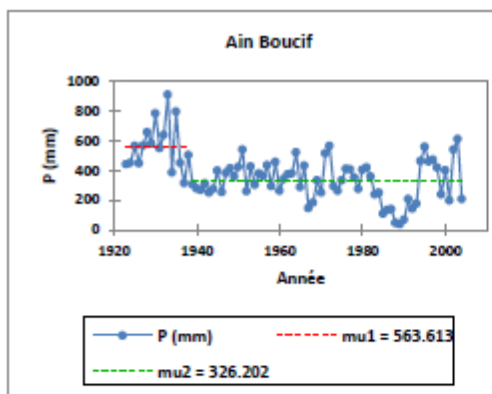
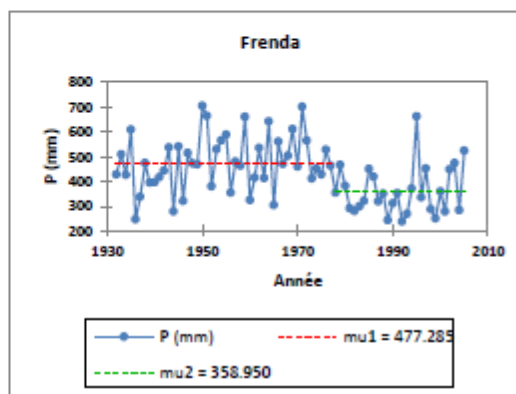
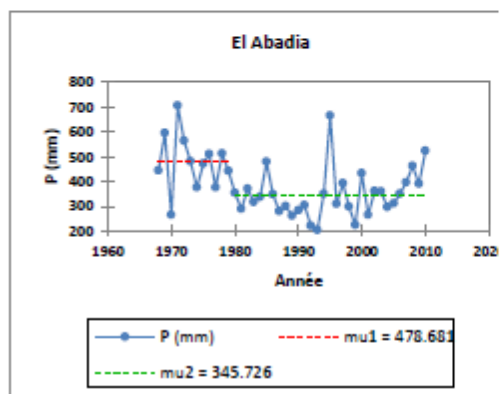
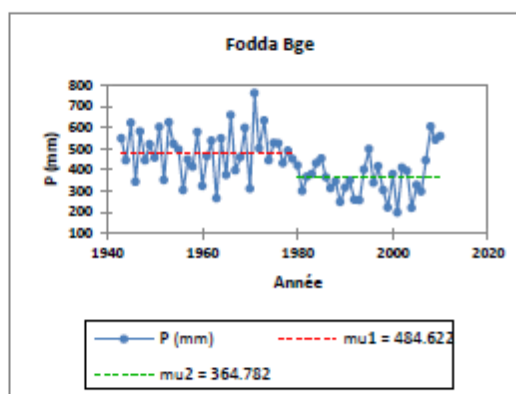
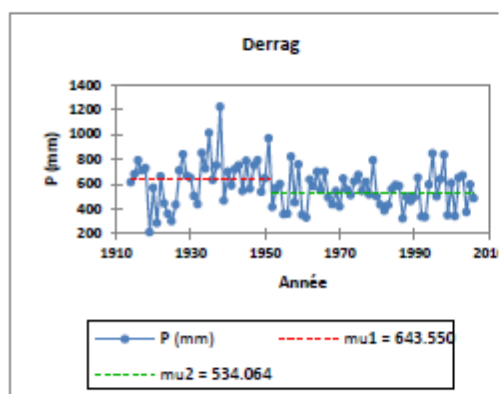
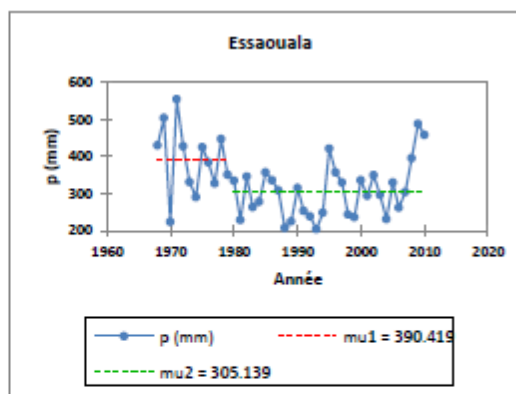
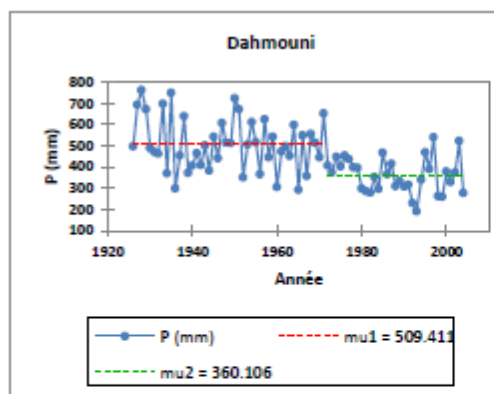
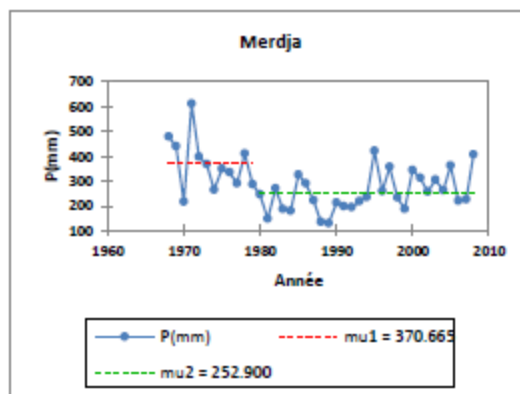
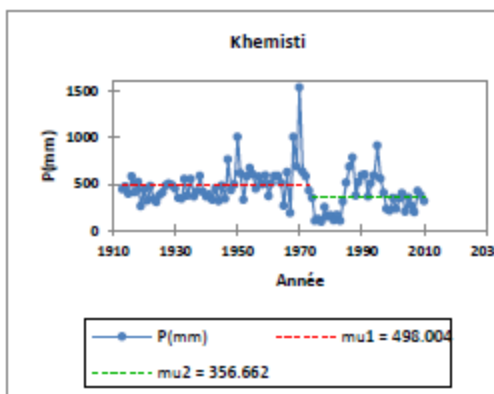
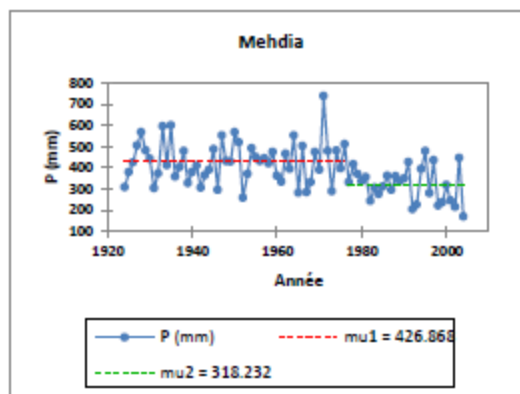
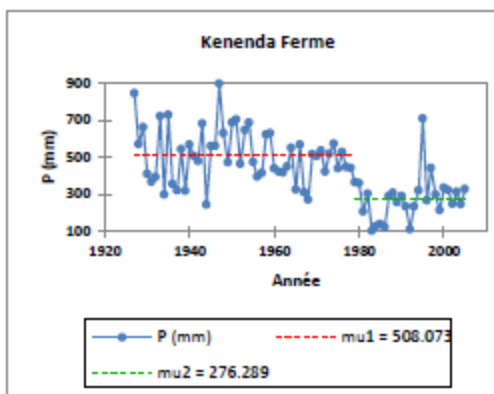
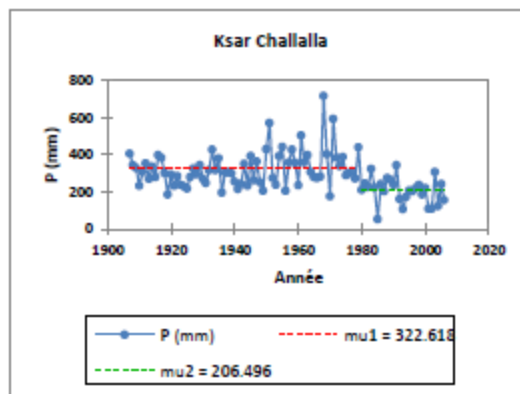
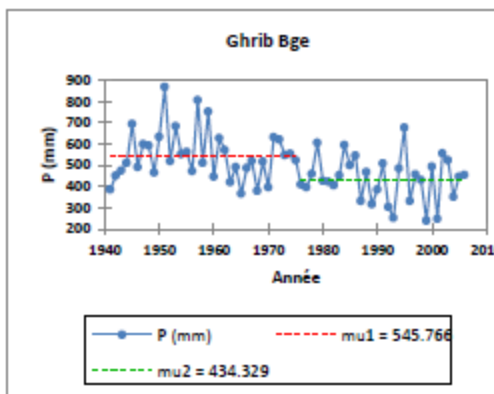
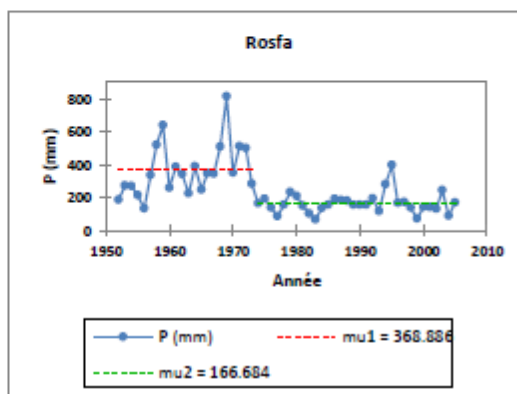
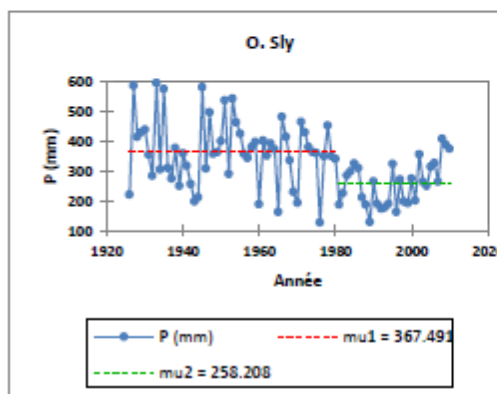
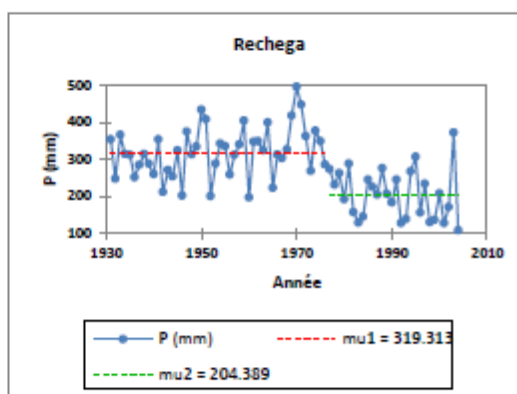
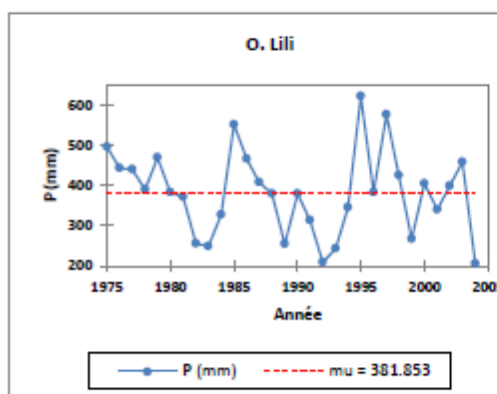
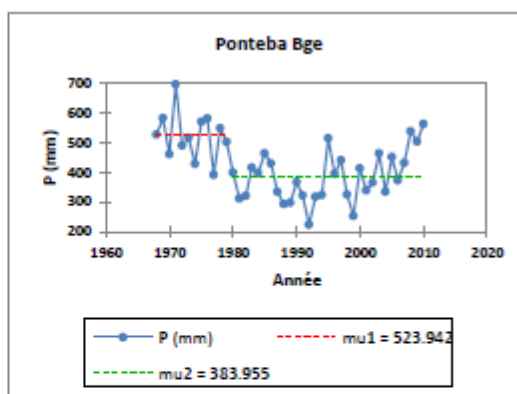
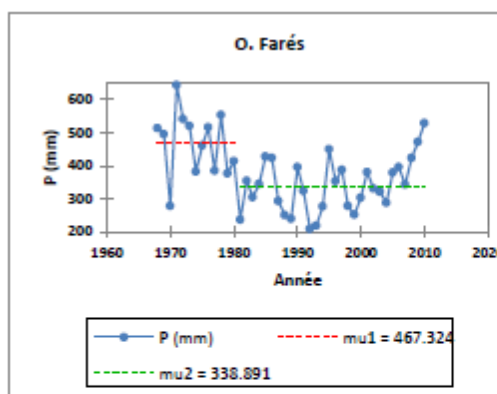


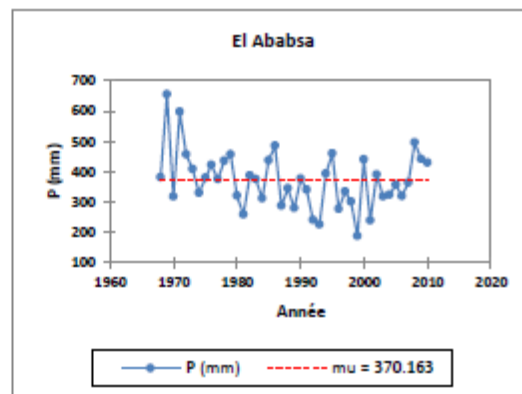
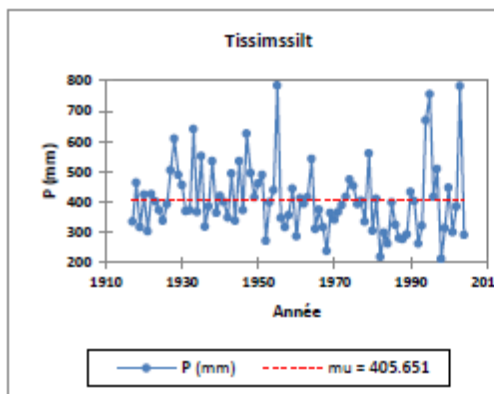
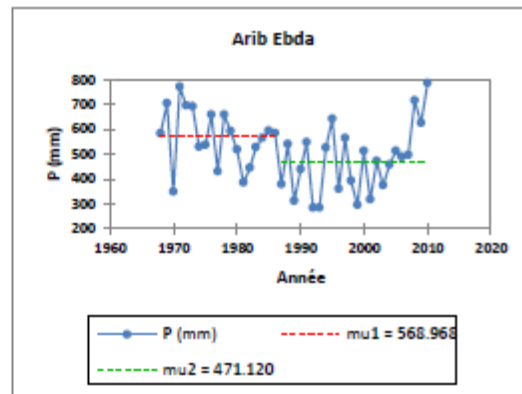
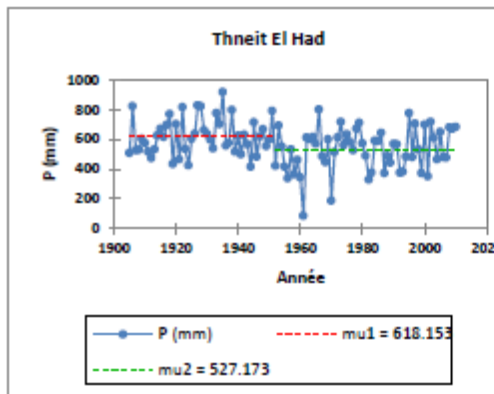
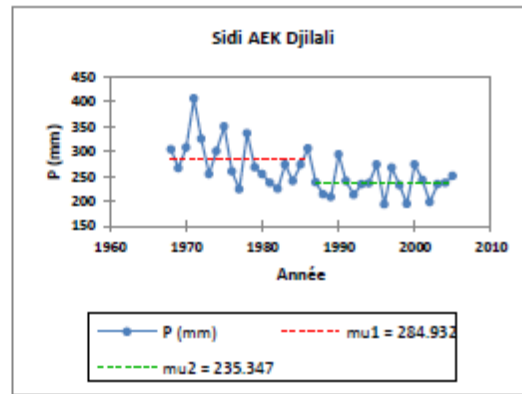
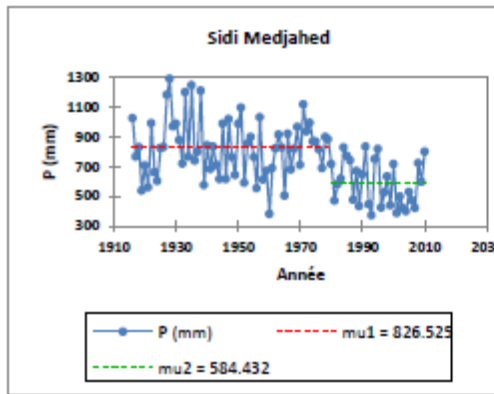
Figure .2: variation saisonnières de températures moyennes, maximales et minimales dans la station de Bge de Harraza pour la période 1987-2010(SON : Automne, DJF : Hiver, MAM : Printemps et JJA : Été).











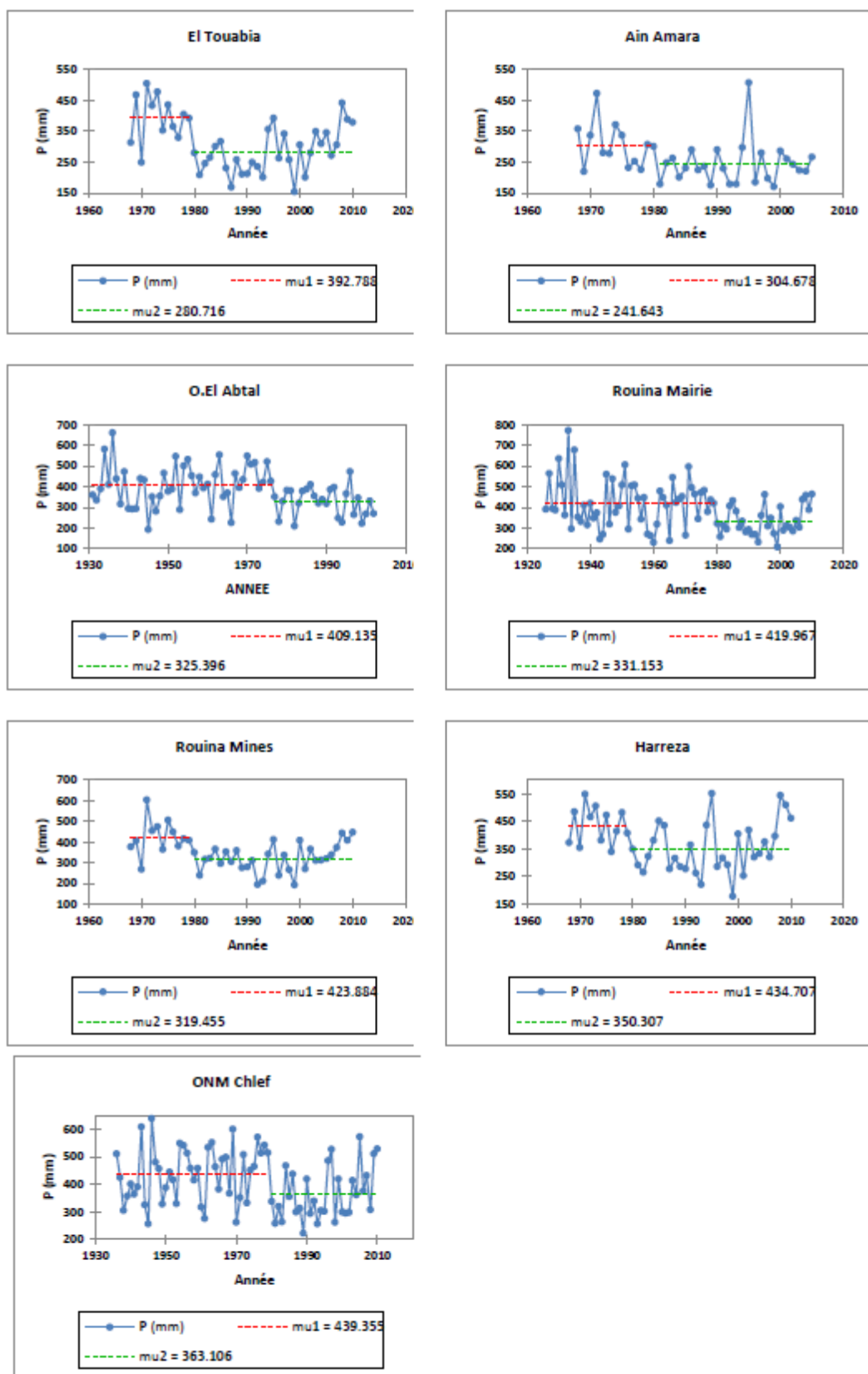


Figure1 : Tendances des précipitations pour les stations pluviométriques de la zone d'étude.

