



Thèse en vue de l'obtention du diplôme de
Doctorat en Sciences Agronomiques
Option

« Gestion Conservatoire de l'Eau, des Sols et Environnement »

Présentée par M^r **RATA Mohamed**

Thème

Analyse géostatistique et modélisation de la pluviométrie dans le cadre des changements climatiques : Cas du bassin versant du Chéloff

Devant le jury :

Président	BENKHELIFA Mohammed	Pr	Université de Mostaganem
Examineur	ACHIT Mohamed	Pr	Université de Chlef
Examineur	ABABOU Adda	Pr	Université de Chlef
Examineur	BOUALEM Abdelkader	MCA	Université de Mostaganem
Promoteur	DOUAOUI Abdelkader	Pr	Centre Universitaire de Tipaza
Co-Promoteur	LARID Mohamed	Pr	Université de Mostaganem

Remerciements

Je remercie “ Allah ” le tout puissant de m’avoir donné patience et courage pour accomplir ce travail.

Je remercie tout particulièrement le Professeur **DOUAOUI Abdelkader**, d’avoir accepté d’être mon directeur de thèse. Je le remercie vivement pour ses nombreux conseils et directives, sa rigueur scientifique et son sérieux qui m’ont aidé à développer l’esprit critique pour bien mener ce travail. En plus du fait qu’il a été l’un de mes meilleurs enseignants, il m’a fait l’honneur d’être mon promoteur depuis mon tout premier projet de fin d’étude (ingénieur) et magistère jusqu’à cette thèse de doctorat.

En même temps, je remercie le professeur **LARID Mohamed** d’avoir aussi accepté d’être mon co-directeur de cette thèse. Je vous remercie vivement pour ses nombreux conseils et directives surtout pendant le séminaire qui a eu lieu en Tunisie (2017).

Je salue fortement Monsieur **DOUAIK A.** Docteur à L’INRA Maroc pour sa grande patience à m’expliquer certains détails des logiciels et je n’oublie jamais sa grande contribution pour le bon déroulement de mon travail pendant mes séjours de stage au Maroc. Toutes ma considération pour ses aides et son soutien tout au long de mon travail ainsi sa grande disponibilité pour répondre à mes questions. J’ai découvert en lui, en plus du scientifique son côté humain et modeste que j’ai beaucoup apprécié.

Je remercie les membres du jury de m’avoir fait l’honneur d’accepter de juger cette thèse : le professeur **BENKHELIFA Mohammed** pour la présidence du jury ; le professeur **ACHIT Mohamed**, le professeur **ABABOU Adda** et le docteur **BOUALEM Abdelkader** pour l’examen de ce travail.

J’adresse également mes plus vifs remerciements à mes collègues enseignants à l’université de Djillali Bounaama de Khemis Miliana et amis qui ont partagé avec moi ces années d’apprentissage, d’expériences et d’espoir, mais aussi les périodes difficiles.

A titre non exhaustif je cite : Yahiaoui I, Belouazni A, Zedame M, Boucefiane A, Amrani R, Mokhtari Dj. et Bellague Dj.

Mes remerciements s’adressent également à mes étudiants que j’ai eu le plaisir d’encadrer dans leurs mémoires de Master et particulièrement ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail tels que : Ameer L., Ben Cheikhe N. et Hadouche S.

Enfin, Je dédie ce travail à mes parents, mes sœurs, mes frères, ma femme, mes enfants et à toutes les familles : RATA, REGUIEGUE BELARBI, BEN ALI et MEHALLI ainsi qu’à la mémoire de RATA Abdelkader et à tous ceux qui m’aiment.

ملخص

يعد الحوض المائي لشلف من بين أحد أكثر أنظمة هطول الأمطار تنوعًا مكانيًا في شمال غرب الجزائر. يعد فهم هذه الأنظمة أمرًا ضروريًا لإدارة موارد المياه وتحديد المناطق الأكثر عرضة لتغير المناخ. في هذه الدراسة، تم استخدام متوسط بيانات هطول الأمطار السنوية (1972-2012) من 58 محطة أرصاد جوية مع ارتفاع هذه المحطات. أظهرت الاختبارات الإحصائية لهوبرت أن هناك تغيرًا في نمط هطول الأمطار السنوي في أواخر السبعينيات والثمانينيات. لوحظت هذه التغيرات بشكل خاص في سهول شلف الثلاثة التي سجلت متوسط هطول أمطار سنوي منخفض. من ناحية أخرى، تتميز الكتلة الشمالية والجنوبية لشمال الحوض المائي لشلف بنظام هطول أمطار سنوي ثابت وسجلت متوسط هطول أمطار سنوي قوي. تم إنتاج و الكريجاج (RK) الكريجاج-الانحدار و (OK) الكريجاج العادي: الخرائط باستخدام التخمين الجيوإحصائي باستخدام ثلاث خوارزميات (KED) مع الانجراف الخارجي و الكريجاج مع الانجراف الخارجي (KED)؛ تستخدم الخوارزمية الأولى يستعمل فقط هطول الأمطار بينما يستعمل الأخران الارتفاع أيضًا. تمت مقارنة طرق التخمين هذه باستخدام مؤشرات إحصائية مختلفة للتحقق المتبادل (ME)، MAE، RMSE، r، r²، EF، CCC and d). تشير النتائج إلى أن KED هو الأقل تحيزًا مع عدد محدود من التقديرات القوية (2) أو المبالغة في التقدير (1) وأهمية نسبية محدودة لهذا التقليل القوي (20.3%) أو المبالغة (57.7%)، يليه RK يقلل من التقدير مع الأقوى الذي يمثل 26.5% من القيمة المقاسة)، وأخيرًا موافق (6) تقديرات أقل مع الأقوى تمثل 31.3% من القيمة المقاسة وتقدير مبالغ فيه بنسبة 57.1%). تم الحصول على أفضل تطابق بين القيم المقاسة وتلك المتوقعة لـ KED (r = 0.82) متبوعًا بـ RK (r = 0.79) بينما يتم وضع OK بعيدًا عن الأخيرين (r = 0.70). يمكن اعتبار KED أفضل نموذج من الناحية الإحصائية لأنه يعطي أدنى قيم لـ ME و MAE و RMSE (-1.9 و 35.4 و 49.5 مم على التوالي) وأعلى قيم d و CCC و EF (0.89 و 0.80 و 0.67 على التوالي)، كانت نتائج RK متوسطة بينما نتائج OK هي الأسوأ. من الواضح أن هناك تحسنًا واضحًا في أداء التقدير مع أخذ الارتفاع في الاعتبار، خاصة من خلال KED: ME ينتقل من 6 مم لـ OK إلى -1.9 مم مما يشير إلى وجود حد أدنى من الخطأ أو التحيز شبه الغائب، MAE من 40 مم إلى 35.4 مم و RMSE ينتقل من 61.4 ملم إلى 49.5 ملم. تظهر النتائج أن KED هي الأنسب، من RK وخاصة جيدة، لإنتاج الخريطة النهائية لمتوسط هطول الأمطار السنوي في الحوض المائي لشلف، الجزائر.

الكلمات الدالة: خوارزميات الكريجاج، الحوض المائي لشلف، رسم الخرائط، هطول الأمطار.

Summary

The Chélif watershed has one of the most spatially diverse rainfall regimens in northwestern Algeria. Understanding these regimes is essential for water resource management and determining which regions are most vulnerable to climate change. In this study, the mean annual rainfall data (1972-2012) from 58 weather stations were used along with their corresponding elevation. Hubert's statistical tests showed that there was a change in the annual rainfall pattern in the late seventies and eighties. These changes are especially noticed in the three plains of Chélif which recorded low average annual rainfall; on the other hand, the northern and southern massifs of the north of the Chélif watershed are characterized by a stationary annual rainfall regime and recorded strong annual average rainfall. The maps were produced using geostatistical interpolation using three algorithms: ordinary kriging (OK), regression-kriging (RK) and kriging with external drift (KED); the first algorithm only uses rainfalls while the other two use elevation as well. These interpolation methods were compared using different statistical indicators of the cross validation (ME, MAE, RMSE, r , r^2 , EF, CCC and d). The results indicate that KED is the least biased interpolator with a limited number of strong underestimates (2) or overestimates (1) and a limited relative importance of this strong underestimation (20.3%) or overestimation (57.7%), followed by RK (3 underestimates with the strongest representing 26.5% of the measured value), and finally OK (6 underestimations with the strongest representing 31.3% of the measured value and an overestimation of 57.1%). The best correspondence between the measured values and those predicted is obtained for KED ($r = 0.82$) followed by RK ($r = 0.79$) while OK is placed far from the latter two ($r = 0.70$). KED can be considered the best model in statistical terms as it gives the lowest values of ME, MAE, and RMSE (-1.9, 35.4, and 49.5 mm, respectively) and the highest values of d , CCC, and EF (0.89, 0.80, and 0.67, respectively), the results of RK are intermediate while those of OK are the worst. There is clearly a clear improvement in estimation performance taking elevation into account, especially by KED: ME goes from 6 mm for OK to -1.9 mm indicating a minimal systematic error or bias almost absent, MAE of 40 mm to 35.4 mm and RMSE goes from 61.4 mm to 49.5 mm. The results show that KED is the most appropriate, than RK and especially OK, to produce the final map of average annual precipitation in the Chélif watershed, Algeria.

Key words. Kriging algorithms, Chélif watershed, mapping, precipitation.

Résumé

Le bassin versant du Chélif possède l'un des régimes pluviométriques les plus divers sur le plan spatial dans le Nord-Ouest de l'Algérie. La compréhension de ces régimes est essentielle pour la gestion des ressources hydriques et la détermination des régions les plus vulnérables au changement climatique. Dans cette étude, les données pluviométriques annuelles moyennes (1972-2012) de 58 stations météorologiques ont été utilisées ainsi que leur élévation correspondante. Les tests statistiques d'Hubert ont montré qu'il y a un changement du régime pluviométrique annuel à la fin des années soixante-dix et quatre-vingt. Ces changements sont remarqués surtout dans les trois plaines du Chélif qui ont enregistré des pluviométries moyennes annuelles faibles. Par contre, les massifs nord et sud du nord du bassin versant de Chélif sont caractérisés par un régime pluviométrique annuel stationnaire et ont enregistré des pluviométries moyennes annuelles fortes. Les cartes ont été produites à l'aide d'interpolation géostatistique en utilisant trois algorithmes : krigeage ordinaire (OK), régression-krigeage (RK) et krigeage avec dérive externe (KED). Le premier algorithme n'utilise que la pluviométrie alors que les deux autres utilisent, en plus, l'élévation. Ces méthodes d'interpolation ont été comparées à l'aide de différents indicateurs statistiques tels que la validation croisée (ME, MAE, RMSE, r , r^2 , EF, CCC et d). Les résultats indiquent que le KED est l'interpolateur le moins biaisé avec un nombre limité de fortes sous-estimations (2) ou surestimations (1) et une importance relative limitée de cette forte sous-estimation (20.3%) ou surestimation (57.7%). Il est suivi par la RK (3 sous-estimations avec la plus forte représentant 26.5% de la valeur mesurée) et enfin, le OK (6 sous-estimations avec la plus forte représentant 31.3% de la valeur mesurée et une surestimation de 57.1%). La meilleure correspondance entre les valeurs mesurées et celles prédites est obtenue pour le KED ($r=0.82$), suivi par la RK ($r=0.79$), alors que le OK se place loin de ces 2 derniers ($r=0.70$). Le KED peut être considéré comme le meilleur modèle en termes statistiques du fait qu'il donne les valeurs les plus faibles de ME, MAE et RMSE (respectivement -1.9, 35.4 et 49.5 mm) et les valeurs les plus élevées de d , CCC et EF (respectivement 0.89, 0.80 et 0.67). Les résultats de la RK sont intermédiaires alors que ceux du OK sont les moins pertinents. Il y a clairement une nette amélioration des performances d'estimation en tenant compte de l'élévation, en particulier par le KED. Dans ce cas, ME passe de 6 mm pour le OK à -1.9 mm indiquant une erreur systématique ou biais minimal très faible, MAE passe de 40 mm à 35.4 mm et RMSE est réduit de 61.4 à 49.5 mm. Les résultats montrent que le KED est le plus approprié par rapport à la RK et surtout le OK pour produire la carte finale des précipitations moyennes annuelles dans le bassin versant du Chélif, Algérie.

Mots-Clés. Algorithmes de krigeage, bassin versant du Chélif, cartographie, précipitations.

ABRÉVIATIONS

ABH	: Agence des bassins hydrographique
ANRH	: Agence nationale des ressources hydrauliques
ETP	: Evapo-Transpiration Potentielle
INRA	: Institut national de la recherche agronomique
IRD	: Institut de Recherche pour le Développement
KED	: Krigeage avec Dérive Externe
KO	: Krigeage Ordinaire
KS	: Krigeage Simple
KU	: Krigeage Universel
MAE	: Erreur Absolue Moyenne
ME	: Erreur Moyenne
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
MRE	: Ministre des Ressources en Eaux
OMM	: Organisation mondiale de la météorologie
ONID	: Office national de l'irrigation et de drainage
ONM	: Office national de la météorologie
PNE	: Plan National d'Environnement
RHCZ	: Région Hydrographique Cheliff-Zahrez
RK	: Régression-Krigeage
RMSE	: Racine Carré de l'Erreur Quadratique Moyenne
SIG	: Système d'Information Géographique

Liste des figures

N°	Intitulé	Page
01	Situation géographique de la zone d'étude	08
02	Evolution démographique de la région du Chéelif-Zahrez	09
03	Pluviométrie de la région hydrographique Chéelif – Zahrez (Meddi et al, 2005)	12
04	Variabilité des moyennes annuelles de la pluviométrie (mm), pour les régions de bassin versant du Chéelif (durant la période 1995/2005). (Source : ANRH, 2008)	13
05	Variabilité des moyennes annuelles de la température (°C), dans les régions de bassin versant du Chéelif (1995/2005). (Source : ANRH, 2008)	14
06	Diagramme ombrothermique de la station de Barrage Harraza (1986/1987-2013/2014)	15
07	Diagramme ombrothermique de la station climatique de Chlef. (1986/1987-2013/2014)	15
08	Diagramme ombrothermique de la station climatique de Relizane. (1990/1991-2014/2015)	16
09	Humidité relative moyenne annuelle des trois stations du BV du Cheliff (ONM, 2009)	17
10	Réseaux hydrographique de bassin versant du Chéelif.	20
11	Principales étapes de la méthodologie de travail	38
12	Histogramme des précipitations à l'échelle d'origine (gauche) et après transformation logarithmique (droite). La courbe représente l'ajustement d'une variation des précipitations moyennes annuelles dans le Nord du Bassin versant de Chéelif.	40
13		41
14	Graphe des précipitations moyennes annuelles enregistrées pour les 16 stations pluviométriques	42
15	Représentation de la variabilité annuelle du régime pluviométrique dans le nord de bassin versant du Chéelif	44
16	Diagramme de dispersion représentant la relation entre les précipitations et l'élévation. Les nombres indiquent le numéro des stations pluviométriques.	48
17	Variogrammes expérimentaux (points) et théoriques ajustés (ligne) pour la pluviométrie moyenne annuelle par OK et KED (haut) et RK (bas).	49
18	Carte des précipitations moyennes annuelles estimées par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas)	53
19	Histogramme des erreurs de prédiction des précipitations par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas)	55
20	Diagrammes de dispersion des précipitations (mm) prédites par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas) en fonction de celles mesurées	57
21	Boîtes à moustaches des erreurs de prédictions des précipitations (mm) prédites par OK (gauche), RK (milieu) et KED (droite).	58
22	Cartes des erreurs de prédictions des précipitations (mm) par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas) : différents niveaux des sous-estimations (disques noires) et des surestimations (cercles noirs)	59

Liste des Tableaux

N°	Intitulés	Page
01	Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thornthwaite représentant la région du Haut Chélib (Station Harraza, 1990/1991-2014/2015)	17
02	Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thornthwaite représentant la région du Haut Chélib (Station Chlef, 1986/1987-2013/2014)	18
03	Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thornthwaite représentant la région du Bas Chélib (Station Relizane, 1990/1991-2014/2015)	18
04	les ressources en eau mobilisées dans le Bassin du Cheliff.	20
05	Les barrages de régularisations des eaux superficielles du bassin Chélib	22
06	Statistiques relatives aux précipitations moyennes annuelles (mm) et aux altitudes (m) pour les 58 stations pluviométriques pour les données d'origine et celles transformées par logarithme.	40
07	Résultats d test statistique d'Hubert	43
08	Classes des élévations des stations météorologiques et de l'ensemble de la zone d'étude.	46
09	Coefficients des droites de régression et de corrélation reliant les précipitations moyennes annuelles (mm) aux altitudes (m) pour les 58 stations pluviométriques pour les données d'origine et celles transformées par logarithme.	47
10	Modèle et paramètres des variogrammes théoriques ajustés à la pluviométrie moyenne annuelle.	48
11	Statistiques relatives aux précipitations moyennes annuelles (mm) mesurées et celles prédites par les 3 méthodes géostatistiques (OK, RK et KED) pour les 58 stations pluviométriques.	50
12	Coefficients des droites de régression reliant les précipitations moyennes annuelles (mm) prédites à celles observées pour les 58 stations pluviométriques ainsi que quelques indicateurs de la qualité d'ajustement de 3 modèles de krigeage en utilisant les erreurs de la validation croisée.	60

SOMMAIRE

Page

Remerciements	
ملخص , Abstract, Résumé	
Liste des abréviations	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Introduction Générale	01
CHAP. I. LE MILIEU PHYSIQUE	07
1.1. Site d'étude	07
1.2. Populations et Démographie.	09
1.3. Topographie.	09
1.4. Géologie.	10
1.5. Climat.	11
1.5.1. Pluviométrie.	11
1.5.2. Température.	13
1.5.3. Diagramme Ombrothermique de Gaussen (1953)	14
1.5.4. Humidité relative.	16
1.5.5. Insolation moyenne annuelle.	17
1.6. L'évapotranspiration (ETP).	17
1.7. Ressources en eau.	19
1.8. Occupation des sols et agriculture irriguée	21
1.9. Conclusion	22
CHAP. II. MATERIELS ET METHODES	24
2.1. Données pluviométriques et topographiques	24
2.2. Transformation des données pluviométriques	24
2.3. Procédures d'analyse statistique et détection de changement du régime	26
2.3.1. Analyse statistique descriptive	26
2.3.2. Test Statistique	26
2.4. Procédures d'interpolation spatiale	27
2.4.1. Variogramme	28
2.4.2. Krigeage ordinaire (OK)	29
2.4.3. Régression-Krigeage (RK)	29
2.4.4. Krigeage avec dérive externe (KED)	31
2.5. Validation croisée	34
2.6. Logiciels utilisés	37
2.7. Exploitation de la Base de Données	38
CHAP. III. ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES	39
3.1. Analyse statistique descriptive et exploratoire des données	39
3.2. Analyse des séries pluviométriques	40
3.2.1. La moyenne de la pluviométrie annuelle	41

3.2.2. Détection des changements du régime pluviométrique annuel	42
3.3. Conclusion de la première partie	44
CHAP. IV. ANALYSE GEOSTATISTIQUE DE LA PLUVIOMETRIE MOYENNE	45
4.1. Analyse statistique de la relation entre la pluviométrie et l'altitude	45
4.2. Relation précipitation-élévation	46
4.3. Analyse structurale des données	48
4.4. Cartographie des précipitations	49
CHAP. V. COMPARAISON STATISTIQUEMENT DE TROIS METHODES	54
5.1. Qualité des modèles	54
5.2. Résultats de comparaison	55
5.3. Conclusion de la deuxième partie	61
CONCLUSION GENERALE	62
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	64
ANNEXES	72

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Les changements climatiques observés au cours de ces dernières décennies ont entraîné de nombreux bouleversements à l'échelle de la planète avec des conséquences sur l'environnement et le bien être des hommes. Au vu de la nature de son climat, l'Algérie se trouve parmi les pays les plus touchés par ces changements climatiques dont les indicateurs, tels que la température et la pluviométrie, sont facilement décelables. C'est en effet ce qui a été montré par de nombreuses études effectuées au cours de ces dernières années, parmi lesquelles certaines ont été réalisées dans le bassin versant du Chélif qui constitue la zone de notre investigation (Meddi *et al.*, 2007; Amrani, 2011).

La disponibilité d'une base de données climatique est une condition préalable fondamentale pour la modélisation et la cartographie des processus hydrologiques et environnementaux. Quel que soit la nature et la structure de ces modèles, la plupart d'entre eux ont besoin d'un ensemble de données complet et fiable sur une base spatio-temporelle. Malheureusement, la mesure de variables hydrologiques (précipitations, débits, etc.) peut souffrir d'erreurs et de lacunes systématiques et de données aléatoires (Larson et Peck, 1974; Vieux, 2001). De plus, ces données ne sont disponibles que pour quelques stations météorologiques très limitées et fortement dispersées dans l'espace. Face à ces problèmes, de nombreuses méthodes statistiques d'interpolation spatiale ont été proposées et certains auteurs ont essayé d'identifier la méthode la plus appropriée qui est capable de décrire la ressource de précipitation en tout point pour une échelle de temps donnée et un domaine spatial particulier.

Les méthodes d'interpolation spatiale diffèrent selon leurs hypothèses (déterministes / stochastiques ou probabilistes) et l'étendue de l'étude (globale / locale) (Isaaks et Srivastava, 1989; Akkala *et al.*, 2010 ; Burrough *et al.*, 2015). Les méthodes déterministes supposent que la manière dont le phénomène a été généré est connue dans le détail et des équations empiriques peuvent être utilisées. Par contre, les méthodes probabilistes supposent qu'il y a un grand nombre de processus ayant des interactions complexes qui ont générés le phénomène. Par conséquent, on ne peut pas les décrire quantitativement mais, par contre, on doit supposer qu'il y a une incertitude qu'on va modéliser par des lois de probabilité. Les méthodes globales utilisent toutes les données pour tous les points à estimer alors que les méthodes locales utilisent uniquement les données du voisinage de chaque point à estimer.

Les méthodes d'interpolation spatiale sont utilisées pour tout phénomène qui se distribue dans l'espace qu'il soit environnemental, économique ou social (Goovearts, 1997 ; Chun et Griffith, 2013). Actuellement, il n'y a pas une revue de littérature exhaustive qui résume tous les algorithmes d'interpolation spatiale des précipitations, mais la plupart des plus de 50

algorithmes d'interpolation listés par Li et Heap (2011, 2014) ont été appliqués à l'estimation spatiale des précipitations. Pour la climatologie en particulier, il y a des documents de référence comme ceux de Hartkamp *et al.* (1999), Dobesch *et al.* (2007) et Sluiter (2009). Ces méthodes ont été appliquées à différents paramètres climatiques comme la température (Boer *et al.*, 2001 ; Tobin *et al.*, 2011), l'évapotranspiration (Kamali *et al.*, 2015 ; Cadro *et al.*, 2019), la radiation solaire (Mubiru *et al.*, 2007 ; Pons et Ninyerola, 2008 ; Alsamamra *et al.*, 2009), la vitesse du vent (Luo *et al.*, 2008), le gel (Lindkvist et Lindkvist, 1997) ; l'exposition potentielle aux UV (Tatalovich *et al.*, 2006), les précipitations, etc.

Concernant plus particulièrement les précipitations, les échelles de temps vont de l'heure (Erdin *et al.*, 2012 ; Chen *et al.*, 2017), au jour (Ly *et al.*, 2011 ; Chen *et al.*, 2017), au mois (Frazier *et al.*, 2016 ; Adhikary *et al.*, 2017), à la saison (Diodato, 2005 ; Borges *et al.*, 2016) et à l'année (Bajat *et al.*, 2013 ; Borges *et al.*, 2016). L'étendue spatiale va du local comme un bassin versant (Ly *et al.*, 2011 ; Adhikary *et al.*, 2017), puis régional (Subyani, 2004 ; Gentilucci *et al.*, 2018), national (Llyod, 2005 ; Schiemann *et al.*, 2011) et enfin global (Agnew et Palutikof, 2000). Ces travaux ont utilisé aussi bien les méthodes déterministes comme le polygone de Thiessen (Thiessen, 1911 ; Ly *et al.*, 2011), la pondération inverse à la distance (Ly *et al.*, 2011 ; Borges *et al.*, 2016), la régression (Diodato and Ceccarelli, 2005 ; Borges *et al.*, 2016) et spline (Hutchinson, 1995 ; Borges *et al.*, 2016) que les méthodes probabilistes comme la géostatistique (Ly *et al.*, 2011 ; Frazier *et al.*, 2016) et les méthodes hybrides ou mixtes intégrant les approches déterministes et probabilistes ou utilisant de l'information auxiliaire (Creutin *et al.*, 1988 ; Delbari *et al.*, 2013 ; Dahri *et al.*, 2016).

Il est bien connu que les précipitations augmentent généralement avec l'altitude (Sawyer, 1956 ; Hutchinson, 1968 ; Barry, 1992 ; Singh and Kumar, 1997) ou avec la proximité d'un plan d'eau (Hayward et Clarke, 1996 ; Agnew et Palutikof, 2000). Naturellement, cette information auxiliaire, ainsi que d'autres comme les images satellitaires ont été utilisées pour améliorer la qualité des résultats des méthodes d'interpolation spatiale. Ainsi, Chua et Bras (1982), Dingman *et al.* (1988), Hevisi *et al.* (1992ab) et Phillips *et al.* (1992) ont été parmi les premiers chercheurs à inclure l'élévation (l'altitude) dans les méthodes géostatistiques pour l'interpolation des précipitations annuelles. Aussi, Goovaerts (2000) a utilisé des algorithmes géostatistiques pour inclure l'élévation dans la procédure d'interpolation dans le Sud du Portugal. Ninyerola *et al.* (2000) ont utilisé une équation de régression linéaire qui comprenait plusieurs variables climatiques, topographiques et géographiques (facteur de nébulosité, altitude, latitude et continentalité) avec des correcteurs modélisés par des estimateurs de pondération inverse à la distance (PID) et de krigeage dans la région de Catalogne (Espagne).

Diodato et Ceccarelli (2005) ont comparé la méthode de la régression linéaire et le cokrigage ordinaire (OCK) pour les Montagnes Sannio (Sud de l'Italie), obtenant les meilleurs résultats pour le cokrigage. Plus récemment, Gundogdu (2017) a étudié les précipitations mensuelles et annuelles pour toute la Turquie en utilisant une méthode géostatistique multivariée (cokrigage). De même, Pellicone et *al.* (2018) ont évalué une méthode déterministe (IDW) et plusieurs méthodes stochastiques (géostatistiques) pour prédire les précipitations mensuelles dans une région au Sud de l'Italie. Aussi, Amini et *al.* (2019) ont comparé plusieurs méthodes, déterministes et stochastiques, d'interpolation spatiale pour cartographier les températures et les précipitations mensuelles et annuelles dans un bassin versant en Iran.

D'autre part, Oke et *al.* (2009) ont utilisé des données du satellite TRMM ainsi que des méthodes géostatistiques pour une meilleure prédiction des précipitations journalières pour toute l'Australie. Plouffe et *al.* (2015) ont comparé des méthodes d'interpolation spatiale pour des précipitations mensuelles au Sri Lanka en utilisant des données de stations météorologiques ainsi que des images satellitaires. Medhioub et *al.* (2019) ont évalué la possibilité d'utiliser les données du satellite TRMM pour déterminer les précipitations mensuelles dans 4 régions de la Tunisie en utilisant l'auto-corrélation spatiale. Il y a d'autres exemples d'utilisation des données satellitaires pour l'interpolation spatiale des précipitations (Creutin et *al.*, 1988 ; Foehn et *al.*, 2018; Hu et *al.*, 2018).

La revue de la littérature relative à l'application des méthodes d'interpolation spatiale aux précipitations montre qu'il y a énormément d'études publiées à différentes échelles spatiales et temporelles. Avec l'abondance de ces applications, une question pertinente se pose concernant leur exactitude et leur précision pour un ensemble de conditions données (Hartkamp et *al.*, 1999).

Les performances des méthodes d'interpolation spatiale dépendraient de plusieurs facteurs comme le type et la nature de la surface d'interpolation, la qualité et la quantité des données d'entrée, le type de pluie, la force de corrélation entre la pluie et les variables auxiliaires, la densité d'échantillonnage, la distribution spatiale des échantillons, le regroupement des échantillons, la variance des données, la normalité des données, la qualité des informations secondaires, la stratification et la taille ou la résolution de la grille, ainsi que les interactions entre ces facteurs (Vicente-Serrano et *al.*, 2003; Li et Heap, 2011 ; Ly et *al.*, 2011 ; Berndt et Haberlandt, 2018). Par conséquent, ces facteurs vont influencer sur le choix de la méthode d'interpolation et sur la précision des résultats. De plus, l'utilité de l'information auxiliaire dépendrait de l'échelle temporelle et de l'étendue spatiale. Ainsi, l'intégration de l'altitude a amélioré l'interpolation spatiale des précipitations mensuelles et annuelles (Hevesi

et *al.*, 1992a, 1992b; Goovaerts, 2000; Lloyd, 2005) mais ce n'était pas le cas pour les précipitations journalières (Ly et *al.*, 2011). De même, Berndt et Haberlandt (2018) ont conclu que l'incorporation de l'altitude dans le krigeage avec dérive externe (KED) a amélioré les performances d'interpolation à l'échelle de temps annuelle alors que cette amélioration était un peu plus faible pour l'échelle de temps mensuelle. Par contre, l'avantage était mineur pour l'échelle hebdomadaire et moins encore pour l'échelle de temps journalière. Pour ces deux dernières échelles, les performances ont été même légèrement inférieures à celles de la méthode géostatistique univariée qui est le krigeage ordinaire (OK). Effectivement, « la corrélation entre les précipitations et la topographie augmente avec la durée de l'intervalle de temps » (Bárdossy et Pegram, 2013) du fait que les champs de précipitations sont spatialement discontinus sur des échelles de temps plus courtes et plus continues sur des échelles de temps plus longues (New et *al.*, 2001).

La plupart des études, dans leur comparaison de plusieurs méthodes, ont trouvé que les méthodes géostatistiques donnent des prédictions plus précises que les méthodes déterministes (Tabios and Salas, 1985; Tsintikidis et *al.*, 2002; Zhang et Srinivasan, 2009; Xu et *al.*, 2015; Kisaka et *al.*, 2016). Cependant, d'autres auteurs ont trouvé que les résultats dépendent de la densité d'échantillonnage des stations météorologiques (Dirks et *al.*, 1998) et, dans certains cas, la précision des méthodes complexes n'est pas supérieure à celle des algorithmes simples et peut même être inférieure à celle-ci (Dirks et *al.*, 1998 ; Llyod, 2005 ; Moral, 2010). De ce fait, il n'y a pas de consensus dans la littérature sur la meilleure méthode pour interpoler les précipitations.

En ce qui concerne plus particulièrement les approches géostatistiques, les méthodes univariées (krigeage simple ou krigeage ordinaire) ont généralement tendance à lisser la variable interpolée et ont donc de la difficulté à reproduire avec précision la variabilité spatiale. Les méthodes multivariées (cokrigeage, régression-krigeage et krigeage avec dérive externe) utilisent des informations spatiales supplémentaires issues de covariables statiques comme l'altitude ou dynamiques comme le radar météorologique pour améliorer les performances d'interpolation (Hevesi et *al.*, 1992b ; Martínez-Cob, 1996 ; Pardo-Igúzquiza, 1998; Apaydin et *al.*, 2004 ; Kumari et *al.*, 2017 ; Pellicone et *al.*, 2018).

Plus spécifiquement pour les méthodes géostatistiques multivariées utilisant de l'information auxiliaire, plusieurs auteurs ont comparé différentes méthodes et ont constaté que le KED fournissait généralement les meilleures estimations (Goovaerts, 2000 ; Hengl et *al.*, 2003; Li et Heap, 2011 ; Dahri et *al.*, 2016). Aussi, il a été trouvé que la régression-krigeage (RK) (Moral, 2010) et le KED (Bardossy et Pegram, 2013) avait de meilleures

performances que le co-krigeage (CoK). De plus, pour le CoK, il faut évaluer le variogramme des précipitations et de l'altitude ainsi que leur variogramme croisé en modélisant conjointement une quantité dynamique (précipitation) et une autre statique (altitude), ce qui est plus délicat.

Le choix parmi la vaste gamme de techniques d'interpolation à utiliser dans l'estimation des données météorologiques est un processus complexe et sensible. Il n'y a pas de résultats cohérents sur l'impact de ces facteurs sur les performances des interpolateurs spatiaux. Il n'y a pas de méthode optimale dans toutes les circonstances. Ainsi, toute méthode d'interpolation des précipitations a ses propres avantages et inconvénients. Par conséquent, il est toujours difficile d'identifier la meilleure méthode d'interpolation spatiale. Il est alors vivement recommandé de sélectionner des méthodes d'interpolation de qualité en fonction de l'objectif de l'application, des conditions géographiques de la zone d'étude, du régime climatique, de la densité des stations météorologiques ainsi que des échelles temporelles et spatiales. Par la suite, il est important de comparer les résultats obtenus à l'aide de méthodes alternatives appliquées au même ensemble de données.

Sur la base des éléments de la revue de littérature ci-dessus, on a décidé d'exclure les méthodes déterministes et se limiter uniquement aux méthodes géostatistiques. Pour ces dernières, on a choisi l'approche univariée (OK) qui n'utilise que les données de précipitations comme une référence à laquelle on comparerait deux approches multivariées, i.e., la régression-krigeage (RK) et le krigeage avec dérive externe (KED) qui sont capables d'intégrer, en plus des précipitations, de l'information auxiliaire comme l'élévation; le cokrigeage a été exclu pour les raisons citées auparavant.

L'objectif de ce travail est d'arriver à connaître laquelle des méthodes géostatistiques est la plus appropriée pour l'établissement de la carte des précipitations annuelles moyennes dans un sous-bassin hydrographique au Nord-Ouest de l'Algérie, typique d'un climat sud méditerranéen. Pour répondre aux objectifs de ces trois approches, cette thèse est structurée de la manière suivante :

La première partie, composée de trois chapitres, est consacrée en premier lieu à la présentation des conditions naturelles de bassin versant du Chélif (climat, géologie, pédologie, ressources hydriques, etc.), en second lieu aux matériels et méthodes de travail utilisés et un troisième chapitre réservé à l'étude statistique de la pluviométrie moyenne annuelle et la détection de changement des régimes pluviométriques par plusieurs modèles statistiques.

La deuxième partie est consacrée uniquement à la cartographie de la pluviométrie moyenne annuelle, et comprend deux chapitres :

- dans le chapitre 4, nous avons analysé la variabilité spatiale de la pluviométrie par l'application de la géostatistique sur un nombre de 58 stations pluviométriques. Dans ce sens et dans le souci d'améliorer la cartographie de la pluviométrie, le krigeage ordinaire(OK), la régression-krigeage (RK) et le krigeage avec dérive externe (KED) ont été appliqués.

- le chapitre 5 est consacré à l'application de plusieurs méthodes statistiques pour faire la comparaison de la fiabilité de la précision entre les trois méthodes de krigeage.

PREMIERE PARTIE

ETUDE ET ANALYSE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES DU BASSIN VERSANT DU NORD CHELIFF

CHAP I : LE MILIEU PHYSIQUE

CHAP. II. MATERIELS ET METHODES

CHAP. III. ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES

CHAP I : LE MILIEU PHYSIQUE

CHAP I : LE MILIEU PHYSIQUE

1.1. Site d'étude

Le bassin versant du Chélif se trouve au Nord de l'Algérie dans la région Centre Ouest. Limité au Nord par les crêtes de l'Atlas Tellien littoral et au Sud par l'Atlas Tellien saharien, il couvre une superficie d'environ 56227 km² dont 43800 Km² se trouvent dans la partie Nord du grand bassin versant «Chélif-Zahrez». Le tout, soit plus de 22% de la superficie de l'Algérie du nord avec comme limite la mer Méditerranée au Nord, la région Oranie - Chott – Chergui à l'Ouest, le désert au Sud et l'Algérois et Chott – Hodna à l'Est (Fig.01).

Cette région hydrographique est découpée en trois grands sous-bassins versants : le bassin Zahrez dans les hauts plateaux, le bassin côtier du Dahra et le bassin du Chélif. Ce dernier est le plus grand du point de vue superficie en Algérie du nord, il représente plus de 77 % de la superficie totale du bassin «Chélif-Zahrez».

La superficie qui a fait l'objet de notre étude est estimée à près de 18000Km²(Fig.01). Elle correspond à une vaste étendue d'orientation Est-Ouest qui comporte plusieurs périmètres irrigués dont les plus importants sont celui de Oued Rhiou, de Ouarizane, de Djédouia, H'madna et de Guerouaou.

Le principal réseau de drainage du bassin versant «Chélif-Zahrez» comprend l'oued Oussel et ses affluents vers le Sud-Ouest et l'oued Touil et ses affluents vers le Sud. Ces deux oueds se réunissent pour former l'oued Chélif qui longe toute la vallée du Chélif et finit par se déverser dans la Méditerranée au Nord de la ville de Mostaganem. L'oued Chélif est le plus grand oued d'Algérie et le plus long avec une longueur de 750 km.

Le Nord du bassin versant du Chélif se trouve entre 0° 9'34,86'' et 3° 4' 47,98'' de longitude Est et entre 35° 12' 9,92'' et 36° 26' 49,41'' de latitude Nord (Fig.01).

Les coordonnées de ce périmètre, selon la projection Transverse-Mercator.WGS. 1984. UTM Zone 31Nord, sont:

X = 3 899,000	et	4 035,000 m
Y = 241,400	et	508,000 m

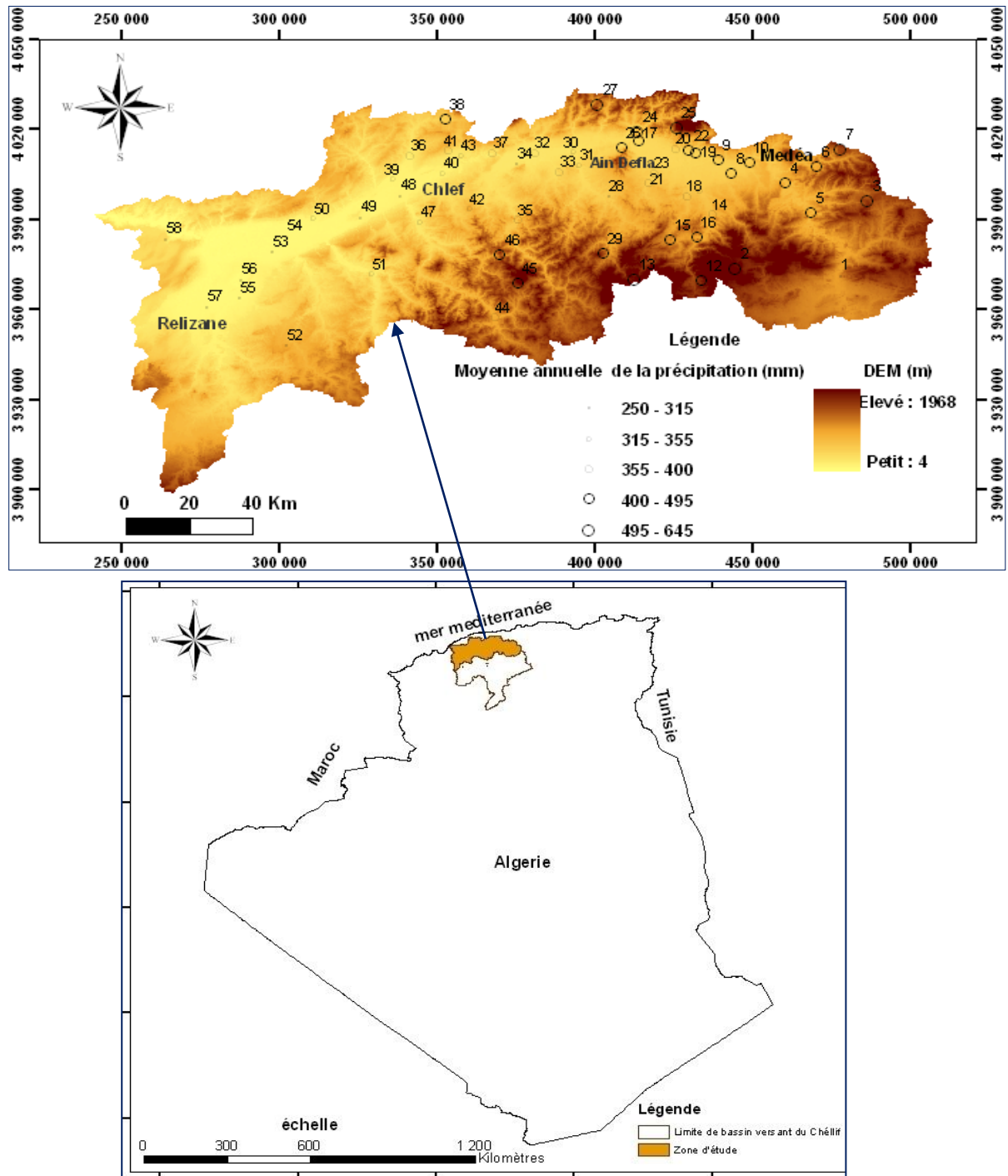


Figure 01. Situation géographique de la zone d'étude

1.2. Population et démographie

La région hydrographique Cheliff Zahrez comptait 5221801 habitants en 2008. Cette population est passée à 6574091 habitants en 2018. Elle atteindra en 2030 selon l'hypothèse tendanciel 8054391 habitants et 8317223 habitants pour le scénario volontariste (PNE, 2015). La figure 02 montre la population de la région par horizon et par scénario.



Figure 02. Evolution démographique de la région du Chéelif-Zahrez (ABH 2008)

1.3. Topographie

Le bassin du Chéelif s'étend entre les massifs côtiers du Dahra Nord et les hautes plaines des Chotts Chergui et Gharbi du Zahrez. Il présente un relief compartimenté en quatre régions naturelles diversifiées : les monts du Dahra Zaccar (chef-lieu de la wilaya de Chlef) au Nord avec des altitudes variant entre 700 et 1580 m; le massif de l'Ouarsenis au Sud où les altitudes atteignent les 2000 m; la vallée du Chéelif au Centre et la région côtière (Benhattab et *al.*, 2014).

L'altitude moyenne des bassins de la région d'étude varie dans le bassin du Chéelif entre 640 m à l'aval de Boughzoul et 980 m à son amont (hauts plateaux). L'altitude moyenne varie entre à moins de 300 m dans les sous bassins du Chéelif (Ouarizane et Mina aval) à plus de 900 m dans les sous bassins d'Oued Deurdeur et Oued Abd en amont. Elle est élevée dans les sous bassins des hautes plaines en amont de Boughzoul et varie entre 790 m dans le sous bassin Diaa Boughzoul à 1410 m dans le sous bassin d'Oued Sebgag Berkana. Il s'avère que les secteurs d'altitude supérieure à 1200 m sont peu étendus dans les bassins aval et amont de Boughzoul. Elles correspondent à des massifs montagneux importants où seuls les sommets

des monts de l'Ouarsenis, des monts de Tiaret et des djebels Ammour dépassant les 1600 m d'altitude.

Les zones d'altitudes comprises entre 400 m et 1000 m couvrent 13899 km² dans le bassin aval de Boughzoul soit environ 58% de la superficie totale de ce bassin. Celles comprise entre 700 m et 1200 m occupent 15736 km² dans le bassin amont de Boughzoul soit environ 79% de la superficie totale du bassin. Les zones dans les bassins à l'amont du barrage de Boughzoul correspondent en majorité aux bassins des hautes plaines. L'altitude de ces dernières ne descend que très rarement en dessous des 700 m.

Enfin, les secteurs d'altitude inférieure à 400m dans le bassin aval de Boughzoul représentent un peu plus du quart (29,45%) de la superficie totale du bassin. Elles concernent essentiellement la moitié septentrionale du bassin. Cela correspond exclusivement aux vallées drainées par le Moyen et le Bas Chéiff dont le principal affluent est l'Oued Mina (ABH, 2008).

1.4. Géologie.

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

Au Nord, cette dépression est séparée de la mer par le Tell septentrional représenté par une suite de reliefs parallèles formés essentiellement de terrains jurassico-crétacés que l'on retrouve aussi dans la plaine (Dahra et massifs épi-métamorphiques à schistosités du Doui, Rouina et Témoulga).

Au sud, le bassin du Cheliff est limité par le Tell méridional représenté par un ensemble de massifs montagneux où le substratum y est principalement marno-calcaire et correspond à l'allochtone tellien avec ses différentes nappes.

Une phase infra-crétacé compressive donne des plis NE-SW. Une phase à composante tangentielle intervient après le Sénonien et le Paléocène et serait en partie responsable de l'épimétamorphisme. Une phase datée Aquitano-Burdigalienne compressive et profonde a généré le nouvel épimétamorphisme.

Pendant que les nappes telliennes achèvent leur mise en place, un nouveau cycle sédimentaire s'amorce marqué par une transgression qui envahit le bassin et finit par déposer une épaisse sédimentation mio-plio-quadernaire. Parallèlement, le bassin du Cheliff a été soumis pendant tout le néogène à une importante tectonique principalement dispersive pour certains auteurs (Gourinard, 1958 Perrodon, 1957 Fenet, 1975) et polyphasée pour Thomas

G., 1974. Cette tectonique continue jusqu'à présent comme en témoigne l'intense activité sismique de la région (ABH Chélif, 2020).

1.5. Climat

Le climat du bassin du Cheliff est une transition entre un climat aride dans la partie Sud des hauts plateaux et semi-aride à subhumide au Nord. Il intervient principalement par sa composante hydrique (pluviométrie) qui régit fortement le régime des eaux souterraines et superficielles du fait de son appartenance géographique à la zone aride et semi-aride. Selon Gomer (1994), le climat du bassin du Chélif se caractérise par des étés chauds et secs peu orageux et des hivers doux et humides et peut être appelé méditerranéen semi-aride.

Le Cheliff est soumis à des conditions hydro-climatiques défavorables, caractérisées par :

- Des précipitations irrégulières avec des variations interannuelles importantes,
- Des régimes hydrologiques dominés par une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements et par la violence des crues.

1.5.1. Précipitations

Les travaux de Meddi et *al.* (2005) présentent une carte pluviométrique des précipitations moyennes (fig.03). Etablie à partir des séries chronologiques de longue durée couvrant la période 1968/1969 à 2001/2002, cette carte fait ressortir les traits essentiels de la répartition des précipitations dans la région d'étude :

- Dans le bassin du Haut et Moyen Chélif, on remarque une concentration des précipitations sur les versants Sud des monts du Dahra et du Zaccar avec une moyenne interannuelle de plus de 600 mm (stations : 011803 Sidi Medjahed et 011806 El Anneb). Les précipitations se trouvent réduites dans la plaine du Haut et Moyen Chélif où elles varient entre 300 mm et 400 mm et dans le sud du bassin où elles dépassent les 500 mm.
- Pour le bassin versant du Bas Chélif et de la Mina, elle illustre clairement l'augmentation de la concentration des précipitations proportionnellement à l'altitude de 200 mm à 500 mm. Les versants Nord-Ouest des monts de Tiaret ouverts au vent marins sont les plus arrosés avec une moyenne interannuelle de plus de 400 mm (Sidi Bakhti : 013103 et Tiaret ANRH : 012917). Les précipitations sont moins importantes dans la plaine du Bas Chélif où elles varient entre 200 et 350 mm.

- La région du bassin amont de Boughzoul est cernée en gros par la tranche d'eau moyenne précipitée 300-350 mm dont le tracé suit étroitement la limite des versants Sud-Tellien sauf au Nord, au niveau de la limite de l'Ouarsenis où intervient le rôle important de l'altitude et où la limite remonte jusqu'à 500 mm et plus au Sud par l'isohyète 150 mm.

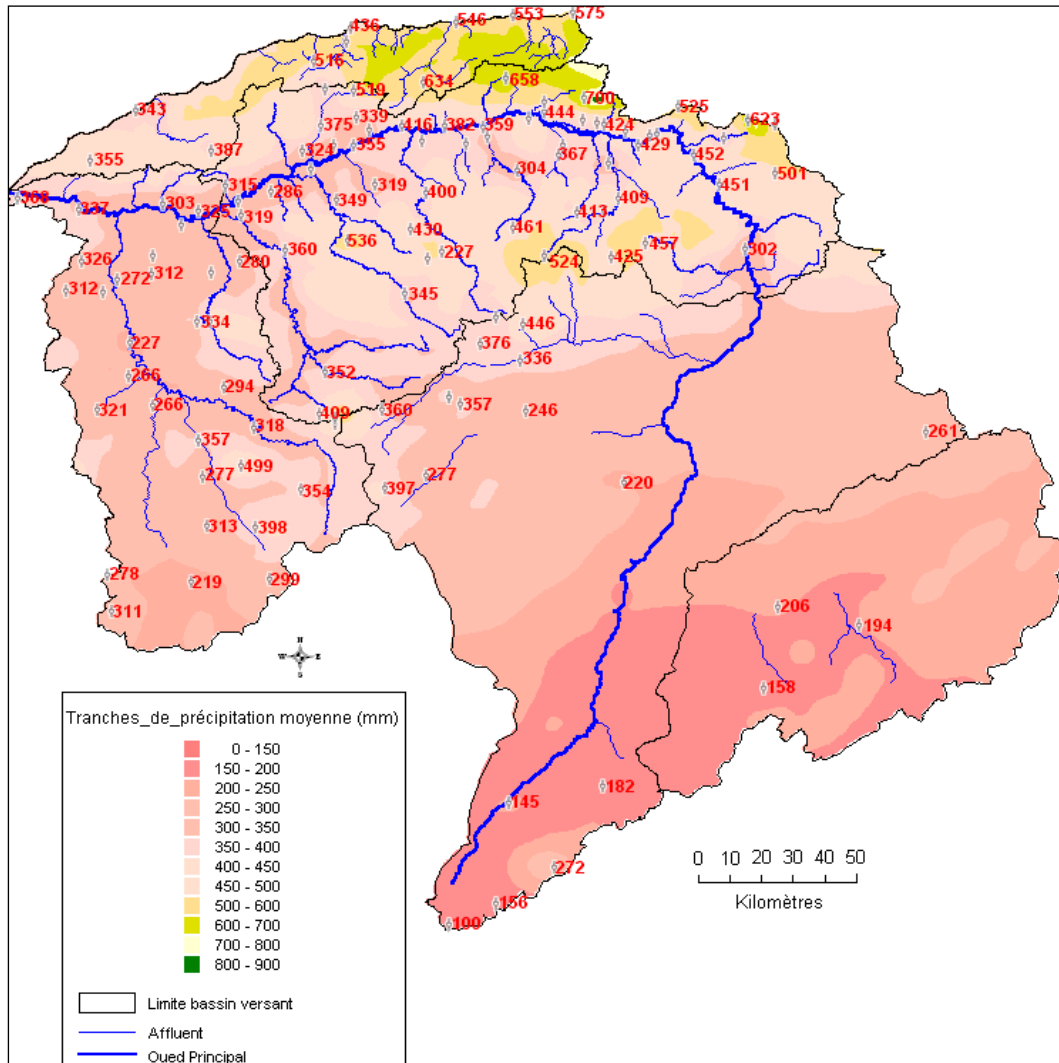


Figure 03. Pluviométrie de la région hydrographique du Chéouli – Zahrez
(Meddi et al. 2005)

La figure 04 montre une pluviométrie annuelle minimale de 107 mm et une maximale de 705 mm. Par contre, la moyenne de la décennie 1995/2005 pour cinq régions différentes du Cheliff varie entre 191,1 mm et 494,5 mm. Ces écarts remarquables sont dus à la variabilité pluviométrique spatiale et l'interaction de plusieurs facteurs limitant les précipitations comme exemple l'altitude, le couvert végétal et la distance par rapport à la mer.

Ces résultats chroniques montrent aussi l'irrégularité temporelle des précipitations moyennes annuelles.

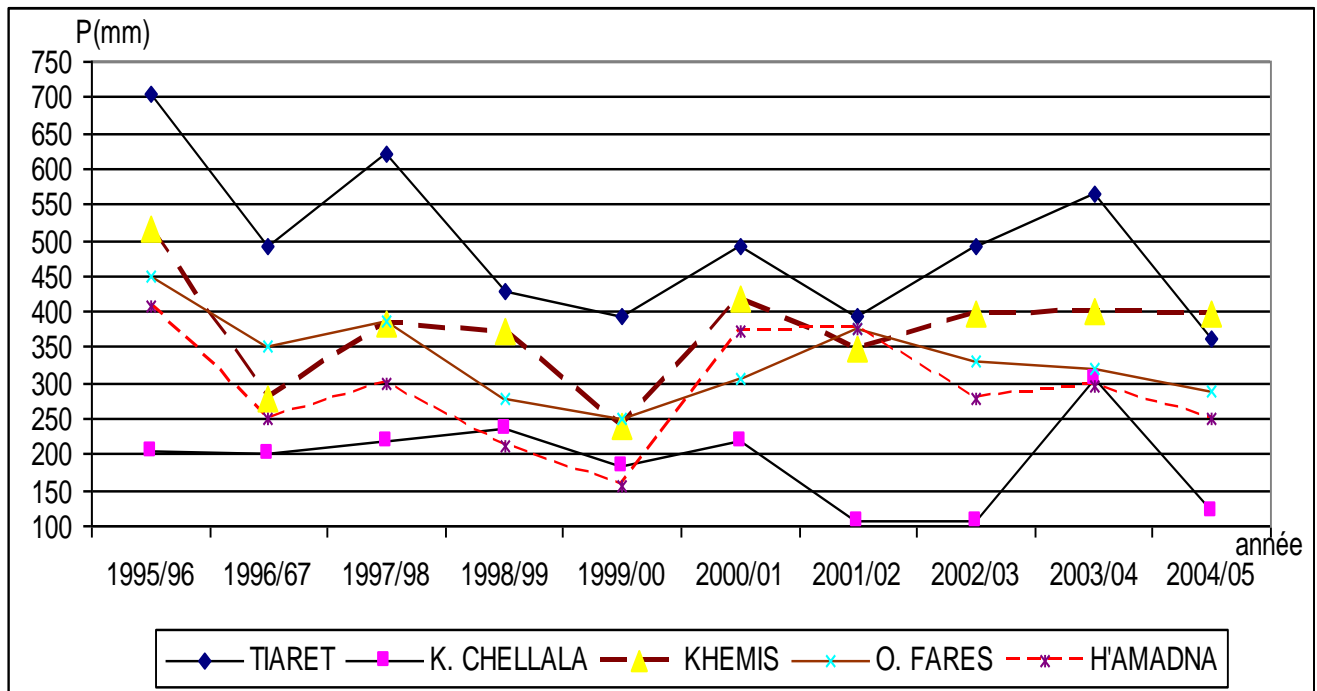


Figure 04 : Variabilité des moyennes annuelles de la pluviométrie pour les régions du bassin versant du Chélif durant la période 1995/2005 (ANRH, 2008)

1.5.2. Températures

Les données existantes sont celles des stations gérées par l'agence nationale des ressources hydrauliques et par l'office national de la météorologie (fig. 05) et concernent les températures moyennes annuelles :

- Les plus élevées sont enregistrées dans les plaines du Moyen Chélif et Bas Chélif et qui varient entre 18,8°C et 20,7°C (station Chlef).
- Les plus basses sont enregistrées dans les régions connues par les hautes altitudes et qui varient entre 14,3°C et 15,9°C (station de Tiaret).
- Les régions du Haut Chélif enregistrent des valeurs moyennes par rapport aux deux régions précédentes et qui varient entre 15,29 °C et 18,34°C (station de Miliana).

La région ouest est très rude et très contrastée par ses étés très chauds et ses hivers à températures basses à tels points que cela a été cité comme une curiosité climatique par Seltzer (1946). Cette particularité lui a aussi valu d'autres qualificatifs non moins célèbres tels

que «le four du tell» ou encore «une portion du Sahara égarée dans le tell» (Yacono, 1955 et Boulaine, 1957).

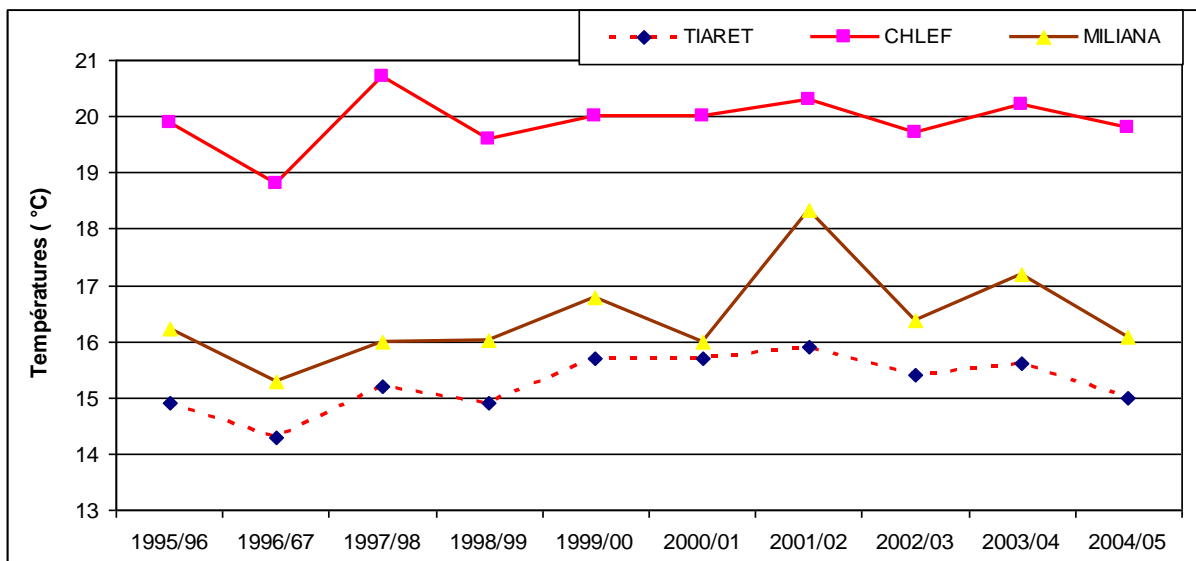


Figure 05 : Températures moyennes annuelles des régions du bassin versant du Chélif entre 1995-2005(ANRH, 2008)

1.5.3. Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gaussen

Bagnouls et Gaussen (1953) ont déterminé pour le mois sec un quotient entre les précipitations mensuelles (P) exprimées en mm et la température moyenne (T) exprimée en °C égal ou inférieur à 2 (Guyot, 1999). Ce diagramme permet de calculer très facilement le nombre de mois secs représentant la saison sèche et de comparer d'une manière cohérente les régions à climat semblable (Hufty, 2001).

Afin d'obtenir le diagramme ombrothermique qui permet de mettre immédiatement en évidence les périodes chaudes et sèches et les périodes humides et pluvieuses (fig. 6, 7 et 8), trois stations pluviométrique sont été retenues respectivement pour les trois plaines du bassin versant du Cheliff. Ainsi, la détermination sur un même graphique de la durée de la période humide et de la période sèche de notre zone étude a été faite sur la base du report des valeurs des précipitations mensuelles et des températures moyennes en ordonnée selon le rapport $P \geq 2T$.

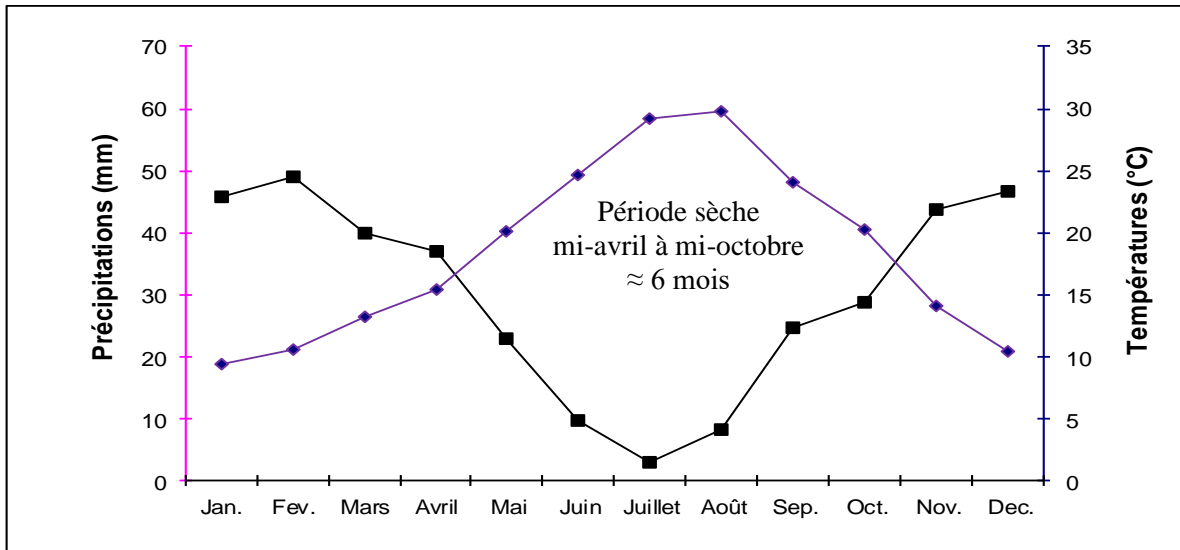


Figure 06. Diagramme ombrothermique : Station du Barrage Harraza (1986/1987-2013/2014)

Le diagramme ombrothermique de la station du barrage de Harraza pour la période allant de 1986/1987 à 2013/2014 (fig. 06) montre que la période de sécheresse s'étale sur environ 50% du nombre de jours de l'année et 50% pour la période humide.

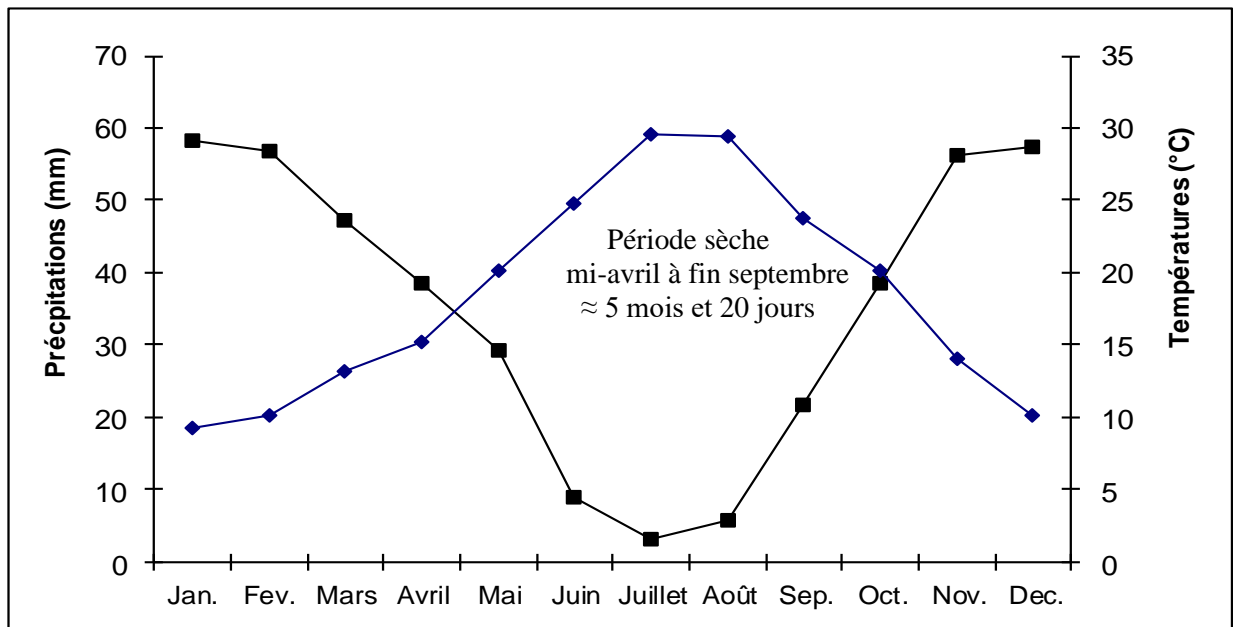


Figure 07. Diagramme ombrothermique de la station climatique de Chlef. (1986/1987-2013/2014)

Le diagramme ombrothermique de la station de Chlef entre 1986/1987 et 2013/2014 ci-dessus montre que la période de sécheresse est presque similaire de la station du barrage Harraza sauf que la durée de la période humide diminue de dix jours.

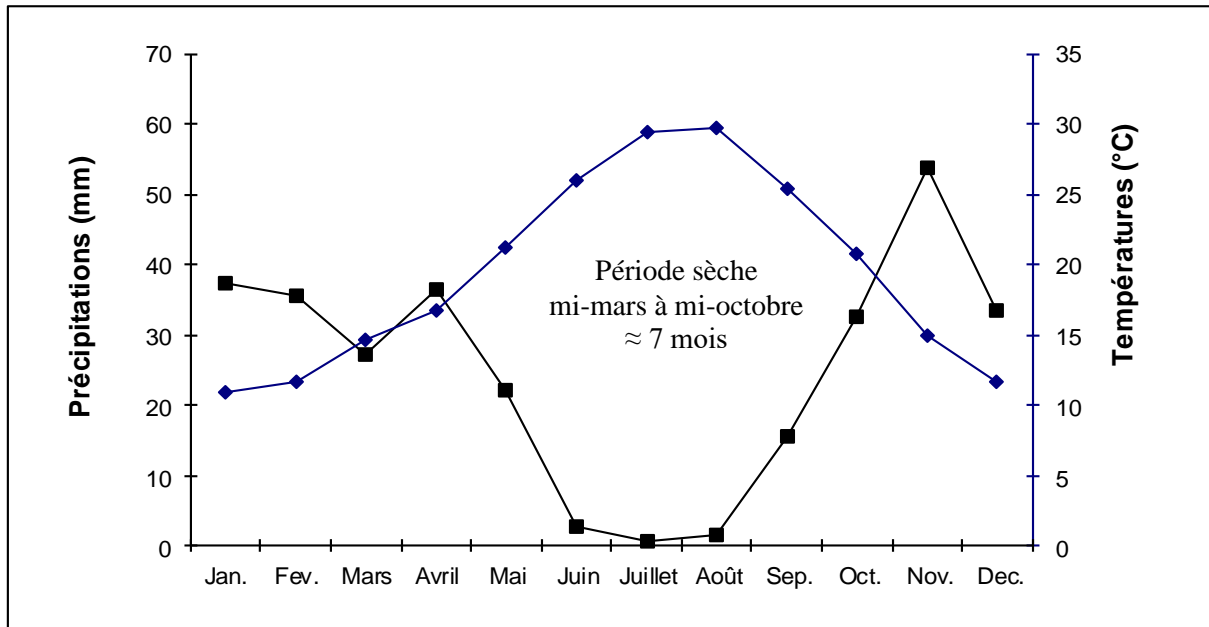


Figure 08. Diagramme ombrothermique : Station de Relizane (1990/1991-2014/2015)

Le diagramme ombrothermique de la station de Relizane entre 1990/1991 et 2014/2015 ci-dessus montre que la période de sécheresse est plus allongée que la période humide et en même temps, on remarque que la saison de printemps est caractérisée par une période sèche. Ces résultats confirment que la région Ouest du bassin versant du Cheliff est caractérisée par une période sèche plus longue (sept mois). Ceci a pour cause principale la diminution des précipitations qu'a connu l'Algérie durant les dernières décennies (1990 à 2015).

1.5.4. Humidité relative

Les valeurs annuelles de l'humidité relative au bassin versant du Chélif (fig.9) enregistrées au niveau des stations d'Ouled Farès (Moyen Chélif), de Ksar Chellala (Sud du bassin) et El Khemis (Haut Chélif) représentent respectivement une humidité relative moyenne de 68,5 %, 58,1% et 50,25% (ONM Chlef, 2009) et (ANRH.2009).

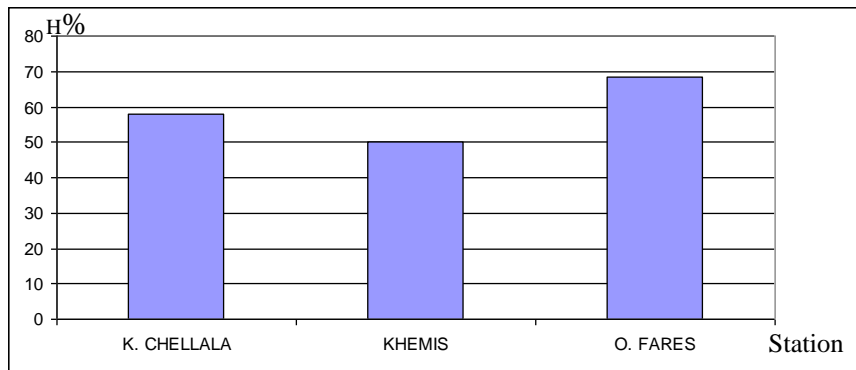


Figure 09 : Humidité relative moyenne annuelle des trois stations du BV du Cheliff

1.5.5. Insolation

L'insolation moyenne annuelle du bassin du Chélif tourne au voisinage de 2800 heures/an si l'on considère uniquement les données disponibles pour la période 1993-2004 fournies par les stations d'El Khemis et d'Ouled Farés d'après l'ONM Chlef.

1.6. L'évapotranspiration (ETP)

L'évapotranspiration correspond à la fois à la quantité d'eau totale transférée du sol vers l'atmosphère par l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes.

Thorntwaite est la première chercheuse qui a introduit la notion de l'ETP, surtout qu'elle est plus valable pour les régions semi-arides que dans les régions tempérées plus pluvieuses. Elle se base sur des facteurs climatiques et géographiques particulièrement la mesure de la température.

La formule de Thorntwaite s'écrit : $ETP \text{ (mm/mois)} = 16 \cdot (10 \cdot T/I)^a \cdot K$

ETP : Evapotranspiration potentielle T : Température moyenne annuelle (°C)

K : Coefficient thermique de correction I : Indice thermique annuel

Où $a = (1,6/100) \times (I+0,5)$ $I = \sum_{i=1}^{12} i$ et avec : $i = (t/5)^{1,514}$

Tableau 01: Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thorntwaite représentant la région du Haut Chélif (Station Harraza.1990/1991-2014/2015)

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
T (°C)	9.6	10.5	13.3	15.8	20.3	26	30	29.3	24	20.7	14.1	10.3	
I	2.68	3.07	4.39	5.70	8.34	12.13	15.07	14.54	10.74	8.59	4.80	2.98	93.03
K	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.85	0.84	
ETP (mm)	14.8	17.3	33.4	49.8	90.8	149.4	201.5	179.9	107.6	75.6	31	16.4	967.5

A partir des résultats de l'ETP (tab.01), on remarque que la variation de cette dernière évolue selon la variation de la température moyenne mensuelle. La valeur la plus élevée de l'ETP est enregistrée au mois de juillet (201,5mm) quand la moyenne de température atteint une valeur maximum de 30 °C. Par contre, la saison hivernale enregistre des ETP plus faibles.

Tableau 02: Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thornthwaite représentant la région du Moyen Chélif (Station Chlef.1986/1987-2013/2014)

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
T (°C)	9.31	10.2	13.2	15.2	20.2	24.8	29.6	29.4	23.8	20.11	14	10.2	
I	2.56	2.94	4.35	5.38	8.28	11.3	14.77	14.62	10.61	8.22	4.75	2.94	90.72
K	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.85	0.84	
ETP (mm)	14.6	17.1	34.2	47.8	92.2	138.8	199	183.8	108.1	73.2	31.7	16.9	957.4

A partir du tableau 02 ci-dessus, on remarque que les ETP les plus fortes sont enregistrées durant la saison estivale en parallèle des moyennes des fortes températures moyennes mensuelles. Par contre, la saison hivernale enregistre les plus faibles ETP atteignant moins de 15mm en Janvier.

Tableau 03: Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thornthwaite représentant la région du Bas Chélif (Station Relizane.1990/1991-2014/2015)

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
T (°C)	10.91	11.61	14.62	16.78	21.16	26.04	29.38	29.72	25.39	20.76	14.89	11.7	
I	2.85	3.58	5.07	6.25	8.88	12.16	14.6	14.85	11.7	8.63	5.21	3.62	82.8
K	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.85	0.84	
ETP (mm)	23	25.2	46.4	63.1	49.5	157.1	198.9	190	127	82.7	39.6	25.2	1027.7

A partir de résultats de l'ETP (tab.03), on remarque que les moyennes mensuelles des températures de cette région est plus élevée que les deux premières régions du bassin versant du Chélif. Pour cela, l'ETP enregistre une moyenne de 1027.7 mm la plus importante dans notre zone d'étude.

1.7. Ressources en eau

Dans l'aire géographique que couvre notre bassin versant, s'inscrit l'Oued Cheliff le plus long cours d'eau de notre pays en plus d'un réseau hydrographique de 6 500 Km façonnant ainsi le paysage de cette région en drainant les eaux de surface du bassin (fig.10).

Les apports totaux du bassin du Cheliff Zahrez sont estimés à 1 227 Hm³ dont les apports aux barrages ne dépassent guère la valeur de 870 Hm³.

Les eaux de surface ne sont pas toutes exploitables du fait de l'irrégularité interannuelle très prononcée des écoulements. De plus la mobilisation des écoulements est liée à l'existence de sites de barrages fiables techniquement, acceptables économiquement et sans préjudice grave sur l'environnement et que tous les apports d'un bassin ne vont pas vers le barrage. Les ressources en eau mobilisées dans notre zone d'étude sont :

- Prélèvements au fil de l'eau : Les prises et dérivations à partir des lâchées des barrages sont au nombre de 8 dans la région hydrographique Cheliff-Zahrez. Le volume dérivé est de 13,4 Hm³/an. Les prélèvements au fil de l'eau sont estimés en moyenne à 57 Hm³/an.
- Retenues collinaires : Il existe 65 retenues collinaires actuellement en exploitation et 137 sont entièrement envasées dans la RHCZ.

Les ressources en eau disponible correspondant à la capacité des retenues en service sont de 46 Hm³. Vingt retenues collinaires sont en construction et auront une capacité de 13 Hm³ et 150 autres sont projetées avec une capacité de 44 Hm³ (ABH-2020).

Au Cheliff, plusieurs facteurs sont à l'origine du régime irrégulier des eaux qui fonctionne selon la variabilité de la pluviométrie imprimant ainsi les grands traits de la répartition des ressources en eaux souterraines et superficielles à travers le bassin. Les ressources en eau du bassin du Cheliff sont relativement bien connues, mais la sécheresse qui sévit depuis des décennies nécessite une actualisation de leur évaluation dans cette région. Les apports sont évalués à 1 540 millions de m³ /an pour des années pluvieuses et 1078 millions de m³ /an pour des années sèches (MRE, 2008). Ils dépendent de l'hydraulicité de l'année.

Tableau 04. Les ressources en eau mobilisées dans le Bassin du Cheliff.

Ressources en eaux interannuelles moyennes	Mobilisables (millions m ³)	Mobilisées (millions m ³)	Taux Mobilisées (%)
Eaux superficielles	1024,99	593,7	58
Eaux souterraines	354,28	177,7	50
Total	1379,27	771,4	56

(ABH Chlef. 2008)

Le taux de remplissage est estimé à 16.93% soit 301.64 Hm³ pour l'ensemble des barrages du bassin hydrographique du Cheliff y compris Zahrez qui est arrêté par le ministère des ressources en eaux (MRE) à la date du 15/10/ 2008.

D'après le tableau 04, les eaux de surface ou souterraines sont toutes exploitables de la même manière pour des taux de mobilisation compris entre 50% et 58%. D'où, un taux total de 56% qui dépasse la moitié du fait de l'irrégularité interannuelle très prononcée des écoulements.

Actuellement et afin de répondre aux différentes demandes en eau pour tous les usages (alimentation en eau potable, irrigation et industrie), 15 barrages déjà en exploitation totalisent une capacité de stockage de 2118,9 Hm³ et régularisent un volume total de 733,5 Hm³ /an (tab. 05).

Tableau 05. Les barrages de régularisation des eaux superficielles du bassin Chélif

N°	Barrage	Wilaya	Oued	Année de mise en service	Capacité initiale Hm ³	Volume régularisé Hm ³
01	Merdja.S.Abed	Relizane	Chlef	1984	54,9	40
02	Gargar		Rhiou	1988	450	120
03	S.M.B.Aouda		Mina	1978	235	100
04	Bakhadda	Tiaret	Mina	1959	56	44
05	Dahmouni		Nahr Ouassel	1987	41	9
06	C.Bougara	Tissemsilet	Nahr Ouassel	1989	13	5,5
07	Sidi-Yacoub	Chlef	Lardjem	1985	280	98
08	Oued Fodda		Fodda	1932	228	69
09	Kt.Rosfa		Fodda	2004	75	21
10	Deurdeur	Ain Defla	Ain Defla	1984	115	40
11	Harreza		Hareza	1984	70	23
12	Ghrib		Chlef	1939	280	105
13	S.M.B. Taiba		Bda	2005	95	21
14	Oued Mellouk		Rouina	2003	127	38
15	Harbil	Medea	Harbil	1988	1	/
T O T A L					2118,9	733,5

(MRE,2008)

1.8. Occupation des sols et agriculture irriguée

Le bassin versant du Cheliff est dans sa majeure partie affecté par un régime climatique semi-aride qui détermine la couverture végétale. En matière d'érosion des sols, c'est le facteur recouvrement qui intervient le plus. Les forêts (bois et broussailles) et les prairies occupent respectivement plus de 40% de la superficie du haut et moyen Cheliff et 20% partie non négligeable du haut et moyen Cheliff situé à l'Est du bassin. Les cultures et les terres arrosées sont concentrées au centre du bassin du Cheliff. Le reste, ce sont des terres au repos et des sols nus, tandis que l'Amont de Boughzoul est essentiellement couvert par le sable (ABH, 2006).

Le bassin du Chélif possède de grandes potentialités agricoles, naturelles, en fertilités des sols, en ressources en eaux et des infrastructures très importantes liées à l'irrigation.

On trouve une quinzaine de barrages, quatre périmètres d'irrigation couvrant 61500 ha, réalisés depuis les années trente (Moyen Chélif mis en service en 1936, Bas Chélif mis en service 1937, Haut Chélif 1937 et la Mina en 1941), des stations de pompages et de dérivations de l'eau, en plus les moyens humains spécialisés qui maîtrisent les outils de la production moderne du point vu techniques ou pratique, rendant ce bassin à vocation agricole.

On remarque que les agriculteurs de cette région exploitent la terre depuis leurs existences et cultivent leurs terres principalement sous le régime pluviométrique. A cause de la sécheresse répétée et persistante, cette agriculture pluviale d'après plusieurs spécialistes concernés par ce domaine n'a pas de tendance au future proche.

Selon les bilans des campagnes d'irrigation fournis par l'ONID, l'eau d'irrigation des quatre grandes plaines et des superficies irriguées est gérée par cet organisme. Pour une année moyenne de forte demande de cette matière indispensable à la production agricole, la sécheresse de type agricole peut toucher environ 110 000 ha de SAU toutes spéculations confondues (maraîchage, céréales, fourrages verts indispensables à la production animale, arboriculture fruitière diverses, cultures industrielles, etc.) dont 95 000 ha sont irrigués à partir de la grande hydraulique où 08 barrages assurent un volume annuel moyen de 200 millions m³.

1.9. Conclusion

Le climat particulier du bassin versant du Cheliff se particularise par une faible pluviométrie annuelle variant de 300 à 500 mm/an, irrégulière surtout dans les régions Sud-Ouest et par une évapotranspiration très élevée lors des dernières décennies qui a accentué le changement du régime pluviométrique annuel ou saisonnier.

Les précédents travaux de plusieurs chercheurs scientifiques et d'experts en hydrologie confirment que le bassin versant du Cheliff connaît une réduction du régime pluviométrique remarquable de Nord-Est vers le Sud-Ouest.

Dans ce chapitre nous avons présenté et distingué de façon générale notre zone d'étude selon la disponibilité des données pluviométriques, topographiques et couvert végétaux. Ces données nous serviront pour étudier le changement du régime pluviométrique en premier lieu sur une analyse des séries chronologiques de la pluviométrie par plusieurs tests statistiques et par la suite établir une carte de la pluviométrie moyenne annuelle selon trois modèles géostatistiques afin de faire une comparaison entre eux et déterminer le plus faible pour l'appliquer dans cette région pour un futur travail homologué.

CHAP. II. MATERIELS ET METHODES

CHAP. II. MATERIELS ET METHODES

Ce chapitre détermine les méthodes de collecte, d'analyse des données pluviométriques et explore des cartes numériques des pluviométries moyennes annuelles par trois méthodes (KO, RK et KDE) dans le cadre de SIG. La période des données pluviométriques s'étale entre 1972 et 2012.

2.1. Données pluviométriques et topographiques

La représentativité spatiotemporelle des stations pluviométriques sur la zone d'étude a une influence majeure sur la fiabilité de la carte thématique finale. Les données des précipitations ont été recueillies directement auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H.) et ont fait l'objet d'un filtrage. Les stations météorologiques sélectionnées sont au nombre de 58 soit une densité d'environ une station pour 310 km². Les données de précipitations portent sur une période de 40 ans (1972-2012) représentant une longueur de séries suffisantes pour mener à bien notre étude. Supérieure à 30 ans, elle répond à la recommandation de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (O.M.M.). Certaines stations présentent des lacunes qui seront comblées en utilisant la méthode de régression linéaire sur une échelle mensuelle avec les données pluviométriques complètes de référence ayant une corrélation élevée, la même altitude et une orientation semblable aux massifs montagneux du Nord et du Sud (Peterson et Easterling, 1994; Laborde et Mouhous, 1998 ; Peterson et *al.*, 1998 ; Aguilar et *al.*, 2003). Le coefficient de corrélation entre les pluviomètres et les pluviomètres de référence correspondants a été dans tous les cas supérieur à 0,75 pour les stations proches des massifs et supérieur à 0,85 dans les plaines du Chélib et la Mina. L'information topographique a été extraite à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) d'une résolution de 30 x 30 mètres pour établir la grille des altitudes de la zone d'étude.

2.2. Transformation des données pluviométriques

Les méthodes statistiques en général et les méthodes géostatistiques en particulier reposent sur un certain nombre d'hypothèses qu'on appelle conditions d'application parmi lesquelles il y a la normalité, l'homogénéité des variances, l'indépendance des observations (cas de la régression classique) et la stationnarité pour les méthodes géostatistiques (Clark et Harper, 2000). Par exemple, l'approche géostatistique de l'interpolation spatiale, appelée krigeage, est considérée comme le meilleur prédicteur linéaire non biais si les données

obéissent aux conditions de normalité, homogénéité des variances et stationnarité (Isaaks et Srivastava, 1989). Cependant, les données spatiales, en général et les données climatiques en particulier violent ces conditions. Par exemple, les précipitations sont généralement asymétriques en raison de leur intermittence avec des régions sèches et d'autres humides avec différents degrés d'humidité (Erdin et al., 2012 ; Song et al., 2015). Une forte asymétrie et des valeurs aberrantes ont un impact indésirable sur la structure du semi-variogramme et les estimations du krigeage (Gringarten et Deutsch, 2001 ; Varoukakis et al., 2012). Pour des données spatiales qui suivent une distribution normale, la variabilité spatiale est plus facile à modéliser, étant donné que dans ce cas, les effets des valeurs extrêmes sont réduits aboutissant à des semi-variogrammes plus stables (Goovaerts, 1997 ; Armstrong, 1998 ; Pardo-Iguzquiza et Dowd, 2005).

Par conséquent, une transformation des données peut être nécessaire avant le krigeage pour normaliser la distribution des données, supprimer les valeurs éloignées et améliorer la stationnarité des données (Deutsch et Journel, 1998 ; Armstrong, 1998). Il existe une panoplie de méthodes de transformation de données, parmi lesquelles il y a la racine carrée (Hutchinson, 1998ab ; Foehn et al., 2018), le logarithme (Subyani, 2004 ; Sinclair et Pegram, 2005 ; Verworn and Haberlandt, 2011 ; Pellicone et al., 2018) et le score normal (de Wit et al., 2008 ; Germann et al., 2009 ; Villarini et al., 2014) qui sont les plus fréquemment utilisées. Cependant, les deux premiers types ne sont que des cas particuliers d'une forme beaucoup plus générale appelée transformation de Box-Cox (Box et Cox, 1964). Elle est caractérisée par un paramètre qui est égal en particulier à 0.5 pour la racine carrée et 0 pour le logarithme. Elle a été utilisée dans l'analyse spatiale de variables climatiques (Thyer et al., 2002 ; Pilz et Spok, 2008 ; Erdin et al., 2012 ; Song et al., 2015 ; Cecinati et al., 2017). Nous avons adopté cette transformation dans notre travail de recherche. Certains auteurs (Cecinati et al., 2017) ont recommandé d'éviter d'utiliser le logarithme car on n'est pas en mesure de le calculer pour des valeurs nulles (absence de précipitations), ceci est valable pour des données journalières. Cependant, le problème ne se pose pas avec des données mensuelles et surtout annuelles qui est notre cas.

La normalité des précipitations a été vérifiée graphiquement en utilisant des outils comme l'histogramme et le box-plot ainsi que numériquement en comparant la moyenne et la médiane, les coefficients de symétrie (skewness) et d'aplatissement (kurtosis) à ceux d'une distribution normale et aussi à travers le test statistique formel de Shapiro-Wilk (Royston, 1982).

2.3. Procédures d'analyse statistique et détection de changement du régime pluviométrique

2.3.1. Analyse statistique descriptive

Au cours de l'élaboration de notre base de données sur notre zone d'étude, nous nous sommes intéressés aux données climatiques et précisément sur les moyennes annuelles des pluviométries et les altitudes des stations par rapport à la mer.

L'analyse statistique est l'ensemble des méthodes scientifiques à partir desquelles on recueille, organise, résume, présente et analyse des données qui permettent de tirer des conclusions et de prendre des décisions judicieuses. Dans un sens plus étroit, on emploie le terme statistique pour désigner les données elles même ou des résultats obtenus à partir des données, comme par exemple des moyennes. Quand un échantillon est représentatif d'une population on peut, à partir de son analyse tirer des conclusions importantes pour les populations (par ex. : l'enlèvement des échantillons d'un bassin versant) : pour cela, la statistique descriptive présente et condense des données sous 3 formes distinguées (Meddi H et al. 2009).

2.3.2. Test statistique

Pour tester les changements des régimes des séries chronologiques, on a utilisé le logiciel Khronostat 1.01. Ce logiciel a été conçu par une équipe de recherche de l'IRD et développé par Jean-François Boyer dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique.

Cet objectif peut être atteint en considérant une seule série de données. Ces méthodes statistiques concernent l'exploitation d'une série de données et une seule. Telles analyses sont qualifiées de ponctuelles ou par site. Le Khronostat 1.01 permet d'effectuer deux types de tests :

- Les premiers tests sont relatifs à la vérification de caractère aléatoire de séries chronologiques de données météorologiques, ce qui traduit une tendance à la persistance.
- Les seconds tests concernent la détection d'un point de rupture dans l'hypothèse où la série est déclarée non aléatoire.

A cause du nombre important de stations (58 stations), nous avons choisi seulement le test d'Hubert qui montre les périodes avec les dates de changement de régime pluviométrique annuel.

- **Test de segmentation d'Hubert (1989)**

La procédure de segmentation de séries chronologiques a été présentée par Hubert (1987). Elle a été ensuite complétée par (Hubert *et al.*, 1989).

Le principe de cette procédure est de découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). La segmentation est définie de façon suivante :

$$xi, I = i2 \text{ avec } i1 \geq 1 \text{ et } i2 \leq N \text{ ou } i1 < i2$$

Il constitue un segment de la série initiale des (xi) , $i=1, \dots, N$. L'hypothèse nulle H_0 est « la série étudiée stationnaire ». Si la procédure ne produit pas de segmentation d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle n'est pas acceptée. Ces tests sont regroupés dans le logiciel Khronostat 1.01.

2.4. Procédures d'interpolation spatiale

Comme cela a été soulevé à la fin de la section d'introduction, on a retenu 3 méthodes géostatistiques d'interpolation spatiale : le krigeage ordinaire (KO), la régression-krigeage (RK) et le krigeage avec dérive externe (KDE). Les 2 dernières méthodes (RK et KDE) utilisent les informations secondaires (altitude) en plus de l'information principale (précipitation). Nous comparerons les résultats obtenus avec ceux calculés en utilisant la méthode KO qui considère uniquement les précipitations.

Le krigeage est une technique de régression par la méthode des moindres carrés généralisés qui permet de prendre en compte la dépendance spatiale entre les observations, telle que révélée par le semi-variogramme, dans la prédiction spatiale. La géostatistique est basée sur le concept de fonction aléatoire, l'ensemble des valeurs inconnues étant considéré comme un ensemble de variables aléatoires spatialement dépendantes. Chaque mesure $z(u_\alpha)$ est ainsi interprétée comme une réalisation particulière d'une variable aléatoire $Z(u_\alpha)$. L'interpolation géostatistique permet d'estimer la valeur inconnue des précipitations z à l'emplacement non échantillonné u_0 sous la forme d'une combinaison linéaire d'observations voisines:

$$\hat{Z}(u_0) = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z(u_{\alpha})$$

$\hat{Z}(u_0)$ étant la valeur à estimer de la variable d'intérêt (précipitation) à l'endroit non échantillonné cible u_0 et $Z(u_\alpha)$ des valeurs observées des précipitations aux endroits échantillonnés dans le voisinage de u_0 .

Les pondérateurs λ_α sont calculés de telle façon que cet estimateur soit optimal, c'est-à-dire sans biais, $E[\hat{Z}(u_0) - Z(u_0)] = 0$, et de variance d'erreur, $\text{Var}[\hat{Z}(u_0) - Z(u_0)]$, minimale. Les pondérateurs (poids) sont déterminés à partir du modèle théorique du variogramme ajusté au variogramme expérimental calculé à partir des données.

Les trois méthodes diffèrent dans la manière de calculer ces poids et aussi si elles tiennent compte d'information auxiliaire comme l'élévation ou non. Au fait, tous les estimateurs de krigeage sont des variantes de l'estimateur de base de régression linéaire $\hat{z}(u_0)$, défini comme suit (Goovaerts, 1997 ; Moral, 2010 ; Portales et al., 2010) où :

$$\hat{z}(u_0) - m(u_0) = \sum_{\alpha=1}^{n(u_0)} \lambda_\alpha(u_0) [z(u_\alpha) - m(u_\alpha)]$$

$n(u_0)$ est le nombre d'observations voisines à l'endroit u_0 et $\lambda_\alpha(u)$ la pondération attribuée à $z(u_\alpha)$ interprétée comme une réalisation de la variable aléatoire $Z(u_\alpha)$. Les valeurs $m(u_0)$ et $m(u_\alpha)$ sont les valeurs attendues des variables aléatoires $Z(u_0)$ et $Z(u_\alpha)$. Plusieurs variantes de krigeage peuvent être distinguées selon le modèle considéré pour la tendance $m(u_0)$ (Deutsch et Journel, 1998 ; Goovaerts, 1997).

2.4.1. Variogramme

Les 3 méthodes de krigeage nécessitent des modèles de la fonction qui caractérise la variabilité ou la continuité spatiale, i.e. le variogramme, ainsi que ses principaux paramètres caractéristiques comme l'effet pépité, le palier et la portée (Goovaerts, 1997). Le variogramme expérimental est calculé à partir des données observées selon l'équation suivante :

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} (Z(u_\alpha) - Z(u_\alpha + h))^2$$

avec $Z(u_\alpha)$ et $Z(u_\alpha+h)$ étant les valeurs observées aux endroits u_α et $u_\alpha+h$ séparés par la distance h et $N(h)$ étant le nombre de telles paires. Ici, on a considéré des variogrammes (expérimentaux et théoriques) isotropiques en ignorant la direction de séparation du fait que la taille de l'échantillon (58) est limitée et ne permettrait pas de détecter éventuellement une anisotropie, i.e. variabilité spatiale qui différerait d'une direction à l'autre.

Ensuite, un modèle théorique doit être ajusté à ce variogramme expérimental. Différents modèles peuvent être ajustés comme le sphérique, l'exponentiel, le gaussien, etc.

Les paramètres du modèle sont estimés en utilisant la méthode des moindres carrés pondérés (Cressie, 1985 ; 1993) avec les poids étant l'inverse des nombres de paires de points séparés par une distance donnée. Le choix d'un modèle s'opère suivant une validation croisée qui donnerait une erreur moyenne tendant vers 0 (non biais) et une racine carrée de l'erreur quadratique moyenne minimale.

2.4.2. Krigeage ordinaire (OK)

La forme la plus élémentaire du krigeage est le krigeage simple (SK) qui considère que $m(u_0)$ dans Eq. (2) est connue et constante, m dans toute la zone d'étude. Quant au KO, la forme de krigeage la plus utilisée dans la pratique où $m(u_0)$ est considérée comme inconnue et fluctue localement, ce qui permet de maintenir la stationnarité dans le voisinage local. SK et OK sont deux exemples de krigeage univarié considérant une seule variable à la fois.

Les poids (λ_β) de krigeage ordinaire (OK) sont obtenus en résolvant un système d'équations linéaires connu sous le nom de système du OK formé de $N(h)+1$ équations, qui est :

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{\beta=1}^{n(u)} \lambda_\beta(u) \gamma(u_\alpha - u_\beta) - \mu(u) = \gamma(u_\alpha - u) \quad \alpha = 1, \dots, n(u) \\ \sum_{\beta=1}^{n(u)} \lambda_\beta(u) = 1 \end{array} \right.$$

où $\mu(u_0)$ est le paramètre de Lagrange qui comptabilise la contrainte (non biais) sur les poids. Les seules informations requises par le système de krigeage (5) sont les valeurs de semi-variogrammes correspondant à différents lags spatiaux. Celles-ci sont facilement obtenues une fois qu'un modèle de semi-variogramme a été ajusté aux valeurs expérimentales.

2.4.3. Régression-Krigeage (RK)

Dans la procédure de régression-krigeage (RK) appelé aussi krigeage résiduel ou krigeage après élimination de la tendance au lieu d'interpoler directement $Z(u)$, les précipitations. Comme pour OK, l'analyse se fait en 2 étapes séparées (Goovaerts, 2000 ; Hengl et al., 2007 ; Alsamamra et al, 2009 ; Feki et al., 2012; Agou et al., 2019) : estimation

de la tendance puis krigeage des résidus. Ces deux composantes sont additionnées pour donner les prédictions finales.

Dans la première étape, une analyse de régression linéaire simple est tout d'abord effectuée entre $Z(u)$ et la variable externe $V(u)$ représentant l'altitude à l'endroit échantillonné u :

$$Z(u) = a + b \cdot V(u)$$

Les paramètres de régression a (l'ordonnée à l'origine) et b (la pente) sont estimés à partir des paires de données de pluviométrie et d'altitude de l'échantillon et, permettent d'obtenir des valeurs estimées des précipitations :

$$Z^*(u) = \hat{a} + \hat{b} \cdot V(u)$$

L'estimation peut se faire soit en utilisant la méthode des moindres carrés ordinaires (OLS) ou celle des moindres carrés généralisés (GLS). Les résultats ne diffèrent pas sensiblement s'il n'y a pas de regroupement spatial significatif des points d'échantillonnage (Odeh et al., 1994 ; 1995). Les résidus $R(u)$ sont alors calculés comme étant :

$$R(u) = Z(u) - Z^*(u)$$

La nouvelle variable $R(u)$ conserve la variabilité spatiale de $Z(u)$ (Odeh et al., 1995), mais une partie de la variabilité a été supprimée à la suite de l'information externe (altitude) utilisée dans le modèle de régression.

Dans la seconde étape, la variabilité spatiale des résidus $R(u)$ est décrite par le variogramme expérimental puis elle est modélisée en ajustant un variogramme théorique. Ceci permet d'estimer les résidus $\hat{R}(u)$ par krigeage simple (SK) à tout endroit y compris les endroits échantillonnés et non échantillonnés en considérant $m(u)$ dans Eq. (2) comme constante pour toute la zone d'étude. Le système SK pour les résidus avec $N(u)$ équations s'écrit (Goovaerts, 1997 ; Webster et Oliver, 2007) :

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i C(u_i, u_j) = C(u_0, u_j) \quad \text{for } i, j = 1, 2, \dots, N$$

Les λ_i sont les poids comme auparavant, mais ils ne sont plus obligés de faire la somme de 1. De plus, comme les poids ne totalisent plus 1, nous devons travailler avec les covariances C au lieu des semi-variances γ . Aussi, il n'y a pas de multiplicateur de Lagrange.

Les estimations finales $\hat{Z}(u)$ sont obtenues en combinant les estimations de tendance $Z^*(u)$ et de résidu $\hat{R}(u)$ séparément sur la grille de krigeage :

$$\hat{Z}(u) = Z^*(u) + \hat{r}(u) = \begin{cases} Z_{RK}^*(u) = \sum_{j=0}^p c_j \cdot v_j(u) + \sum_{i=1}^n w_i(u) \cdot r(u_i) \\ v_0(u) = 1 \end{cases}$$

Deux conditions générales sont nécessaires pour appliquer RK (Goovaerts, 1997). Tout d'abord, la relation entre la variable d'intérêt, les précipitations et l'information secondaire, l'élévation, doit être linéaire. Aussi, la valeur de l'information secondaire doit être connue à tous les endroits où les prédictions seraient faites.

Cette technique, bien que relativement simple, est puissante car elle permet d'inclure facilement plusieurs sources d'informations externes dans la procédure d'interpolation, ce qui compense le manque de données locales.

2.4.4. Krigeage avec dérive externe (KED)

Le krigeage universel (UK) appelé aussi krigeage avec dérive interne (Webster et Burgess, 1980) considère que $m(u_0)$ dans Eq. (2) varie de manière régulière au sein de chaque voisinage local et, est modélisée comme une combinaison linéaire de fonctions des coordonnées spatiales (longitude et latitude). Il existe une approche alternative pour utiliser les données secondaires comme l'élévation et effectuer un SK sur les résidus correspondants: c'est le krigeage avec dérive externe (KED) (Hudson et Wackernagel, 1994 ; Goovaerts, 1997; Wackernagel, 2003). UK et KED sont des exemples de krigeage multivarié considérant simultanément deux ou plusieurs variables à la fois. Ils ont la même formulation, la tendance et les résidus sont estimés dans un système dans lequel la variance de prévision est estimée conjointement. KED n'est qu'une variante du UK. La tendance est modélisée comme une fonction linéaire de l'information auxiliaire au lieu d'être fonction des coordonnées spatiales. L'information auxiliaire, l'élévation dans notre cas, est considérée comme une autre variable aléatoire en plus des précipitations qui sont la variable aléatoire d'intérêt ou cible. Elle est interprétée comme la dérive ou la tendance générale que peut suivre le comportement des précipitations dans la zone d'étude :

$$Z(u) = a + b \cdot V(u) + R(u)$$

avec $Z(u)$ étant la variable aléatoire représentant les précipitations ayant une valeur attendue $E[Z(u)] = a + b \cdot V(u)$, $V(u)$ la variable aléatoire représentant l'élévation qui doit être connue pour tous les nœuds de la grille d'interpolation, $R(u)$ une variable aléatoire représentant les résidus de la relation liant les précipitations à l'élévation ayant une valeur attendue $E[R(u)] =$

0 et a et b les coefficients de la tendance ou de la dérive externe qui sont estimés de manière implicite dans chaque voisinage de recherche par le système de krigeage. Donc, les précipitations sont modélisées comme une variable aléatoire non stationnaire dont la valeur attendue est variable et, est fonction linéaire de l'élévation évaluée localement (Goovaerts, 2000). Cette méthode nécessite que la variable externe varie progressivement dans l'espace et soit connue à chaque endroit pour être estimée. Elle suppose également une relation linéaire entre la variable cible et la variable de dérive (Deutsch et Journel, 1998; Bourennane et King, 2003; Webster et Oliver, 2007). Avec KED, les composantes déterministes et stochastiques sont ajustées simultanément de sorte que la variable de dérive soit intégrée au système de krigeage (Webster et Oliver, 2007).

L'analyse se réalise en plusieurs étapes (Tapsoba *et al.*, 2005 ; Feki *et al.*, 2012). Tout d'abord, les coefficients de la dérive externe (a et b) sont estimés localement autour de chaque pluviomètre à partir des paires de données précipitations-élévation. Et ce, par la méthode des moindres carrés ordinaires (OLS) et la tendance ou dérive externe représentant $m(u_0)$ dans Eq. (2). Elle est estimée comme suit:

$$Z^*(u) = \hat{a} + \hat{b} * V(u)$$

La dérive externe est ainsi estimée aux endroits échantillonnés ainsi qu'à tous les nœuds de la grille d'interpolation.

Ensuite, les résidus estimés sont calculés aux endroits échantillonnés comme :

$$\hat{R}(u) = Z(u) - Z^*(u)$$

Dans une troisième étape, le variogramme expérimental des résidus est calculé et un modèle théorique lui est ajusté. Théoriquement, le variogramme devrait être estimé à partir des résidus $R(u)$. Cependant, il ne s'agit généralement pas d'une procédure simple car ni les résidus ni la tendance $Z^*(u)$ ne sont connus a priori. Comme il a également été réalisé par Hudson et Wackernagel (1994), Bourennane et King (2003), Llyod (2005), Haberlandt (2007) et Berndt et Haberlandt (2018), les variogrammes expérimentaux ont été déduits d'une approche simplifiée, c'est-à-dire en utilisant uniquement les observations $Z(u)$. Delrieu *et al.* (2014) ont constaté que l'utilisation des variogrammes des précipitations, comme ils sont également nécessaires pour OK, permet d'obtenir des performances d'interpolation similaires à celles des variogrammes résiduels obtenus en appliquant la méthode de Velasco-Forero *et al.* (2009). De plus, Moges *et al.* (2007) ont trouvé que la variation spatiale de la pluie ne dépend pas entièrement des paramètres contrôlant la forme du modèle du variogramme (effet pépète, palier ou portée) et qu'elle est sensible au type de méthode de krigeage utilisé.

Enfin, les précipitations sont estimées aux nœuds de la grille d'interpolation en utilisant les valeurs du variogramme à ces nœuds et l'algorithme du krigeage simple.

Le système de krigeage avec dérive externe est formé de $N(u) + 2$ équations:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{\alpha=1}^n \gamma_R(u_\alpha - u_\beta) \lambda_\alpha^{KED} + \mu_0^{KED} + \mu_1^{KED} V(u_\beta) = \gamma_R(u_\beta - u_0) \quad \text{for } i, j = 1, \dots, n \\ \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha^{KED} = 1 \\ \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha^{KED} V(u_\alpha) = V(u_0) \end{array} \right.$$

où μ_0 et μ_1 sont les paramètres de Lagrange, et γ_R est le variogramme du résidu R . Le premier membre du système contient la corrélation spatiale entre les points de mesure, et le deuxième membre contient la corrélation spatiale entre les points de mesure et le point à estimer. Les deux dernières équations, provenant de la contrainte de non-biais, permettent de filtrer la dérive dans la forme de l'estimateur.

Les coefficients inconnus de la dérive a et b ne figurent ni dans la forme de l'estimateur ni dans le système à résoudre. Ainsi, les pondérateurs obtenus, qui respectent la forme de la dérive sans jamais l'estimer explicitement sont directement affectés aux données des précipitations pour obtenir leur valeur estimée au nœud de la grille d'interpolation.

KED et RK semblent être similaires mais aboutissent à des résultats différents (Hengl et al. 2003). Contrairement à KED, les paramètres d'une régression linéaire dans RK sont estimés par la méthode des moindres carrés dans laquelle la dépendance spatiale n'est pas prise en compte. Avec KED, les équations sont résolues immédiatement alors que RK sépare explicitement l'estimation des tendances de la prédiction spatiale des résidus. Pour RK, il n'existe aucun risque d'instabilité, contrairement au système KED (Goovaerts, 2000). De plus, en théorie, la régression nécessite des résidus indépendants, mais le krigeage repose sur des résidus dépendants. Pour cette raison, les modèles linéaires généralisés peuvent constituer une alternative. L'avantage de KED est que les équations sont résolues une seule fois. Par conséquent, avec KED, il existe une estimation conjointe de la variance de prévision, mais avec RK, les parties de la variance de régression et de krigeage sont estimées séparément et doivent être additionnées. Le principal avantage de RK par rapport à KED est que la tendance

ne doit pas nécessairement être définie par des modèles linéaires ; elle peut être définie par un ensemble de modèles mathématiques non linéaires tels que des arbres de régression, des forêts aléatoires (RF) et des réseaux de neurones (Hengl et *al.*, 2007).

L'interpolation spatiale par les 3 méthodes de krigeage (OK, KED et RK) s'est faite sur les données transformées en utilisant le logarithme népérien $Y(u)$ suivant la méthode de Box-Cox. Les résultats finaux sont présentés dans l'échelle d'origine en faisant une transformation inverse selon l'équation suivante (Diggle et Ribeiro, 2007 ; Yamamoto ; 2007 ; Hengl et *al.*, 2018) :

$$\begin{aligned}\hat{Z}(u_0) &= \exp \left(\hat{Y}(u_0) + \frac{\sigma^2}{2} - \mu \right) && \text{pour OK,} \\ \hat{Z}(u_0) &= \exp \left(\hat{Y}(u_0) + \frac{\sigma^2}{2} \right) && \text{pour RK,} \\ \hat{Z}(u_0) &= \exp \left(\hat{Y}(u_0) + \frac{\sigma^2}{2} - \mu_0 - \mu_1 \right) && \text{pour KED,}\end{aligned}$$

où \hat{Z} : valeur estimée à l'échelle d'origine, \hat{Y} : valeur estimée à l'échelle logarithmique ; σ^2 : variance des précipitations annuelles à l'échelle logarithmique et μ, μ_0 et μ_1 sont les multiplicateurs de Lagrange.

2.5. Validation croisée

L'application croissante des méthodes d'interpolation soulève des préoccupations quant à leur exactitude et précision (Hartkamp et *al.* 1999). Les méthodes d'interpolation spatiale produisent un certain degré d'erreur d'estimation. Les études relatives à l'interpolation des précipitations impliquent souvent une comparaison des modèles théoriques ajustés aux variogrammes expérimentaux ainsi que différentes méthodes d'interpolation spatiale. Lorsqu'un grand nombre de données sont disponibles, ces comparaisons sont effectuées en divisant le jeu de données en deux : un jeu de données pour la calibration (l'interpolation) et l'autre pour la validation. Cette méthode est idéale car la validation est totalement indépendante de la formulation du modèle. Cependant, les données sont souvent très peu nombreuses, comme dans notre cas avec uniquement 58 pluviomètres. Ainsi, la comparaison des méthodes est plutôt effectuée par validation croisée (Cooper et Istok, 1988 ; Isaaks et Srivastava, 1989; Cressie, 1993; Nalder et Ross, 1998). Cependant, que la validation soit indépendante ou croisée, elle permet l'identification des erreurs de prédiction. La validation croisée est une méthode courante pour valider la précision des techniques d'interpolation

(Seaman, 1983 ; Gyalistras, 2003 ; Tapsoba *et al.*, 2005 ; Wagner *et al.*, 2012 ; Adhikary *et al.*, 2017).

En règle générale, les différences entre les valeurs observées et prédites servent à évaluer les performances du modèle. Dans la validation croisée, les informations concernant un point échantillonné sont supprimées temporairement et sont estimées à partir des points de données restants et la différence entre la valeur réelle et celle estimée est calculée. Cette opération est répétée pour le reste des points mesurés (Davis, 1987). On peut donc contrôler statistiquement la qualité de l'estimation résultant du modèle par le biais d'un nuage de points entre les données réelles et les valeurs estimées et par l'analyse des erreurs commises. Ainsi, on peut utiliser des outils graphiques comme les nuages de points, les histogrammes, les boîtes à moustaches, des cartes, etc.

De même, différents indices numériques ont été utilisés comme le coefficient de corrélation de Pearson (r), le coefficient de détermination (r^2), le coefficient de corrélation de Spearman (r_s), l'erreur moyenne ou biais (ME), l'erreur absolue moyenne (MAE), la racine carré de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (EF), l'indice d'accord de Willmott (d), le coefficient de concordance de Lin (CC), etc.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_i^* - z_i)^2}$$

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |z_i^* - z_i|$$

$$\text{MRE}\% = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(z_i^* - z_i)}{z_i} 100$$

$$\text{CC} = \frac{2 \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})(z_i^* - \bar{z}^*) \right)}{(z^* - \bar{z})^2 + \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_i^* - \bar{z}^*)^2 \right) + \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2 \right)}$$

$$\text{EF} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (z_i - z_i^*)^2}{\sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2}$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (z_i^* - z_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|z_i^* - \bar{z}| + |z_i - \bar{z}|)^2}$$

avec z_i : valeur observée, z_i^* : valeur estimée, \bar{z} : moyenne des valeurs observées et \bar{z}^* : moyenne des valeurs estimées.

Le coefficient de corrélation de Pearson représente le degré et le sens de la relation entre les valeurs mesurées et celles estimées. Il varie de -1 à 1 qui indique respectivement une parfaite relation linéaire décroissante et croissante alors qu'une valeur nulle indique l'absence totale de relation linéaire. Le coefficient de détermination (r^2) est une mesure statistique de la proximité des données avec la droite de régression ajustée. Il est utilisé comme mesure de la qualité de l'ajustement pour comparer les différentes spécifications. Il varie de 0 à 1 (ou 100%) avec la première indiquant l'absence de relation et la seconde montrant une relation parfaite. Pour évaluer la relation même non linéaire, on utilise le coefficient de corrélation de Spearman (r_s) qui s'intéresse aux rangs des valeurs au lieu de ces valeurs elles-mêmes. Il varie aussi de -1 à 1. Les critères de qualité basés sur des mesures de corrélation telles que r , r^2 et r_s sont considérés comme sensibles aux valeurs extrêmes et insensibles aux différences additives et proportionnelles entre les observations et les prédictions basées sur la régression (Moore, 1991).

L'erreur moyenne (ME) ou biais exprime à quel point la valeur observée est systématiquement surestimée ou sous-estimée par la valeur prédite. Une valeur nulle indique l'absence de biais par contre une valeur positive indique une sous-estimation alors qu'une valeur négative indique une surestimation.

L'erreur absolue moyenne (MAE) mesure le non-biais de la prédiction. Elle est utilisée pour trouver l'ampleur moyenne des erreurs dans un ensemble de prévisions sans tenir compte de leur direction. Une valeur nulle indiquerait l'absence de biais alors qu'une valeur positive indiquerait la présence d'un biais et son importance est fonction croissante de cette valeur.

L'erreur moyenne (ME), l'erreur absolue moyenne (MAE) et la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sont les meilleures mesures globales de la performance du modèle (Willmott, 1982 ; Vicente-Serrano et *al.* 2003) car elles résument la différence moyenne dans les unités des valeurs observées et prédites. Par conséquent, la ME et MAE mesurent le biais ou erreur systématique alors que la RMSE est considérée comme une mesure fiable de la précision (Chen et Liu 2012; Johnston et *al.* 2003). La RMSE est considérée comme plus importante dans les cas où des erreurs importantes sont notamment indésirables. Elle doit être minimale.

MAE et RMSE sont toutes deux utilisées pour diagnostiquer la variation des erreurs ; la RMSE doit être supérieure ou égal au MAE. Plus la différence entre elles est grande, plus la variance des erreurs individuelles dans l'échantillon est importante. Lorsque $RMSE = MAE$, toutes les erreurs ont la même magnitude.

L'indice de Nash ou coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (EF) (Nash et Sutcliffe, 1970 ; Legates et McCabe, 1999; Borges et *al.*, 2016 ; Kumari et al, 2017) est utilisé pour qualifier la concordance entre les estimations et les valeurs observées. Il peut varier de moins l'infini à 1. Une valeur négative indique une faible compétence d'estimation, 0 signifie que les valeurs d'estimation sont aussi précises que la moyenne des données de référence (valeurs observées), tandis qu'une valeur positive signifie que les valeurs d'estimation possèdent une bonne compétence. La compétence est parfaite lorsque l'indice de Nash = 1.

L'indice d'accord de Willmott (Willmott, 1982 ; Kumari et *al.*, 2017) évalue dans quelle mesure les valeurs estimées s'approchent des valeurs observées. Il surmonte le manque de sensibilité de r^2 et de EF aux sous- et sur-estimations systématiques par le modèle (Willmott, 1984 ; Legates et McCabe, 1999). Il varie entre 0 et 1, avec 0 indiquant pas d'accord et 1 indiquant un parfait accord entre les valeurs estimées et observées.

Le coefficient de concordance de Lin (Lin, 1989 ; 2000 ; Barnhart et *al.* 2002) quantifie les écarts entre les points d'abscisse (valeurs observées) et d'ordonnée (valeurs estimées) et la droite à 45° représentant la concordance parfaite. Il varie de -1 à 1 où les valeurs de -1, 0 et 1 signifient respectivement une discordance parfaite, une concordance nulle, et une concordance parfaite.

2.6. Logiciels utilisés

Le logiciel statistique Xlstat-Pro 7.5 qui nous a bien aidé dans les calculs des paramètres de position et les paramètres de dispersion ; en plus le logiciel statistique SPSS a été utilisé pour vérifier graphiquement et numériquement la normalité. Le logiciel statistique SAS a été utilisé pour déterminer le paramètre optimal à utiliser dans la transformation de Box-Cox. Le logiciel Khronostat 1.01 a été utilisé pour l'analyse statistique des séries chronologiques et pour détecter le changement des régimes pluviométriques (développé par Jean-François Boyer à l'Institut de Recherche pour le Développement, Université de Montpellier et l'École des Mines IRD). Pour calculer les valeurs des variogrammes expérimentaux ainsi que les modèles théoriques qui leur ont été ajustés, on a utilisé le logiciel VarioWin 2.2 (Pannatier, 1996 ; Mardikis et *al.*, 2005 ; Portales et *al.*, 2010) dans le cas du OK et du RK alors qu'on a utilisé le logiciel GSLIB90 (Deutsch et Journel, 1998) pour le cas du KED. Les cartes relatives aux 3 méthodes d'interpolation géostatistique ont été produites en utilisant ArcGIS 9.2 alors que les indicateurs et les graphes de la validation croisée ont été produits avec le logiciel SPSS.

2.7. Exploitation de la base de données

Dans cette partie, et à l'aide des interfaces de calculs composant la base de données, nous avons réalisé des calculs statistiques et des représentations cartographiques pour permettre une exploitation optimale de l'information disponible et par conséquent une meilleure analyse des données contenues dans notre base de données. Nous avons résumé les principales étapes de la méthodologie de travail sur le plan suivant (fig.11).

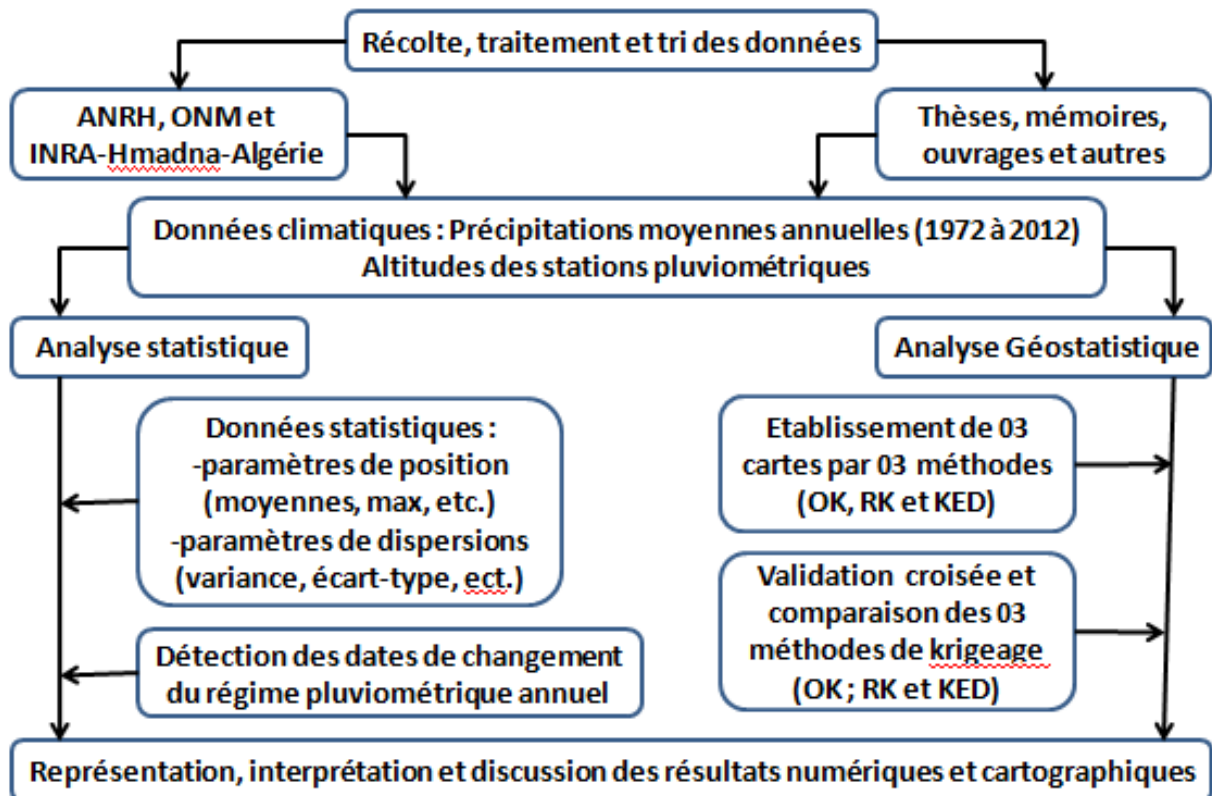


Figure 11. Principales étapes de la méthodologie de travail

**CHAP. III. ANALYSE STATISTIQUE DES
DONNEES**

CHAP. III. ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES

Dans ce chapitre nous avons traité, organisé et résumé les données des pluviométries et des altitudes de notre zone d'investigation et, en même temps montré les corrélations positives entre ces deux dernières variables après avoir étudié statistiquement les changements du régime annuel de la pluviométrie.

3.1. Analyse statistique descriptive et exploratoire des données

Les données pluviométriques recueillies sur 58 stations ont été explorées pour comprendre le schéma de leurs distributions (annexe 1). Les graphiques de la figure 12 et les statistiques descriptives classiques (Tab. 6) ont été utilisés aussi pour les décrire. L'application de la méthode de Box-Cox a donné un coefficient $\lambda = 0$, ce qui correspond à l'utilisation du logarithme comme transformation de données optimales (Annexe 3).

L'histogramme des données d'origine montre une asymétrie vers la droite (quelques stations ont des précipitations abondantes) indiquant la non-normalité de la distribution alors que celui des données ayant subi la transformation logarithmique ont une meilleure symétrie qui signifie éventuellement la normalité de la distribution. Effectivement, les précipitations ont une moyenne (395.0 mm) et une médiane (369.7 mm) nettement différentes alors que ces deux paramètres statistiques sont presque égaux (respectivement 6.0 et 5.9 mm) pour les données transformées. Plus encore, les coefficients d'asymétrie (skewness) et d'aplatissement (kurtosis) sont clairement différents de zéro pour les données d'origine (respectivement 0.8 et 0.6). Par contre, ils sont proches de zéro pour les données transformées (respectivement 0.3 et -0.3). Finalement, le test de Shapiro-Wilk confirme la non normalité des données d'origine ($p = 0.010 < 0.05$) et la normalité des données transformées ($p = 0.424 > 0.05$).

Les précipitations ont une valeur moyenne de 395mm qui est enregistrée dans presque toute la plaine du Chélif et de la Mina où l'altitude est moins de 80 m. Elles sont modérément variables avec un coefficient de variation de 22% et des valeurs minimale et maximale respectivement de 251.1 et 644.8mm. Concernant l'élévation, elle varie de 54 (correspondant à l'embouchure d'oued Chélif sur la mer Méditerranée) à 1162m (correspondant aux chaînes montagneuses de Ouarsenis où les moyennes des précipitations annuelles sont les plus élevées dans notre zone d'étude) avec une moyenne de 390.3m et un

coefficient de variation de 80%. La distribution n'est pas normale et sa transformation logarithmique suit une distribution normale.

Tableau 6 : Statistiques relatives aux précipitations moyennes annuelles (mm) et aux altitudes (m) pour les 58 stations pluviométriques pour les données d'origine et celles transformées par logarithme.

Statistiques	Min.	Max.	Moy.	Méd.	Q1	Q3	E-T	Sk	Kurt.	CV(%)	S-W
Précipitations	251.1	644.8	395.0	369.7	322.4	442.9	86.7	0.8	0.6	22.0	0.010
Ln(Précipitations)	5.5	6.5	6.0	5.9	5.8	6.1	0.2	0.3	-0.3	3.5	0.424
Altitude	54.0	1162.0	390.3	297.5	141.5	505.3	312.4	1.2	0.3	80.0	0.000
Ln(Altitude)	4.0	7.1	5.6	5.7	5.0	6.2	0.8	-0.1	-0.7	14.3	0.098

Min. : Minimum ; Max. : Maximum ; Q1 : 1^{er} quartile ; Q3 : 3^{ème} quartile ; E-T : Ecart-Type ;

Skew. : Skewness ; Kurt. : Kurtosis ; CV : Coefficient de variation ; S-W : probabilité correspondant au test de normalité de Shapiro-Wilk.

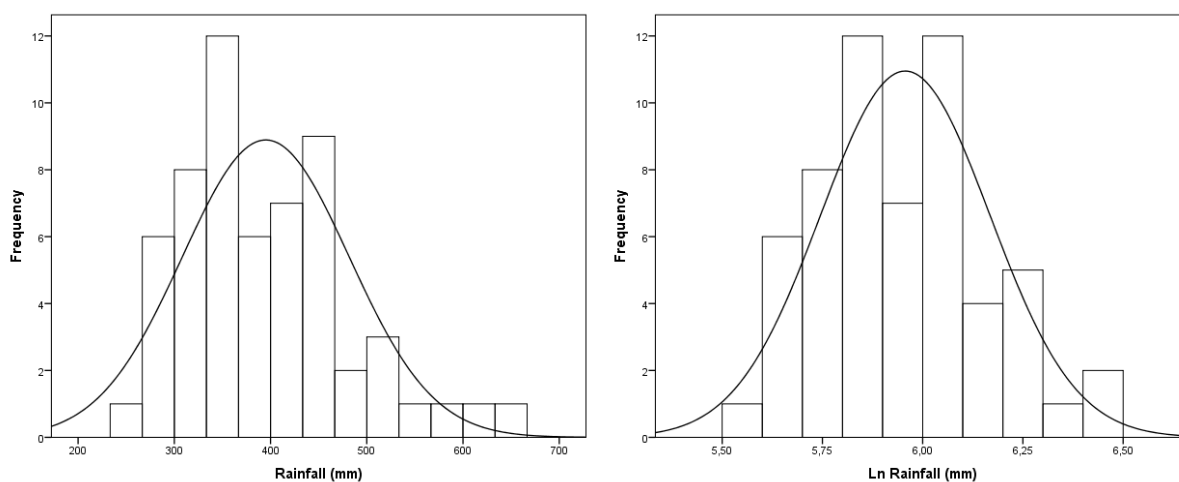


Figure 12. Histogramme des précipitations à l'échelle d'origine (gauche) et après transformation logarithmique (droite). La courbe représente l'ajustement d'une distribution normale.

3.2. Analyse des séries pluviométriques

La stationnarité ou la non stationnarité des séries pluviométriques intéresse beaucoup les utilisateurs de ces dernières dans les différentes applications (hydrologie, agronomie et gestion des ressources hydriques). La détection d'une ou plusieurs ruptures renseigne sur l'évolution pluviométrique dans la région donnée. Cette rupture peut être considérée comme

étant due à un changement des paramètres de la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisateurs successifs constituent les séries chronologiques étudiées.

Nous espérons mettre ici en évidence cette évolution par la détermination de l'année ou des années de rupture des séries pluviométriques et de savoir l'évolution annuelle qui a influence sur les cultures de la région étudiée et le renouvellement des ressources hydriques (barrage et retenus collinaires).

3.3.3. La moyenne de la pluviométrie annuelle

La figure suivante montre qu'il y a une variabilité temporelle importante des précipitations moyennes annuelles pour les 58 stations étudiées dans le Nord du bassin versant du Chéiff (1972-2012). La station 011803 qui se trouve sur le massif nord enregistre les moyennes les plus hautes par contre, la station 013504 qui se trouve dans la plaine du bas Chéiff (faible altitude) enregistre les moyennes les plus basses dans notre zone d'étude.

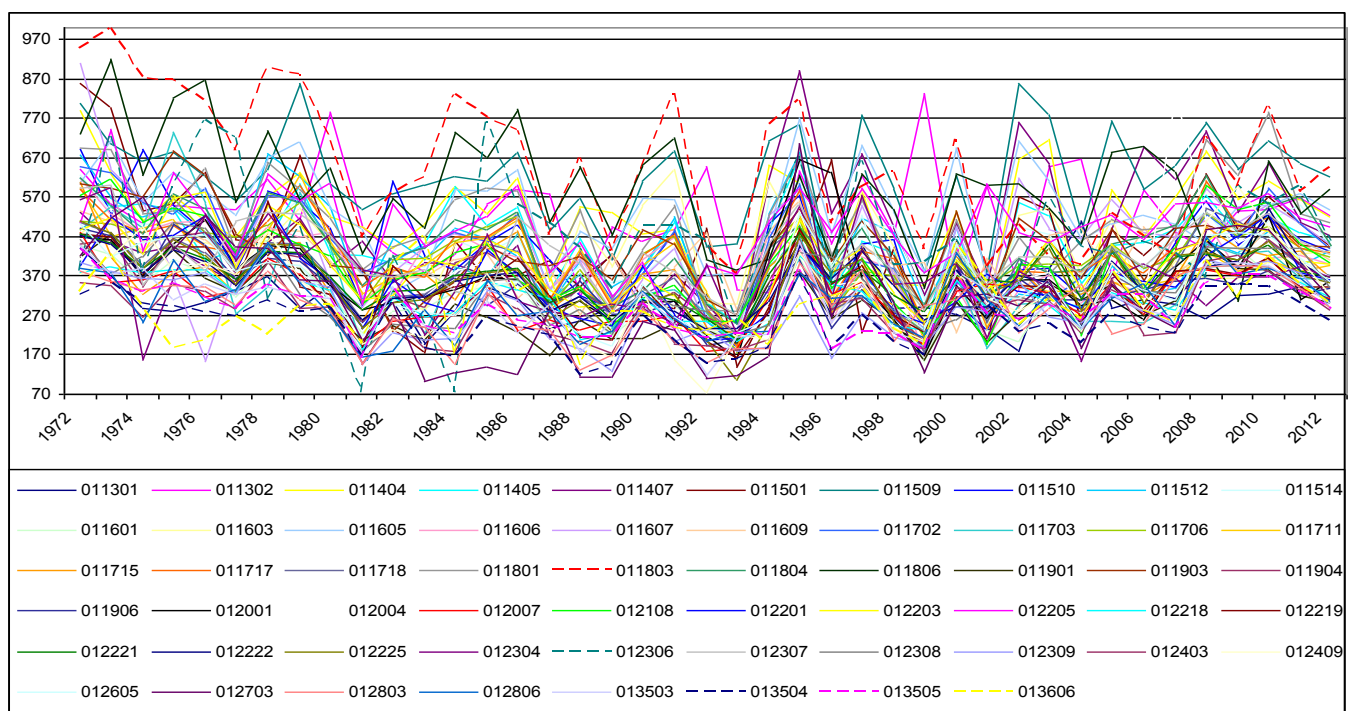


Figure 13. Variation des précipitations moyennes annuelles dans le Nord du bassin versant du Chéiff.

La figure 14 ci-dessous représente les précipitations moyennes annuelles enregistrées pour les 58 stations durant la période (1972-2012). On conclut après observation que la distribution des pluies est très marquée spatialement dans la zone d'étude où les précipitations interannuelles sont plus importantes que dans la station 011803 qui a enregistré la plus grande quantité des précipitations moyennes atteinte soit 644.81mm. Par contre, 251.09mm représente la plus petite quantité enregistrée au niveau de la station 013504 qui se trouve dans la plaine du Bas Chélif.

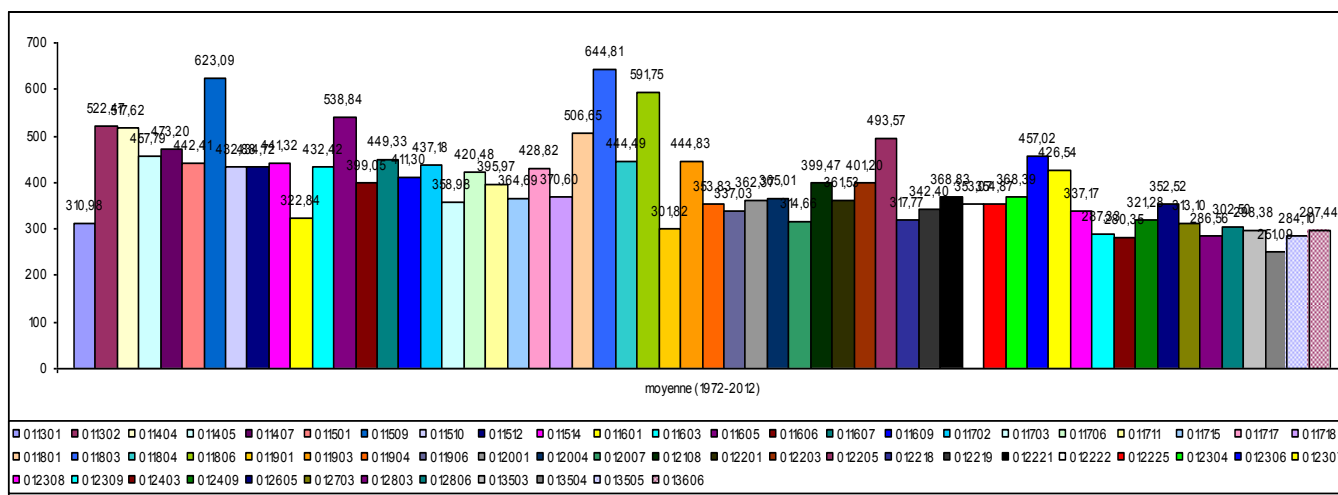


Figure 14. Graphe des précipitations moyennes annuelles enregistrées pour les 16 stations pluviométriques.

3.3.4. Détection des changements du régime pluviométrique annuel

A l'aide de logiciel Khrnostat 1.01, on a choisi le test statistique d'Hubert qui détermine les dates de changement des régimes pluviométriques avec la moyenne et écart-type pour chaque période. L'annexe 05 présente les résultats du test statistique d'Hubert pour les 58 stations. Par contre, le tableau ci-dessous montre les résultats du test d'Hubert en fonction du nombre des ruptures des changements du régime pluviométrique et le nombre des stations qui dépassent une différence de changement plus ou moins de 50%. Il montre une stationnarité du régime pluviométrique pour 14 stations ; 19 stations sont caractérisées par deux régimes pluviométriques ; 24 stations ont enregistré trois régimes pluviométriques et 15 stations avec cinq régimes pluviométriques. Parmi ces changements de régime, le test d'Hubert montre que 08 stations ont enregistré des changements de régime qui dépasse les 50% de la période précédente comme par exemple la station 012803. Par contre, les stations 012605 et 012703 ont enregistré une différence de moins de 50% par rapport à la moyenne annuelle précédente.

Tableau 07. Résultats du test statistique d'Hubert

Station caractérisée par un régime stationnaire	Station caractérisée par une seule rupture	Station caractérisée par deux ruptures	Station caractérisée par quatre ruptures	Station ayant enregistré une rupture de différence plus de +50%	Station ayant enregistré une rupture de différence plus de -50%
1; 2; 3; 4; 7; 10; 12; 13; 32; 38; 45; 55; 56; 58	5; 6; 8; 9; 14; 15; 16; 18; 19; 20; 21; 22; 25; 27; 29; 31; 40; 44; 46	11; 17; 23; 24; 26; 28; 30; 33; 34; 35; 36; 37; 39; 41; 42; 43; 47; 48; 49; 50; 51; 53; 54; 57;	52	33 35 48 49 50 51 52 53	51 52

La figure ci-dessous montre que les massifs Nord et Sud de la zone d'étude ont été caractérisés par un régime pluviométrique stationnaire durant la période de 1972 à 2012 avec un pourcentage de 25% des stations étudiées. Les stations qui se trouvent proches des montagnes ont connu deux régimes pluviométriques avec un pourcentage de 33% ensuite les stations qui sont dans les plaines du Chélib sont caractérisées par trois régimes pluviométriques dépassant une différence de 50% de la moyenne du début de changement.

La station qui représente la plaine de la Mina est caractérisée par cinq régimes pluviométriques avec des pluviométries moyennes faibles par rapport aux autres stations. Parmi les analyses statistiques et le test d'Hubert, on a constaté que les stations de la région Ouest à faible altitude sont caractérisées par des pluviométries moyennes faibles (<300 mm) et un régime très variable. Par contre, les stations qui sont localisées en haute altitude soit au Nord ou au Sud sont caractérisées par un régime pluviométrique annuel stationnaire et des fortes pluviométries moyennes annuelles. En même temps les facteurs topographiques et le couvert végétal restent plus limitant que le facteur de distance à la mer.

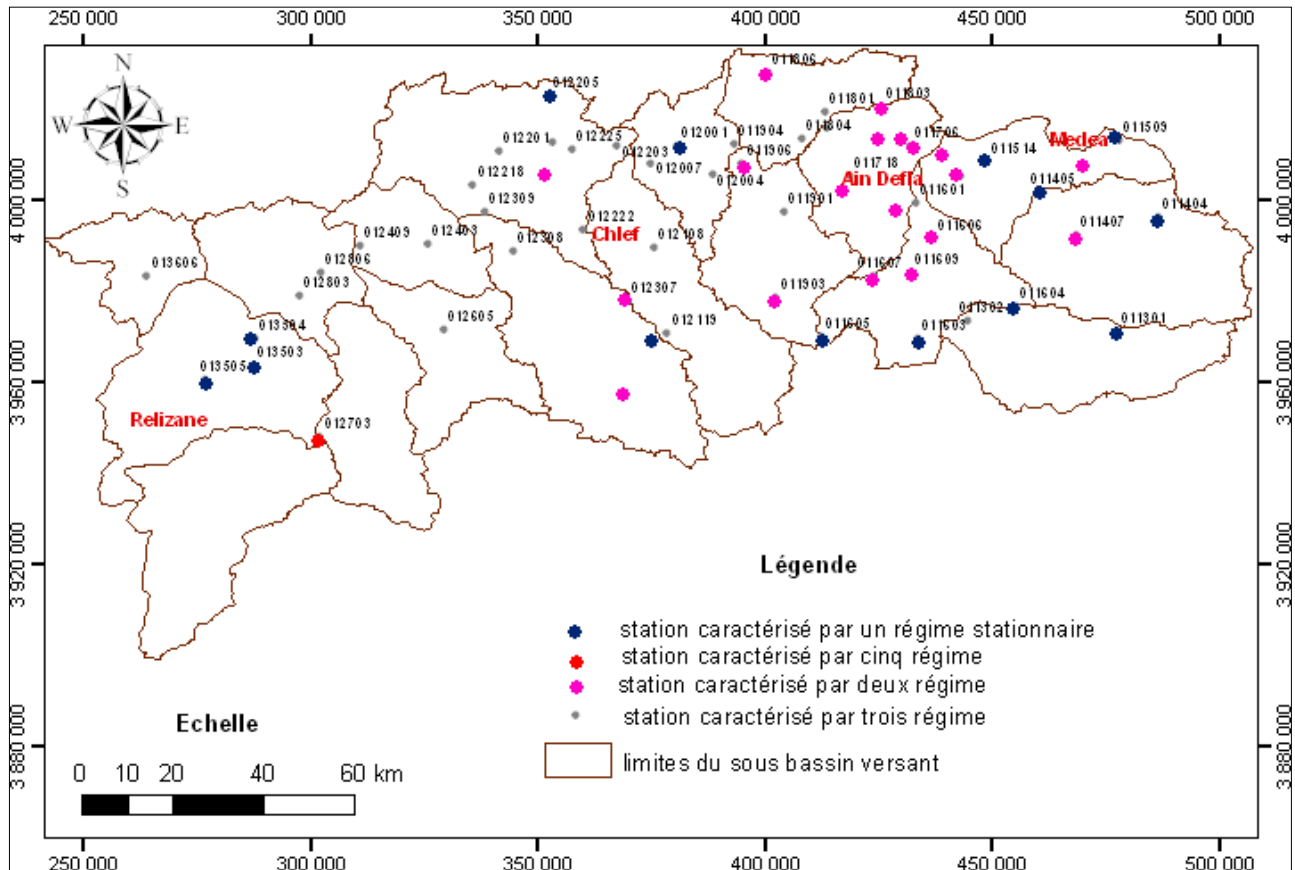


Figure 15. Représentation de la variabilité annuelle du régime pluviométrique dans le Nord du bassin versant du Chéouli

3.4. Conclusion de la première partie

Après la présentation du milieu physique au premier chapitre, nous avons entamé dans le second chapitre l'analyse statistique descriptive des séries chronologiques de 58 stations. Les résultats ont confirmé que le Nord du bassin versant du Chéouli est caractérisé par des pluies moyennes interannuelles irrégulières surtout dans les stations qui sont localisées dans les trois plaines du Haut, Moyen et Bas Chéouli. Le test d'Hubert a montré que la fin des années soixante-dix et la fin des années quatre-vingt ont connu des changements du régime pluviométrique et à l'aide de la cartographie on a conclu que les stations qui sont localisées dans les massifs Nord et Sud sont caractérisées par un régime pluviométrique annuel stationnaire. Les stations proches des chaînes montagneuses sont caractérisées par deux régimes pluviométriques et les autres stations localisées dans les plaines sont caractérisées par trois régimes. La station 012703 qui se trouve dans la plaine de la Mina est caractérisée par cinq régimes et a connu une moyenne interannuelle très irrégulière et plus faible que la moyenne globale.

DEUXIEME PARTIE

CARTOGRAPHIE DE LA PLUVIOMETRIE MOYENNE ANNUELLE

**CHAP. IV. ANALYSE GEOSTATISTIQUE DE LA PLUVIOMETRIE
MOYENNE ANNUELLE**

**CHAP. V. COMPARAISON STATISTIQUE DE TROIS METHODES
GEOSTATISTIQUES**

CHAP. IV. ANALYSE GEOSTATISTIQUE
DE LA PLUVIOMETRIE MOYENNE
ANNUELLE

CHAP. IV. ANALYSE GEOSTATISTIQUE DE LA PLUVIOMETRIE MOYENNE ANNUELLE

Dès lors qu'on se retrouve face à une cartographie d'un phénomène naturel de variabilité irrégulière (pluviométrie) à une échelle régionale et lié avec autre variable stable, comme par exemple l'altitude (annexe 4), l'analyse de la structure spatiale de ce phénomène et la connaissance de la précision de son estimation deviennent indispensables.

La géostatistique qui fournit des outils statistiques pour décrire la structure spatiale d'une variable dans l'espace géographique est appliquée pour l'estimation spatiale de la pluviométrie. Elle est fondée sur l'application de la théorie des variables régionalisées (Matheron, 1965) et s'applique à toute variable se déployant dans l'espace présentant un caractère bien structuré.

Les objectifs visés par ce chapitre sont doubles :

- Analyser la relation entre la pluviométrie moyenne annuelle et les altitudes de 58 stations choisis pour représenter le bassin versant Nord du Chéelif.
- Analyser la variabilité spatiale de la pluviométrie moyenne annuelle et procéder à sa cartographie par la mise en œuvre d'outils géostatistiques appliqués sur trois méthodes.

4.1. Analyse statistique de la relation entre la pluviométrie et l'altitude

En utilisant Arc-GIS, on a calculé la superficie relative de couverture des différentes classes d'élévation (tab. 8). En comparant ces pourcentages à ceux relatifs aux 58 stations météorologiques, on remarque que les faibles élévations sont plus représentées que les fortes élévations : 67.3% de stations ont des élévations inférieures à 400 m, 17.2% ont des élévations comprises entre 400 et 800 m et 15.5% de stations ont des élévations supérieures à 800m alors que ces pourcentages dans toute la zone d'étude sont respectivement de 40.5%, 39.2% et 20.3%. Ceci est un inconvénient dans une région où 59.5% du terrain est situé à plus de 400 m (tab. 8 et fig. 1. Chap.1). Il est donc clair qu'il y a une sur-représentation des faibles élévations et une sous-représentation des fortes élévations.

Tableau 8. Classes d'élévations des stations météorologiques de l'ensemble de la zone d'étude.

Elévation (m)	Stations pluviométriques		
	Fréquence absolue	Fréquence relative (%)	Superficie relative de couverture de données (%)
< 100	9	15.5	8.2
100 – 200	9	15.5	7.5
200 – 400	21	36.3	24.8
400 – 800	10	17.2	39.2
> 800	9	15.5	20.3
Total	58	100	100

4.2. Relation précipitations - élévations

La force de la relation linéaire entre les précipitations et les élévations a été analysée en utilisant le diagramme de dispersion (fig. 16) ainsi que la droite de régression et les coefficients de corrélation linéaire de Pearson (r) et de rang de Spearman (r_s) (tab. 9). En général, il y a une bonne relation entre les précipitations et les élévations (fig. 16) avec deux plages bien distinctes correspondant d'une part aux basses et moyennes altitudes et d'autre part aux hautes altitudes. Les équations de régression sont les suivantes :

$$\text{Précipitations} = 318.052 + 0.197 * \text{Elévation}$$

$$\text{Ln(Précipitations)} = 5.773 + 0.0005 * \text{Elévation}$$

La relation précipitations-élévations est forte et positive comme il est indiqué par les coefficients de corrélation de Pearson (respectivement 0.71 et 0.70 pour les données d'origine et les données transformées). La forte valeur du coefficient de corrélation de rang de Spearman (0.69) montre qu'il y a une bonne concordance entre les rangs des précipitations et ceux des élévations. En général, les faibles précipitations correspondent aux basses altitudes et les fortes précipitations aux hautes altitudes avec quelques exceptions comme pour les stations 1, 28 et 52. Le coefficient de détermination (r^2) est autour de 0.5 indiquant qu'avec la prise en compte de l'élévation comme la seule source d'information auxiliaire, on peut expliquer la moitié de la variation des précipitations. Il semble alors raisonnable de prendre en compte l'information exhaustive sur l'altitude incluse comme variable aléatoire dans la cartographie des précipitations. Tous les coefficients de corrélation ainsi que les coefficients de régression sont significatifs au seuil de 0.1%.

Tableau 09 : Coefficients des droites de régression et de corrélation reliant les précipitations moyennes annuelles (mm) aux altitudes (m) pour les 58 stations pluviométriques pour les données d'origine et celles transformées par logarithme.

	Intercepter	Pente	r	r ²	rs
Pluviométrie	318.052	0.1970	0.71	0.51	0.69
Ln (pluviométrie)	5.773	0.0005	0.70	0.48	0.69

La relation entre les précipitations et les élévations peut être aussi évaluée dans l'espace (chap.01, fig.01). Ainsi, on voit clairement la relation nette entre les précipitations et les élévations. Les plaines (exemple des stations 48, 49, 53, 55, 56 et 57) enregistrent les plus faibles précipitations alors que les précipitations abondantes se retrouvent dans les hautes altitudes (exemple des stations 2, 3, 7, 13, 25 et 27). On peut s'attendre aussi à l'influence maritime de la mer Méditerranée conjuguée à l'effet de l'élévation : l'exemple typique est la station 25 qui, même si elle n'a pas la plus haute altitude (850 m comparée à 1162 m), elle a la plus forte pluviométrie (645 mm).

De plus, il y a un gradient croissant très clair dans les précipitations allant de l'Ouest vers l'Est et aussi du Centre de la zone d'étude vers les extrémités Nord et Sud. Ce gradient suit généralement le pattern des élévations, avec l'exception de la station 01 qui a une pluviométrie anormalement trop faible (311mm pour une élévation de 656m) par rapport à son voisinage et aussi par rapport à ce gradient. Les stations 15 et 16 ont à peu près la même altitude (respectivement 650 et 637m) mais des précipitations beaucoup plus importantes (respectivement 449 et 411mm). Ceci pourrait être expliqué par le fait que, d'une part, les observateurs ne prennent en considération que les précipitations sous forme de pluie et ignorent celles sous forme de neige qui est assez importante et, d'autre part, la station 01 se trouve du côté Sud du haut plateau de Ksar El Boukhari contenant les stations numéros 02 et 12 (ayant respectivement une élévation de 1085 m et 1074 m) alors que les stations 15 et 16 se trouvent du côté Nord. Par conséquent, la région de Ksar El Boukhari jouerait le rôle d'une barrière naturelle entre les hauts plateaux au Sud et la plaine du Chélif amont au Nord.

La station numéro 24 a une élévation faible (280 m) alors que sa pluviométrie est parmi les plus fortes (la 7^{ème} avec 507 mm), car elle est située dans le piedmont Ouest du Djebel Zaccar et dans l'amont du bassin versant d'Oued Ebda qui est caractérisé par une forte densité du couvert végétal. Le Djebel Zaccar joue le phénomène du foehn.

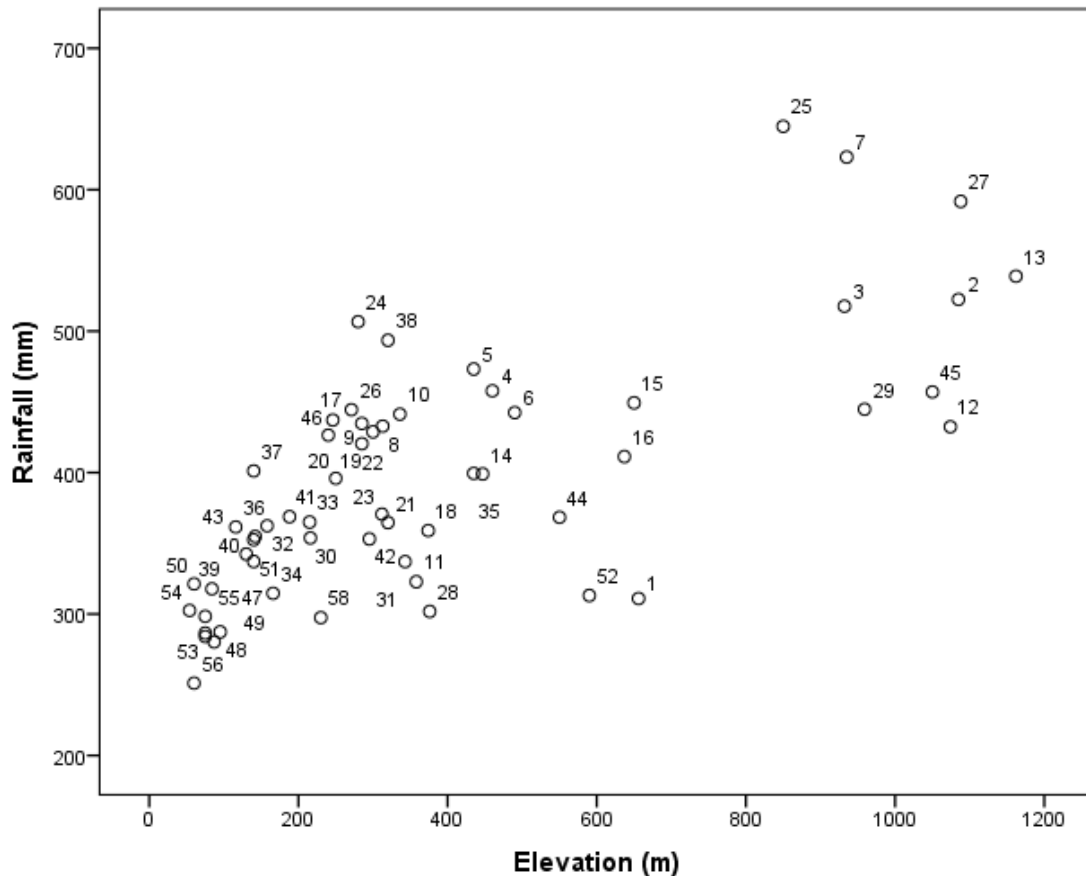


Figure 16. Diagramme de dispersion représentant la relation entre les précipitations et les élévations. Les nombres indiquent le numéro des stations pluviométriques.

4.3. Analyse structurale des données

Les modèles de variogrammes ajustés à la pluviométrie moyenne annuelle ainsi que leurs paramètres sont repris dans le tableau 10 et la figure 17.

Pour OK et KED, le variogramme a été ajusté à l'aide d'un modèle exponentiel avec un effet pépité de 150mm², un palier partiel de 6600 mm² conduisant à un effet pépité relatif de 2,2% et une portée de 50,8km. Concernant RK, un modèle sphérique a été ajusté au variogramme avec un effet pépité de 1500mm², un palier de 6200mm² donnant un effet pépité relatif de 24,2% et une portée de 69,3km.

Tableau 10. Modèle et paramètres des variogrammes théoriques ajustés à la pluviométrie moyenne annuelle.

Type de krigeage	Modèle	Effet pépité (mm ²)	Portée (km)	Palier partiel (mm ²)	Effet pépité relatif (%)
OK et KED	Exponentiel	150	50,8	6600	2,2
RK	Sphérique	1500	69,3	4700	24,2

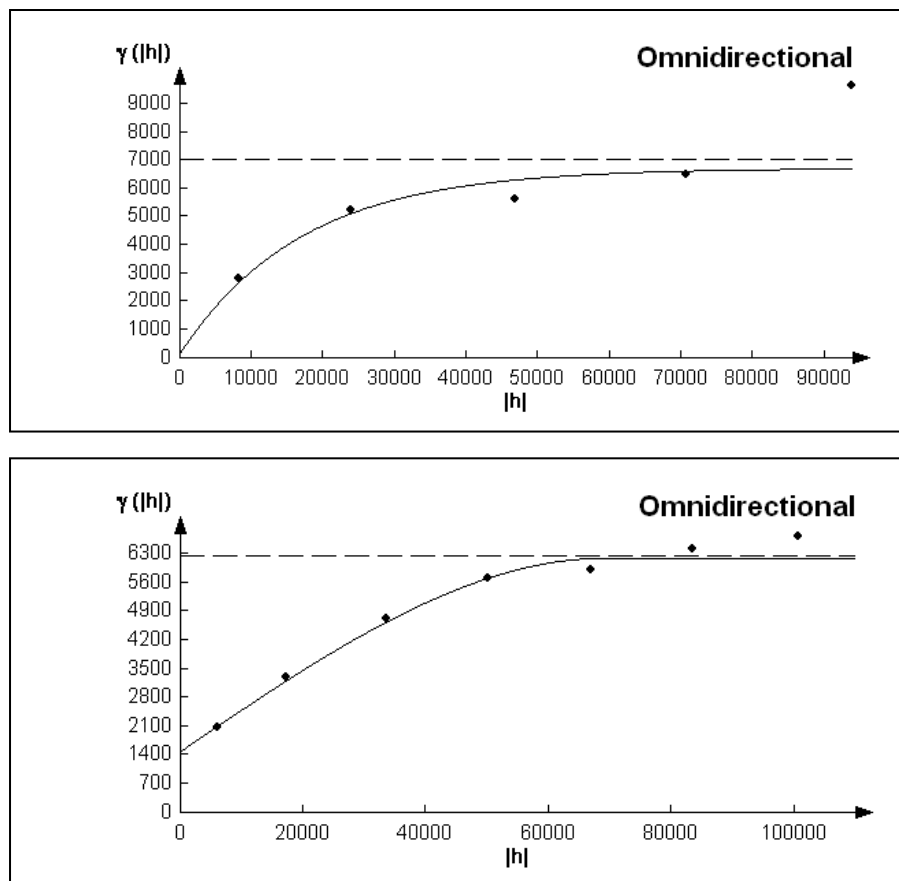


Figure 17. Variogrammes expérimental (points) et théorique ajusté (ligne) pour la pluviométrie moyenne annuelle par OK et KED (haut) et RK (bas).

4.4. Cartographie des précipitations

Différents paramètres statistiques descriptifs des précipitations mesurées ainsi que celles prédites par les 3 méthodes d'interpolation géostatistique sont repris dans le tableau 11. Une des caractéristiques des méthodes géostatistiques est le lissage dans le sens où les valeurs prédites sont moins variables que les valeurs mesurées, autrement dit, les valeurs minimales prédites sont plus grandes que celles mesurées alors que les valeurs maximales prédites sont plus petites que celles mesurées. Ce phénomène de lissage est moindre pour KED suivi de OK alors qu'il est le plus accentué pour RK qui a 298.7mm et 565.8mm comme valeurs minimale et maximale par comparaison à 251.1mm et 644.8mm pour les valeurs mesurées. Ce phénomène est confirmé par les écart-types, en particulier par la réduction des variances d'estimation par rapport à la variance des données mesurées de 55.2, 50.5 et 35.2% respectivement pour RK, OK et KED et aussi par le coefficient de variation qui est minimal pour RK (14.8%) suivi par OK (15.7%) et KED (17.6%) par comparaison à celui des valeurs mesurées (22%).

Tableau 11 : Statistiques relatives aux précipitations moyennes annuelles (mm) mesurées et celles prédites par les 3 méthodes géostatistiques (OK, RK et KED) pour les 58 stations pluviométriques.

Statistiques	Min.	Max.	Moy.	Méd.	C5	C25	C75	C95	E-T	Skew.	Kurt.	CV
Mesurée	251.1	644.8	395.0	369.7	283.9	322.4	442.9	593.3	86.7	0.85	0.63	22.0
OK	271.0	532.7	389.0	383.5	291.5	345.2	435.1	482.0	61.0	0.00	-0.75	15.7
RK	298.7	565.8	393.1	395.6	301.5	346.5	426.7	497.4	58.0	0.39	0.39	14.8
KED	274.6	587.1	396.9	393.6	297.2	341.3	440.4	536.9	69.8	0.46	-0.08	17.6

C5 : 5^{ème} centile ; C25 : 25^{ème} centile ou 1^{er} quartile; C75 : 75^{ème} centile ou 3^{ème} quartile ; C95 : 95^{ème} centile; E-T : Ecart-Type ; Skew. : Skewness ; Kurt. : Kurtosis ; CV : Coefficient de variation.

La figure 18 montre les cartes obtenues par les 3 méthodes d'interpolation géostatistique (OK, RK et KED) aux nœuds d'une grille de 4 x 4 km soit 16 km² avec un voisinage défini par 10 comme nombre de voisins et 18540m comme rayon de voisinage. Les trois cartes montrent les différences fondamentales entre les 3 approches.

OK utilise uniquement des données primaires (valeurs des précipitations). Elle peut donc être considérée comme une référence pour évaluer le gain réel de la prise en compte des données d'élévation. Les estimations des précipitations par OK (fig. 18 haut) montrent des profils zonaux assez lisses avec des précipitations minimales à basse altitude dans les plaines à l'Ouest et au Centre de la zone d'étude du côté Est et des précipitations croissantes allant du Centre vers les extrémités Nord et Sud, toujours pour la partie Est de la zone d'étude, suivant généralement le pattern de l'élévation qu'on avait noté auparavant pour les valeurs mesurées (chap.01, fig.01) quoique l'élévation aux points d'estimation du krigeage n'a pas été prise en compte avec cette méthode. Ceci est le résultat de la relation physique entre les précipitations et les élévations. On note aussi l'influence marquée de la pluviométrie anormalement faible de la station numéro 01 (Sud-Est de la zone d'étude) sur les estimations de la pluviométrie de son voisinage.

RK déduit la valeur des précipitations directement de l'orographie par le biais d'une corrélation linéaire globale entre les données primaires et l'élévation pour la détermination de la tendance générale suivie de l'interpolation locale des résidus. Un motif lisse a été observé pour RK (fig. 18. milieu) assez similaire mais nettement plus clair que celui observé pour OK (fig. 18. haut) avec quelques différences importantes. Ainsi, dans la partie Ouest, on a nettement plus de détails sur les valeurs de la pluviométrie pour RK alors que ces valeurs sont

nettement plus lissées et sommaires pour OK. Le phénomène inverse est notée pour la partie centrale du côté Est de la zone d'étude ainsi qu'au Sud-Est autour de la station numéro 01 qui a enregistré une pluviométrie anormalement faible. Dans la partie Ouest (stations 49 à 58), les précipitations sont très uniformes (minimum : 251.1mm, maximum : 352.5mm et CV = 9.1%). Comme OK utilise uniquement les précipitations, la carte paraît lisse. Par contre, comme RK utilise aussi l'élévation qui n'est pas du tout uniforme (minimum : 54m, maximum : 590m et CV = 114.4%), la carte est plus nuancée. Du côté Est (stations 01 à 07 et 12), les précipitations sont deux fois plus variables qu'à l'Ouest (minimum : 311.0mm, maximum : 623.1mm et CV = 18.9%) à cause principalement de la valeur anormalement faible de la station 01 (311mm). De ce fait, la carte OK est plus contrastée que du côté Ouest. Par opposition, l'intégration de l'élévation dans RK a adouci l'influence de la valeur anormale de la station 01, surtout que l'élévation est nettement plus uniforme (minimum : 435m, maximum : 1085m et CV = 36.8%) par comparaison à la partie Ouest. Dans l'ensemble, les estimations du RK étaient un peu plus élevées que celles du OK (tabl. 11), avec, respectivement pour RK et OK des valeurs moyennes de 393.1 et 389mm et des valeurs médianes de 395.6 et 383.5mm. La même remarque est valable pour les valeurs minimales et maximales et les différents centiles. Bien que RK prenne en compte l'altitude, il intègre un effet régional moyen de l'altitude dans une interpolation par krigeage des données des précipitations dans le voisinage de la recherche.

KED incorpore le point d'altitude dans le calcul de l'estimation, comme le fait RK ; cependant, KED prend en compte les variations locales d'élévation alors que RK considère un modèle unique global. De ce fait, on remarque qu'il y a une très grande similarité dans les patterns des cartes des précipitations pour KED (fig.18, bas) et OK (fig.18, haut), contrairement à RK (fig.18, milieu). Ceci est dû principalement à l'utilisation du même variogramme (expérimental et modèle théorique ajusté) des données pluviométriques initiales (Hengl et al., 2004). Ainsi, la carte pour KED est nettement moins lisse mais plutôt beaucoup plus brisée, assez complexe visuellement et contient beaucoup plus de détails que la carte pour OK à cause de la multitude des modèles locaux reliant les précipitations aux élévations et donc une correspondance plus étroite entre les précipitations en un point et les facteurs orographiques locaux. De même, l'influence de la pluviométrie anormalement faible de la station 01 est relativement atténuée. Dans le voisinage de cette station, la pluviométrie obtenue par KED est supérieure à 300mm alors qu'on trouve des valeurs comprises entre 254 et 300mm pour OK. Finalement, la comparaison des cartes pour RK et KED montre que les

zones ayant des pluviométries supérieures à 500mm sont nettement beaucoup plus réduites pour RK et n'apparaissent plus que dans la partie centrale Sud alors que pour KED on les retrouve, en plus de cette partie, dans d'autres parties comme à l'Est de cette partie centrale Sud ainsi qu'au Nord et surtout au Nord Centre et Est. Ceci est la conséquence de la nature de la tendance pluviométrie-élévation qui est globale et crée un lissage accentué pour RK alors qu'elle est locale et garde les détails pour KED.

Les courbes de niveau des précipitations ont l'aspect des courbes du MNT dans les régions à très faible densité de station (exemple des zones aux alentours des stations numéros 01, 52 et 58) et dans les régions où les précipitations et l'altitude sont peu corrélées (exemple de la zone des stations 50 et 53 à 57 avec $r=0.10$). Dans ces régions, le modèle KED permet la domination de la dérive externe (élévation). Dans les régions sous échantillonnées, l'organisation spatiale des valeurs des pluies reflète à des degrés divers celle de la topographie (Tapsoba et *al.* 2005) et les cartes KED sont similaires à celles du OK. Rossiter (2005 et 2007) confirme ce résultat en mentionnant que, si les variables principales et auxiliaires sont peu corrélées, l'estimation de KED ressemble à la dérive.

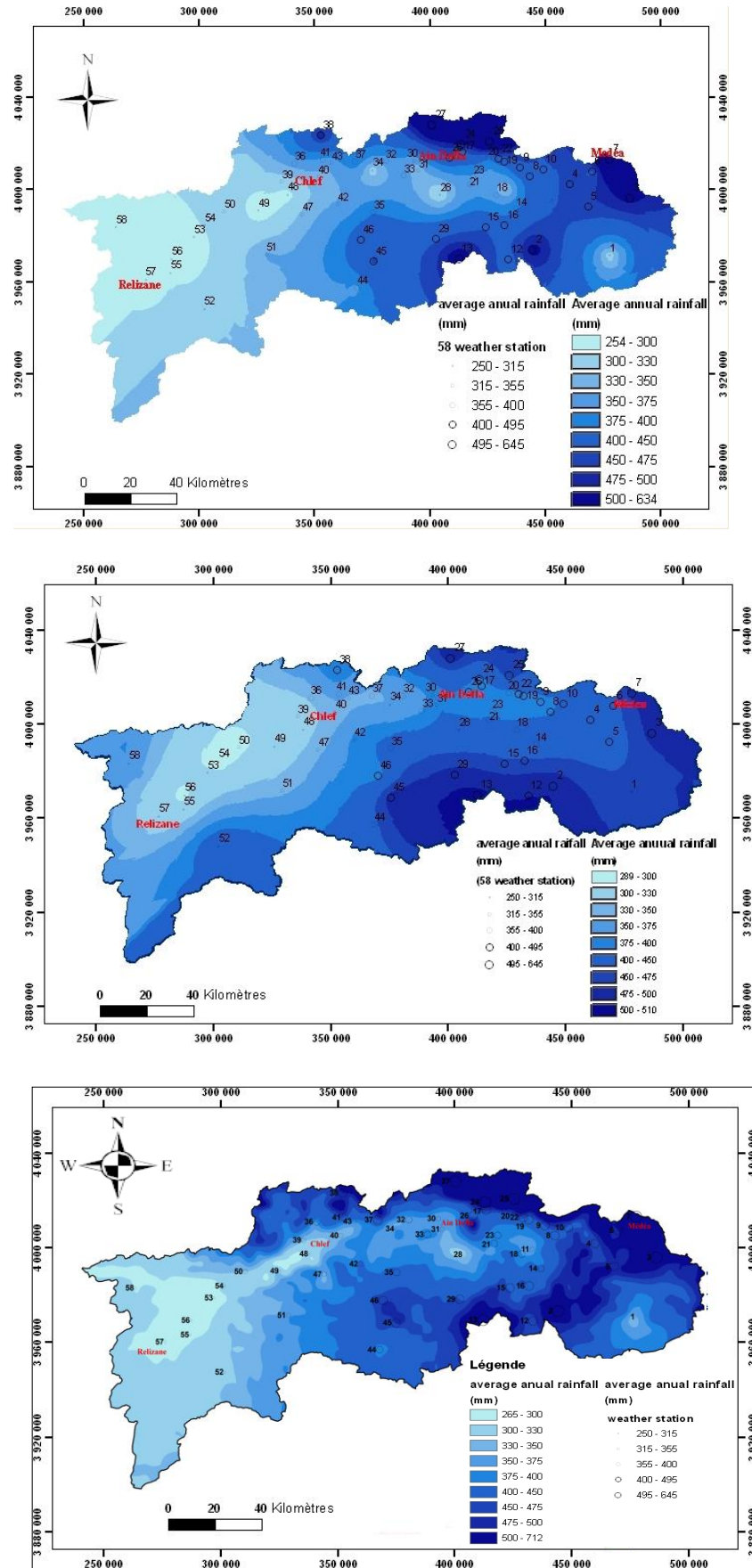


Figure 18. Cartes des précipitations moyennes annuelles estimées par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas).

**CHAP. V. COMPARAISON STATISTIQUE
DE TROIS METHODES GEOSTATISTIQUES**

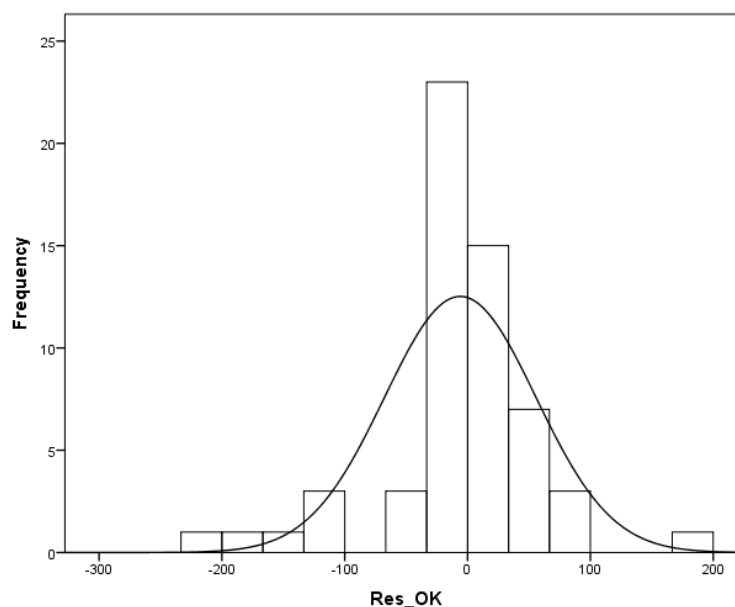
CHAP. V. COMPARAISON STATISTIQUE DE TROIS METHODES GEOSTATISTIQUES

Après la cartographie de la pluviométrie moyenne annuelle par trois méthodes de krigeage, nous avons procédé à une comparaison méthodologique basée sur les résultats de la validation croisée entre les données estimées et les données originales.

5.1. Qualité des modèles

Pour approfondir l'analyse quantitative des méthodes d'interpolation géostatistique, les indicateurs de performance de la validation croisée sont repris aux figures 19 à 22 et au tableau 12.

Les erreurs des 3 méthodes sont réparties symétriquement avec un seul pic autour de zéro (fig. 19). La distribution normale des erreurs de la validation croisée indiquerait un bon modèle prédictif pour le krigeage (Isaaks et Srivastava, 1989). Les résultats de la figure 19 impliquent donc que les modèles de variogramme sont relativement précis pour les 3 méthodes de krigeage. On note aussi l'impact de la valeur anormalement faible de la pluviométrie de la station numéro 01 qui a été nettement surestimée par OK et KED, ce qui a entraîné la production de la barre correspondant à 200mm.



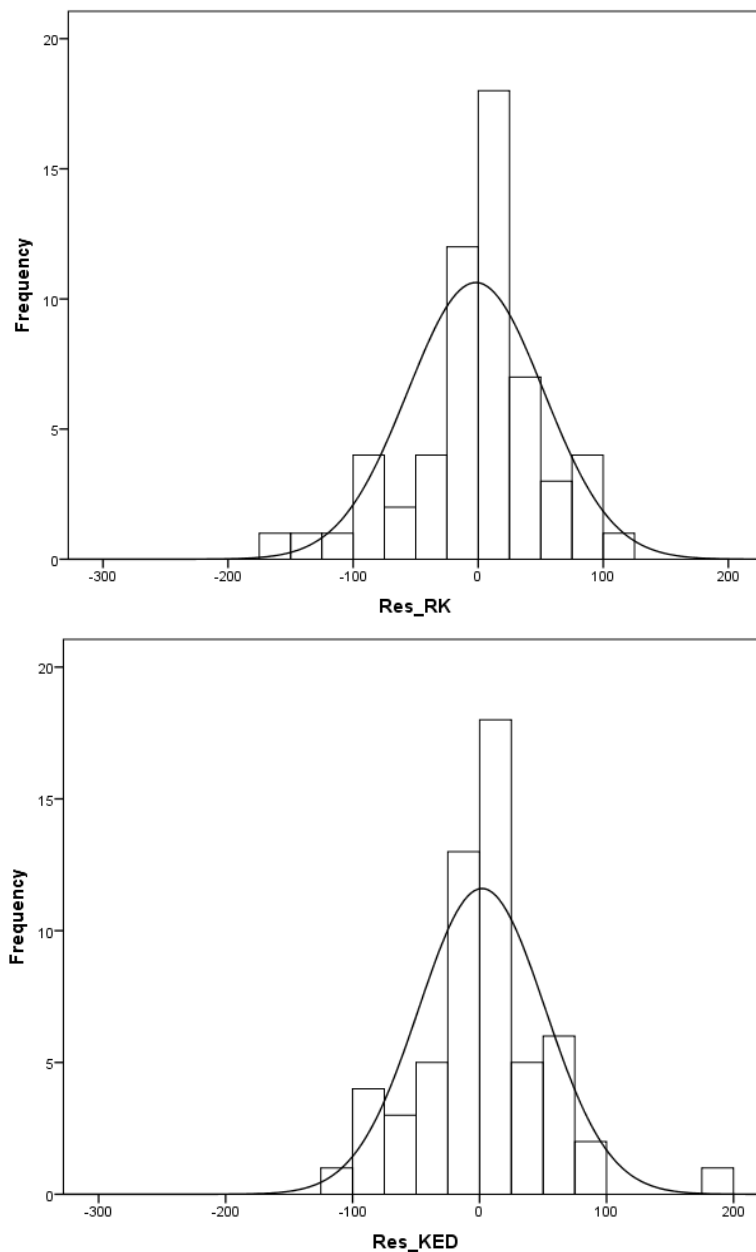


Figure 19. Histogrammes des erreurs de prédiction des précipitations par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas).

5.2. Résultats de la comparaison

Les diagrammes de dispersion des valeurs prédites en fonction des valeurs mesurées des précipitations (fig. 20) et les boîtes à moustaches des erreurs de prédictions des précipitations (fig. 21) montrent que, généralement, les 3 méthodes de krigeage ont correctement prédit les précipitations pour les 58 stations. La parfaite correspondance entre les valeurs prédites et celles mesurées est représentée par la 1^{ère} bissectrice (ligne droite de 45°) sur la figure 20 et la ligne horizontale correspondant à 0 sur la figure 21. Cependant, le degré de sous-estimation (numéros au-dessous de la ligne droite de la figure 20 ou au-dessous de la ligne 0 de la figure

21) ou de surestimation (numéros au-dessus de la ligne droite de la figure 20 ou au-dessus de la ligne 0 de la figure 21) a varié selon la méthode. Ainsi, la plus grande surestimation a été enregistrée pour la station numéro 01, une station bien isolée et pour laquelle on a enregistré une pluviométrie anormalement trop faible par rapport à son voisinage. Pour OK et KED avec respectivement 177.6 et 179.4mm, cela représente 57.1 et 57.7% par rapport à la valeur mesurée (311mm), alors que cette surestimation est nettement plus réduite pour RK (121mm enregistrée dans la station 28 ayant une élévation moyenne de 376m, ce qui représente 38.9% par rapport à la valeur mesurée).

Par contre, OK a donné le plus grand nombre de stations (6) ayant enregistré les plus fortes sous-estimations (dépassant 100mm) : ce sont par ordre décroissant les stations 25, 7, 27, 38, 13 et 02 avec respectivement 201.7, 172.5, 142.8, 130.5, 105 et 101.8mm, ce qui représente 31.3, 27.7, 24.1, 26.4, 19.5 et 19.5% par rapport aux valeurs mesurées. Toutes ces stations, excepté la station 38, ont les élévations les plus fortes (classées de la 1^{ère} à la 9^{ème}) (chap.1. fig1 et fig. 22). La station 38, même si elle a une élévation moyenne (320m, classée la 26^{ème}), a connu la 4^{ème} plus forte sous-estimation des précipitations ; ceci pourrait être due à la non prise en compte de l'effet de sa proximité de la mer Méditerranée (cette station est la plus proche de la côte, avec une distance à vol d'oiseau de 19km) et de l'effet du couvert végétal (forte densité représentée par la forêt de Bessa-Chlef). RK a donné les plus fortes sous-estimations pour 3 des 6 stations précédentes : 27, 07 et 38 avec respectivement 156.7, 136.1 et 112.2mm ce qui représente 26.5, 21.8 et 22.7% par rapport aux valeurs mesurées alors que le minimum de fortes sous-estimations a été enregistré pour KED pour les stations 25 et 38 soit 102.8 et 100mm représentant 15.9 et 20.3%.

En comparant les 3 méthodes, on remarque la réduction très nette, d'une part, de la surestimation des précipitations de la station numéro 01 qui était de 177.6 et 179.4mm respectivement pour OK et KED et qui a été réduite de presque de moitié (94.4mm) pour RK et, d'autre part, de la sous-estimation des précipitations de la station 25 qui était la plus forte avec OK (201.7mm) puis elle a été réduite de moitié pour KED (102.8mm) alors qu'elle n'est plus que de 79mm pour RK. Il ressort de ces résultats que le KED est le meilleur interpolateur que ça soit selon le nombre limité de fortes sous-estimations (2) ou surestimations (1) ou de l'importance relative de cette forte sous-estimation (20.3%) ou surestimation (57.7%) suivi du RK (3 sous-estimations avec la plus forte représentant 26.5% de la valeur mesurée) et enfin le OK (6 sous-estimations avec la plus forte représentant 31.3% de la valeur mesurée et une surestimation de 57.1%).

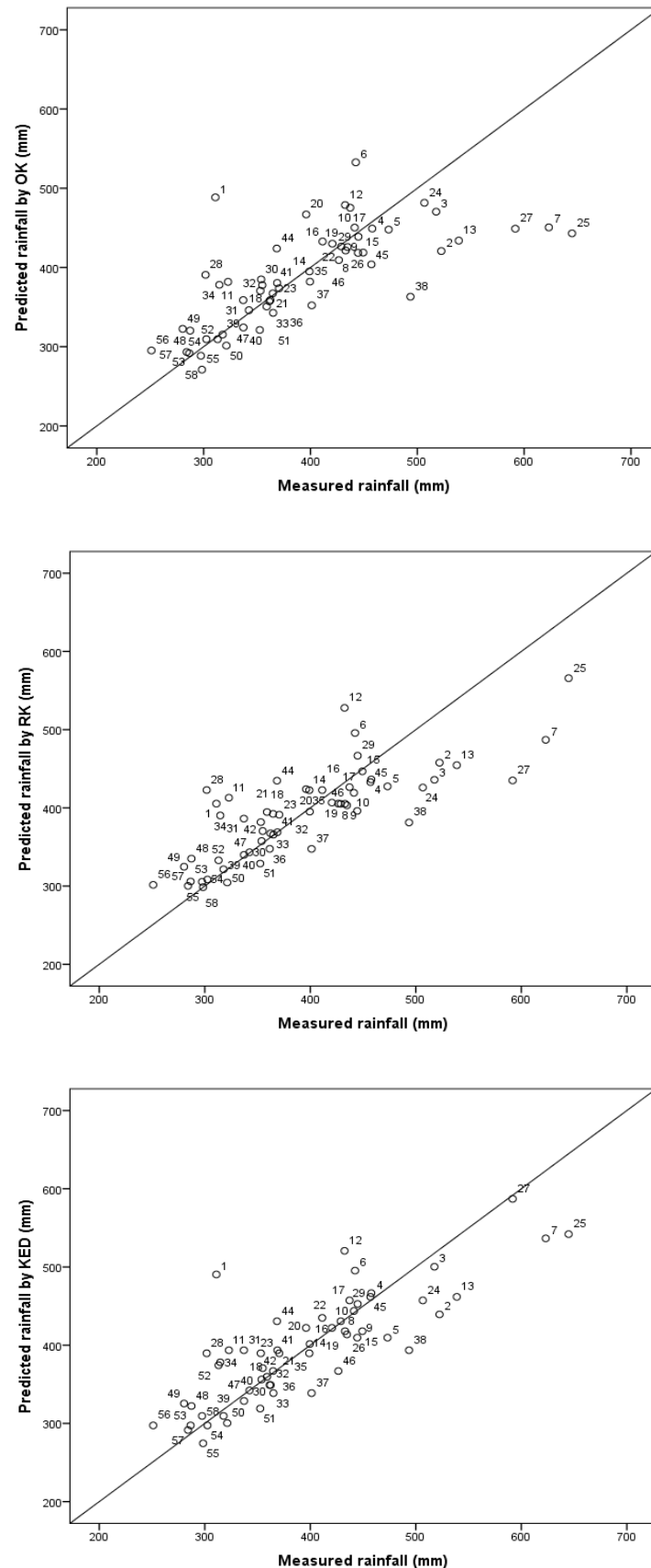


Figure 20. Diagrammes de dispersion des précipitations (mm) prédites par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas) en fonction de celles mesurées.

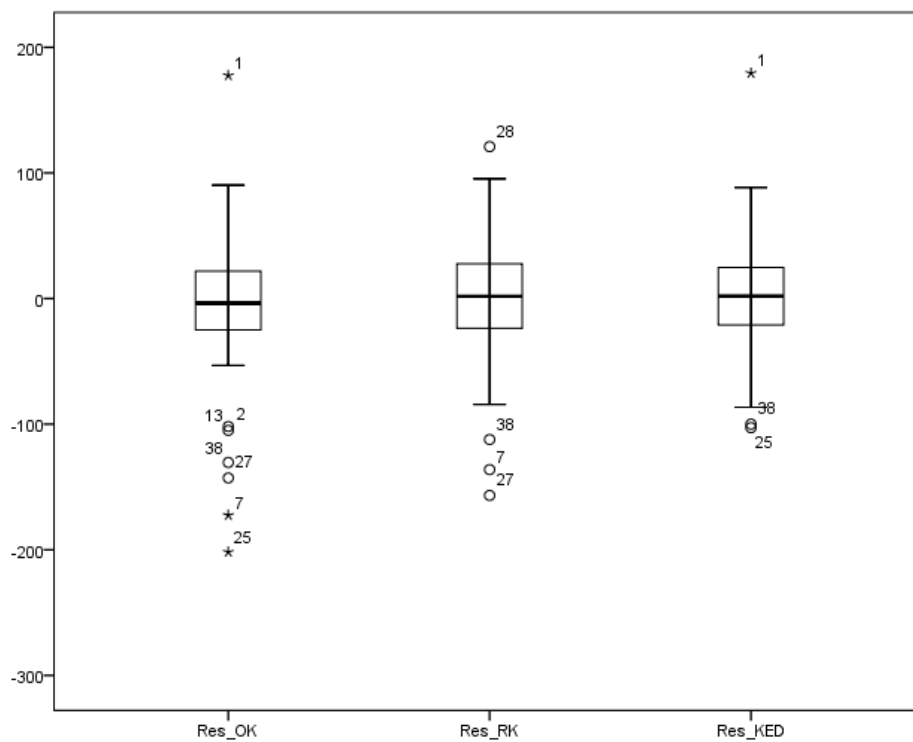


Figure 21. Boîtes à moustaches des erreurs de prédictions des précipitations (mm) prédites par OK (gauche), RK (milieu) et KED (droite).

La dimension spatiale des sous-estimations et des surestimations des précipitations des 3 méthodes géostatistiques basées sur les données estimées par ces dernières méthodes et les données d'origines de la pluviométrie moyenne annuelle est représentée dans la figure 22.

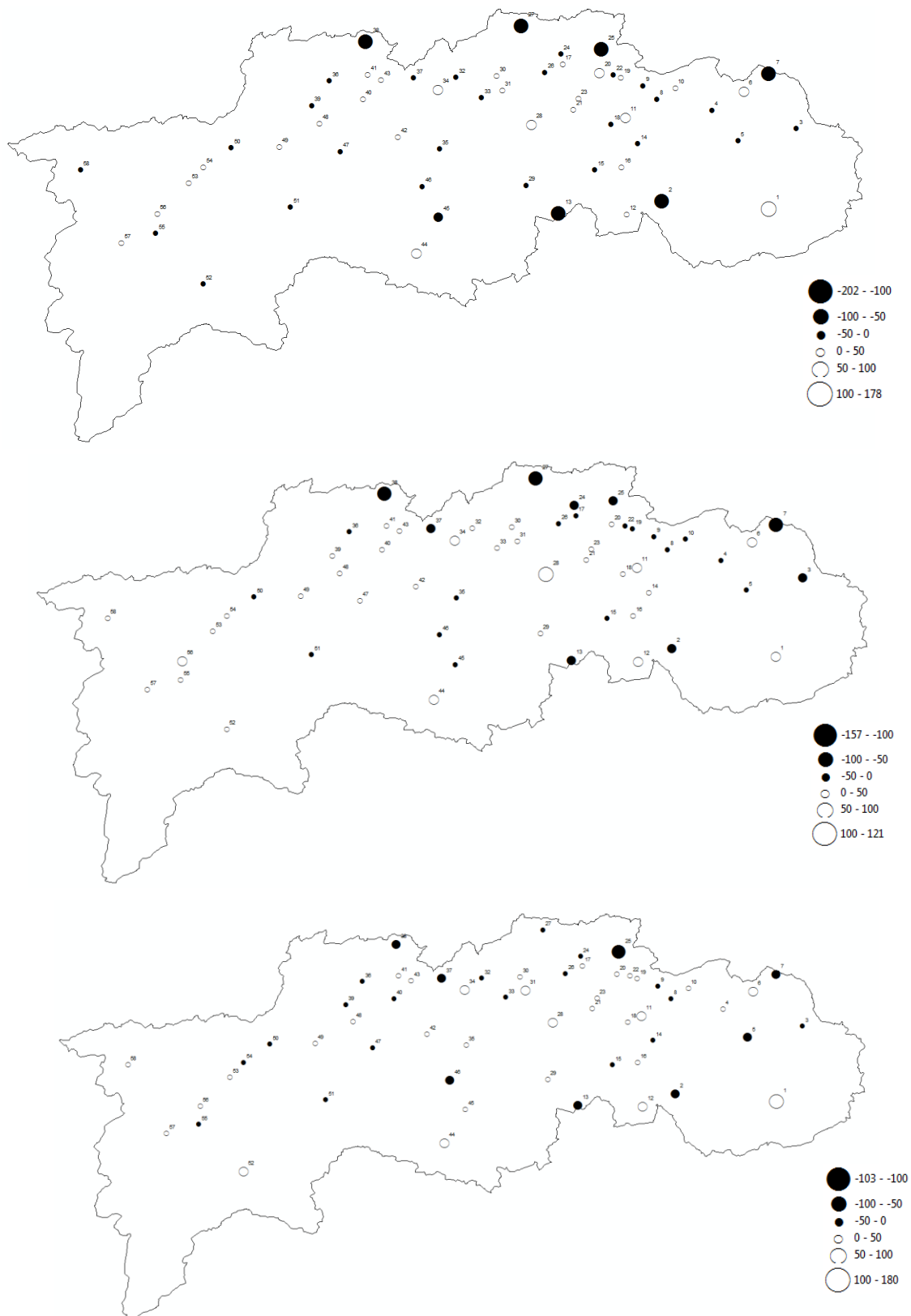


Figure 22. Cartes des erreurs de prédictions des précipitations (mm) par OK (haut), RK (milieu) et KED (bas) : différents niveaux de sous-estimations (disques noirs) et de surestimations (cercles noirs).

Une première approche pour évaluer la précision des modèles est déterminée à l'aide du coefficient de corrélation (r) et du coefficient de détermination (r^2) entre les valeurs mesurées et celles prédites par chacune des 3 méthodes d'interpolation (tab. 11). La meilleure correspondance est obtenue pour KED ($r=0.82$ et $r^2=67\%$) suivie par RK ($r=0.79$ et $r^2=62\%$) alors que OK se place loin de ces deux derniers ($r=0.70$ et $r^2=49\%$). Ces coefficients de corrélation et de détermination sont les conséquences du nombre de fortes sous-estimations et surestimations et de leur importance relative (fig. 20 à 22). La 2^{ème} approche, fortement liée à la 1^{ère}, concerne les coefficients de régression (intercept et pente) ; d'ailleurs les pentes et les coefficients de détermination sont presque égaux (tab. 12). En principe, un parfait accord entre les valeurs mesurées et celles prédites impliquerait un intercept = 0 et une pente = 1 (ligne droite de 45° sur la figure 20). Le meilleur modèle serait celui qui aurait le plus petit intercept et la plus grande pente, c'est le cas du KED (intercept = 136.6mm et pente = 0.66) suivi, de loin, par RK (intercept = 184.9mm et pente = 0.53) et enfin OK (intercept = 193.5mm et pente = 0.50).

KED peut être considéré comme le meilleur modèle en termes statistiques (tab. 12) du fait qu'il donne les valeurs les plus faibles de ME, MAE et RMSE (respectivement -1.9, 35.4 et 49.5mm) et les valeurs les plus élevées de d, CCC et EF avec respectivement 0.89, 0.80 et 0.67. Les résultats de RK sont intermédiaires alors que ceux du OK sont les pires. Il y a clairement une nette amélioration des performances d'estimation en tenant compte de l'altitude, en particulier par KED: l'erreur moyenne passe de 6mm pour OK à -1.9mm indiquant une erreur systématique ou le biais minimal est presque absent, l'erreur absolue moyenne passe de 40mm à 35.4mm et la RMSE passe de 61.4 à 49.5mm (tab. 12).

Tableau 12. Coefficients des droites de régression reliant les précipitations moyennes annuelles (mm) prédites à celles observées dans les 58 stations pluviométriques ainsi que quelques indicateurs de la qualité d'ajustement des 3 modèles de krigeage en utilisant les erreurs de la validation croisée.

	Intercept	pente	ME	MAE	RMSE	r	r ² (%)	d	CCC	EF
OK	193.5	0.50	6.0	40.0	61.4	0.70	49	0.80	0.66	0.49
RK	184.9	0.53	1.9	39.5	54.0	0.79	62	0.85	0.73	0.61
KED	136.6	0.66	-1.9	35.4	49.5	0.82	67	0.89	0.80	0.67

ME : erreur moyenne, MAE : erreur absolue moyenne, RMSE : racine carrée de l'erreur quadratique moyenne, r : coefficient de corrélation de Pearson, r² : coefficient de détermination, d : indice d'accord de Willmott, CCC : coefficient de corrélation de concordance de Lin, EF : coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe.

5.3. Conclusion de la deuxième partie

L'hétérogénéité élevée de la pluviométrie dans le bassin versant du Nord du Chéiff se traduit par un coefficient de variation très élevé, un effet de pépité et une variance spatiale importants, ce qui rend difficile la cartographie de la pluviométrie.

L'application du KO, RK et KED pour l'estimation spatiale de cette pluviométrie a montré que les trois cartes sont différentes de point de vue générale pour les zones montagneuses et presque les mêmes dans les plaines du Chéiff.

Enfin et malgré la persistance d'une incertitude importante, l'ensemble des trois méthodes a confirmé la nécessité d'utiliser les méthodes de krigeage pour estimer ce phénomène naturel surtout en la présence des autres variables auxiliaires comme par exemple la topographie pour notre cas. L'application de KED, qui est basé sur les données topographiques pourrait être un outil précieux dans l'amélioration de la cartographie de la pluviométrie dans les régions montagneuses, et par conséquent une meilleure prise en charge de ce problème où l'on peut comparer cette différence de l'estimation par l'application des formules statistiques afin de classer la meilleure méthode de krigeage.

La synthèse des principaux résultats obtenus montre que :

- La moyenne annuelle des pluviométries suivies a une tendance positive de Nord-Est vers Sud-Ouest.
- Les trois plaines du Chéiff (haut, moyenne et bas) sont caractérisées par un régime pluviométrique stable, par contre les régions montagneuses par une forte variabilité temporelle du régime pluviométrique.
- Selon les trois cartes des pluviométries, la différence entre les trois méthodes d'estimations (KO, RK et KED) est bien représentée.
- Les formules de comparaisons confirment que la méthode KED est classée la meilleure approche d'estimations de la pluviométrie en présence d'une deuxième variable auxiliaire (la topographie).
- Les pourcentages des erreurs d'estimation sont bien remarquables dans les massifs du bassin versant à cause de la présence d'une variabilité importante à faible distance.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La présente étude a un double objectif, d'une part étudier statistiquement le changement des régimes pluviométriques annuels par le test d'Hubert et d'autre part, comparer les trois méthodes d'interpolation basées sur l'algorithme de krigeage monovarié (OK) et le krigeage avec covariable qui prend en compte l'altitude (topographie) de 58 stations hydrométriques pour la régression-krigeage (RK) et les 2198 altitudes de la grille de terrain (4km*4km) pour le krigeage avec dérive externe (KED), afin d'obtenir la meilleure répartition des précipitations moyennes annuelles durant la période d'investigation (1972-2012) dans une région centrée dans le principal bassin versant de l'Algérie.

Les résultats montrent que la plupart des 58 stations pluviométriques ont connu un changement de régime pluviométrique annuel à la fin des années soixante-dix et quatre-vingt. Il faut noter aussi que 14 % des stations dépassent une différence de +50% de la moyenne du début de changement et 4% des stations reculent d'une différence de - 50% de la moyenne du début de changement. La projection des 58 stations pluviométriques sur la carte montre que les trois plaines du Chéouiff sont caractérisées par trois régimes pluviométriques distincts avec deux autres régimes pour les stations proches des hautes altitudes et un régime pluviométrique annuel stationnaire pour les massifs Sud et Nord.

L'introduction de l'information sur l'élévation a amélioré les performances des méthodes de krigeage avec covariable, surtout pour le KED qui est suivi par la RK dans les régions caractérisées par une morphologie très complexe (Goovaerts, 1999; Diodato et Ceccarelli, 2005) comme le bassin versant du Chéouiff. Dans l'ensemble, les indicateurs statistiques de la validation croisée montrent que la méthode d'interpolation KED demeure la meilleure lorsque les données des précipitations sont hétérogènes. Cette performance est due à un plus grand nombre de données d'altitudes utilisées qui ont amélioré les prévisions par opposition à un nombre plus faible de données d'altitudes comme dans le cas du RK. Les deux méthodes utilisant l'information auxiliaire sont meilleures que celles qui n'utilisent pas cette information secondaire comme c'est le cas du OK. Enfin, l'étude a montré que par le biais de l'algorithme de krigeage réalisé avec la meilleure méthode, il est possible d'élaborer une carte des précipitations avec un minimum d'erreurs dans la partie Nord du bassin versant du Chéouiff surtout avec l'introduction d'une variable auxiliaire.

Comme perspectives, la performance des méthodes d'interpolation géostatistique hybride de la pluviométrie (RK et KED) pourrait être améliorée par la prise en compte d'autres sources d'information comme variables auxiliaires telles que la distance à la mer et l'importance du couvert végétal (par exemple la forêt).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Adhikary SK, Muttill N, and Yilmaz AG. (2017). Cokriging for enhanced spatial interpolation of rainfall in two Australian catchments. *Hydrological Processes*, 31:2143–2161
- Agnew MD et Palutikof JP. (2000). GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables. *Climate Research*, 14: 115-127
- Agou VD, Varouchakis EA, and Hristopoulos DT. (2019). Geostatistical analysis of precipitation in the island of Crete (Greece) based on a sparse monitoring network. *Environ. Monit. Assess.*, 191:353
- Aguilar E, Auer I, Brunet M, Peterson TC, and Wieringa J. (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186. World Meteorological Organization, Geneva: Switzerland.
- Akkala A, Devabhaktuni V, and Kumar A. (2010). Interpolation techniques and associated software for environmental data. *Environmental Progress and Sustainable Energy* 29: 134-141
- Alsamamra H, Ruiz-Arias JA, Pozo-Vazquez D, and Tovar-Pescador J. (2009). A comparative study of ordinary and residual kriging techniques for mapping global solar radiation over southern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 : 1343–1357
- Amrani R. 2011. Variabilité spatio-temporelle de la sécheresse dans le bassin versant d’oued Chélif, Algérie. Thèse de Magister. Université Hassiba Ben Bouali de Chlef, Algérie ; 82P.
- Amini MA, Ghazale Torkan G, Eslamian S, Zareian MJ, and Adamowski JF. (2019). Analysis of deterministic and geostatistical interpolation techniques for mapping meteorological parameters at large watershed scales. *Acta Geophysica*, 67: 191-203
- Apaydin, H., Sonmez, F.K. and Yildirim, Y.E. (2004) Spatial Interpolation Techniques for Climate Data in the GAP Region in Turkey. *Climate Research*, 28, 31-40
- Box GEP, Cox DR.(1964). An analysis of transformations. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 26: 211–252.
- Bajat B, Pejović M, Luković J, Manojlović P, Ducić V, and Mustafić S. (2013). Mapping average annual precipitation in Serbia (1961–1990) by using regression kriging. *Theoretical and Applied Climatology*, 112:1–13
- Bardossy A and Pegram G. (2013). Interpolation of precipitation under topographic influence at different time scales. *Water Resources Research*, 49: 4545–4565
- Barnhart HX, Haber M, and Song J. (2002). Overall concordance correlation coefficient for evaluating agreement among multiple observers. *Biometrics*, 58 : 1020-1027
- Barry RG. (1992). *Mountain Weather and Climate* (2nd edn). Methuen: London
- Berndt C. et Haberlandt U. (2018). Spatial interpolation of climate variables in Northern Germany. Influence of temporal resolution and network density. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15: 184-202
- Boer EPJ, de Beurs KM, and Hartkamp AD. (2001). Kriging and thin plate splines for mapping climate variables. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 3: 146-154
- Borges PdA, Franke Y, da Anunciação YMT, Weiss H, and Bernhofer C. (2016). Comparison of spatial interpolation methods for the estimation of precipitation distribution in Distrito Federal, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 123: 335-348
- Bourennane, H., King, D., 2003. Using multiple external drifts to estimate a soil variable. *Geoderma* 114, 1– 18.
- Brunet Y- Moret (1979). Homogénéisation des précipitations, Bureau Central Hydrologique de l'ORSTOM à Paris, série . *Hydro.*, vol. XVI, n° 3 et 4, 1979

Références bibliographiques

- Brunsdon C, McClatchey J, Unwin DJ. (2001). Spatial variations in the average rainfall-altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression. *Int J C* 21(4): 455–466.
- Burrough P.A., McDonnell R.A., and Llyod C.D. (2015). *Principles of geographical information systems*. 3rd Ed. Oxford University Press: Oxford, UK.
- Cadro S, Cherni-Cadro S, Markovic M, and Zurovec J. (2019). A reference evapotranspiration map for Bosnia and Herzegovina. *International Soil and Water Conservation Research*, 7 : 89-101
- Cecinati F, Wani O, and Rico-Ramirez MA. (2017). Comparing approaches to deal with non-Gaussianity of rainfall data in kriging-based radar-gauge rainfall merging. *Water Resources Research*, 53: 8999–9018
- Chen T, Ren LL, Yuan F, Yang XL, Jiang SH, Tang TT, Liu Y, Zhao CX, and Zhang LM. (2017). Comparison of spatial interpolation schemes for rainfall data and application in hydrological modeling. *Water*, 9: 342
- Chua SH and Bras RL. (1982). Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence. *Journal of Hydrology*, 57: 23-48
- Chun YW and Griffith DA. (2013). *Spatial statistics and geostatistics: Theory and applications for geographic information science and technology*. Sage: London, UK
- Clark I and Harper WV. (2000). *Practical geostatistics 2000*. Columbus: OH, USA.
- Cooper, R.M. and Istok, J.D., 1988. Geostatistics applied to groundwater contamination: 1. Methodology. *Journal of Environmental Engineering*, 114 (2): 270-286
- Cressie NAC. (1985). Fitting variogram models by weighted least squares. *Math. Geol.* 17 : 563–586
- Cressie NAC. (1993). *Statistics for Spatial Data*. Revised Edition. Wiley: NY, USA. 900 pp.
- Creutin JD, Delrieu G, and Lebel T. (1988). Rain measurement by raingage-radar combination: a geostatistical approach. *Jour. Atmos. Ocean. Tech.* 5: 102–115.
- Dahri ZH, Ludwig F, Moors E, Ahmad B, Khan A, and Kabat P. (2016). An appraisal of precipitation distribution in the high-altitude catchments of the Indus basin. *Science of the Total Environment*, 548:289-306
- Delbari M, Afrasiab P, and Jahani S. (2013). Spatial interpolation of monthly and annual rainfall in northeast of Iran. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 122:103–113
- Delrieu, G., Wijbrans, A., Boudevillain, B., Faure, D., Bonnifait, L., Kirstetter, P.-E., 2014. Geostatistical radar-raingauge merging : a novel method for the quantification of rain estimation accuracy. *Adv. Water Resour.* 71, 110–124
- Deutsch CV and Journel AG. (1998). *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. 2nd ed. Oxford University Press: NY, USA
- Diggle, P. J. and Ribeiro Jr, P. J. (2007). *Model-based Geostatistics*. Springer Series in Statistics. Springer
- Dingman SL, Seely-Reynolds DM, and Reynolds RC. (1988). Application of kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence. *Water Resour. Bull.*, 24: 329-339.
- Diodato N. (2005). The influence of topographic co-variables on the spatial variability of precipitation over small regions of complex terrain. *International Journal of Climatology*, 25: 351–363
- Diodato N and Ceccarelli M. (2005). Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 259–268
- Dirks KN, Hay JE, Stow CD et Harris D. (1998). High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island. Part 2: Interpolation of rainfall data. *J. Hydrol.*, 208: 187- 193

Références bibliographiques

- Dobesch H, Dumolard P, and Dyras I. (2007). Spatial interpolation for climate data the use of GIS in climatology and meteorology. ISTE: London, UK
- Douaoui, A. 2005. Variabilité spatiale de la salinité en relation avec certaines caractéristiques des sols de la plaine du Bas-Chéouli, Apport de la géostatistique et de la télédétection, Thèse Doctorat d'état, INA – Alger, PP 115 – 142.
- Erdin R, Frei C, and Kunsch HR. (2012). Data transformation and uncertainty in geostatistical combination of radar and rain gauges. *Journal of Hydrometeorology*, 13: 1332-1346
- Feki H, Slimani M, and Cudenneq C. (2012) Incorporating elevation in rainfall interpolation in Tunisia using geostatistical methods, *Hydrological Sciences Journal*, 57: 1294-1314
- Fenet B. (1975) - Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: Les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse Sc., Univ. Nice, 301 p
- Foehn A, Hernández JG, Schaepli B, and De Cesare G. (2018). Spatial interpolation of precipitation from multiple rain gauge networks and weather radar data for operational applications in Alpine catchments. *Journal of Hydrology*, 563: 1092-1110
- Frazier AG, Giambelluca TW, Diaz HF, and Needham HL. (2016). Comparison of geostatistical approaches to spatially interpolate month-year rainfall for the Hawaiian Islands. *International Journal of Climatology*, 36: 1459–1470
- Gentilucci M, Barbieri M, and Burt P. (2018). Climatic variations in Macerata province (Central Italy). *Water*, 10: 1104
- Gomer, D. 1994. Écoulement et érosion dans des petits bassins versants à sols marneux sous climat semi-aride méditerranéen. Traduction française (Paschen H. et Vogt H.). Collab. Agence Nationale Ressources Hydrauliques (Algérie) GTZ (Allemagne) dans le cadre du "Projet Pilote d'Aménagement Intégré du BV de l'Oued Mina" - 207p, 1994, vol. 25.
- Goovaerts P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press: New York.
- Goovaerts, P., 1999. Using elevation to aid the geostatistical mapping of rainfall erosivity. *Catena* 34 (3–4), 227–242.
- Goovaerts P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J Hydrol.* 228:113-129.
- Gourinard Y. (1958).- Recherches sur la géologie du littoral oranais. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Sér., 6, 111 p
- Gringarten E and Deutsch CV. (2001). Teacher's aide: variogram interpretation and modeling. *Mathematical Geology*, 33: 507–534.
- Gundogdu IB. (2017). Usage of multivariate geostatistics in interpolation processes for meteorological precipitation maps. *Theoretical and Applied Climatology*, 127: 81-86
- Guyot G. 1999 - climatologie de l'environnement, cours et exercices. Ed Dunod p286-290.
- Gyalistras D. (2003). Development and validation of a high-resolution monthly gridded temperature and precipitation data set for Switzerland (1951-2000). *Climate Research* 25(1):55-83
- Haberlandt, U. (2007), Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event, *J. Hydrol.*, 332(1-2), 144–157.
- Hartkamp AD, De Beurs K, Stein A, and White JW. (1999). Interpolation techniques for climate variables. NRG-GIS Series 99-01. CIMMYT : Mexico, D.F., Mexico.
- Hayward D and Clarke RT. (1996) Relationship between rainfall, altitude and distance from the sea in the Freetown Peninsula, Sierra Leone, *Hydrological Sciences Journal*, 41: 377-384

Références bibliographiques

- Hengl T, Geuvelink GBM, and Stein A. (2003). Comparison of kriging with external drift and regression-kriging. Technical note, ITC, Enschede, The Netherlands.
- Hengl T, Geuvelink GBM, and Stein A. (2004). A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression-kriging. *Geoderma*, 120: 75-93.
- Hengl, T., Heuvelink, G. B. M. and Rossiter, D. G. 2007. About regression-kriging: From equations to case studies. *Comput. Geosci.* 33: 1301–1315.
- Hengl T, Nussbaum M, Wright MN, Heuvelink GBM, and Graler B. (2018). Random forest as a generic framework for predictive modeling of spatial and spatio-temporal variables. *PeerJ*, 6: e5518.
- Hevesi JA, Flint AL, and Istok JD. (1992a). Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics, Part I: Structural analysis. *Jour. Appl. Meteo.*, 31: 661-676
- Hevesi JA, Flint AL, and Istok JD. (1992b). Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics, Part II: Isohyetal maps. *Jour. Appl. Meteo.*, 31: 677–688
- Hu QF, Li Z, Wang LZ, Huang Y, Wang YT, and Li LJ. (2019). Rainfall spatial estimations: A review from spatial interpolation to multi-source data merging. *Water*, 11: 579
- Hudson G and Wackernagel H. 1994. Mapping temperature using kriging with external drift: theory and an example from Scotland. *International journal of Climatology*, 14 : 77–91
- Hubert P ; Carbonnel JP et Ali Chaouche A : Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology*. Volume 110, Issues 3–4, Octobre 1989, Pages 349-367.
- Huft A. (2001). Introduction à la climatologie 2001 Editeur : De Boeck Université. P 42-58
- Hutchinson P. (1968). An analysis of the effect of topography on rainfall in the Taieri catchment area, Otago. *Earth Science Journal*, 2 : 51-68
- Hutchinson MF. (1995). Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. *International Journal of Geographical Information Systems*, 9: 385–403
- Isaaks EH and Srivastava RM. (1989). An introduction to applied geostatistics. Oxford University Press: New York, NY, USA.
- Johansson B, Chen D. 2003. The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: statistical analysis and modelling. *Int J C* 23(12): 1523–1535.
- Kamali MI, Nazari R, Faridhosseini A, Ansari H, and Eslamian S. (2015). The determination of reference evapotranspiration for spatial distribution mapping using geostatistics. *Water Resources Management*, 29: 3929-3940
- Kablouti M, Ouerdachi L et Boutaghane H 2012. Spatial Interpolation of Annual Precipitation in Annaba-Algeria - Comparison and Evaluation of Methods. *Energy Procedia* , 18: 468 – 475.
- Kisaka M, Monicah Mucheru-Muna O, Ngetich FK, Mugwe J, Mugendi D, Mairura F, Shisanya C, Makokha GL (2016). Potential of deterministic and geostatistical rainfall interpolation under high rainfall variability and dry spells: case of Kenya's Central Highlands. *Theor Appl Climatol* 124(1–2):349–364
- Kumari M, Singh CK, Basistha A, Dorjie S, and Tamang TB. (2017). Non-stationary modelling framework for rainfall interpolation in complex terrain. *Int. Jour. Climat.*, 37: 4171-4185
- Laborde J. P. et Mouhous N. 1998. Notice d'utilisation du logiciel HYDROLAB (Version 98.2). Équipe Gestion et Valorisation de l'Environnement de l'UM.R.5651 du C.N.R.S France.
- Larson, L.W., Peck, E.L., 1974. Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modeling. *Water Resources Research* 10:857-863.

Références bibliographiques

- Legates DR and McCabe GJ. (1999). Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35: 233-241.
- Li J and Heap AD. (2011). A review of comparative studies of spatial interpolation methods in environmental sciences: Performance and impact factors. *Ecological Informatics*, 6 : 228-241
- Li J and Heap AD. (2014). Spatial interpolation methods applied in the environmental sciences: A review. *Environmental Modeling and Software*, 53: 173-189
- Lin L. (1989). A concordance correlation coefficient to evaluate reproducibility. *Biometrics*, 45: 255-268
- Lin L. (2000). A note on the concordance correlation coefficient. *Biometrics*, 56: 324 – 325.
- Lindkvist L and Lindkvist S. (1997). Spatial and temporal variability of nocturnal summer frost in elevated complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87: 139-153
- Lloyd CD. 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *J. Hydrol.*, 308: 128-150.
- Lubes-Niel N, Masson J.M ; Paturol J.E et Servat E : Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Journal Revue des sciences de l'eau* .Volume 11, Issue 3, 1998, p. 383–408
- Ly S, Charles C, and Degré A. (2011). Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: The use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(7), 2259–2274
- Mardikis MG, Kalivas DP, and Kollias VJ. (2005). Comparison of interpolation methods for the prediction of reference evapotranspiration – an application in Greece. *Water Resources Management*, 19: 251–278
- Marquinez J, Lastra J, Garcia P. 2003. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *Journal of Hydrology* 270(1–2): 1–11.
- Martinez-Cob A. (1996). Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *Journal of Hydrology*, 174: 19-35
- Matheron, G. 1962. *Traité de géostatistique appliquée*, Tome I. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, No.14. Editions Technip, Paris.
- Meddi, M. 2005. Etude de la variabilité interannuelle des pluies dans le Nord de l'Algérie institue hydraulique ; université mascara ; Algérie équipements décembre 2003 P33
- Meddi, H, M. Meddi, N. Mahr et J. Humbert . Quantifications des précipitations : applications au Nord-Ouest de l'Algérie. La méthode de Pluvia. *Geographia Technica*, 62 No. 1, 2007.
- Meddi H et Meddi M : Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Science et changements planétaires/Sécheresse* vol. 20, n° 1, janvier-février-mars 2009 :p57-65.
- Medhioub E, Bouaziz M, Achour H, and Bouaziz S. (2019). Monthly assessment of TRMM 3B43 rainfall data with high-density gauge stations over Tunisia. *Arabian Journal of Geosciences*, 12:15
- Moges SA, Alemaw BF, Chaoka TR et Kachroo RK. (2007). Rainfall interpolation using a remote sensing CCD data in a tropical basin – A GIS and geostatistical application. *Physics and Chemistry of the Earth*, 32: 976–983
- Moral FJ. (2010). Comparison of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation. *International Journal of Climatology*, 30: 620-631
- Mubiru J, Karume K, Majaliwa M, Banda EJKB, and Otiti T. (2007). Interpolating methods for solar radiation in Uganda. *Theor. Appl. Climatol.* 88 : 259–263

Références bibliographiques

- Nalder, I.A., Ross, W.W., 1998. Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in Canadian boreal forest. *Agric. Forest Meteorol.* 92, 211–225
- Nash JE and Sutcliffe JV. (1970). River flow forecasting through conceptual models: part I- A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282-290
- Ninyerola M; Pons X and Roure J M,2000. A Methodological approach of climatological modeling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int. J. Climatol.* 20: 1823–1841.
- Odeh, I., McBratney, A., Chittleborough, D., 1994. Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from a digital elevation model. *Geoderma* 63 (3– 4), 197–214.
- Odeh, I., McBratney, A., Chittleborough, D., 1995. Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging. *Geoderma* 67:215– 226.
- Oke AMC, Frost AJ, and Beesley CA. (2009). The use of TRMM satellite data as a predictor in the spatial interpolation of daily precipitation over Australia. 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 July 2009
- ONID, 2009. Office National d'Irrigation et Drainage.
- ONM, 2009. Office National Météorologique
- Pannatier Y. (1996). Variowin: Software for Spatial Data Analysis in 2D. Springer-Verlag: NY, USA
- Pardo-Igúzquiza E. (1998). Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data of precipitation and topography. *Int. Jour. Climato.* 18:1031–1047
- Pellicone G, Caloiero T, Modica G, and Guagliardi I. (2018). Application of several spatial interpolation techniques to monthly rainfall data in the Calabria region (southern Italy). *International Journal of Climatology*, 38: 3651-3666
- Perrodon A. (1957) - Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bull. Serv. Cart. géol. Algérie*, n°12, 323 p.
- Peterson TC and Easterling DR. (1994). Creation of homogeneous composite climatological reference series. *International Journal of Climatology*, 14: 671–679.
- Peterson TC, Easterling DR, Karl TR, Groisman P, Nicholls N, Plummer N, Torok S, Auer I, Böhm R, Gullett D, Vincent L, Heino R, Tuomenvirta H, Mestre O, Szentimrey T, Salinger J, Førland EJ, Hanssen-Bauer I, Alexandersson H, Jones P, and Parker D. (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, 18: 1493–1517
- Phillips DL, Dolph J, and Marks D. (1992). A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58: 119-141
- Plouffe CCF, Robertson R, and Chandrapala L. (2015). Comparing interpolation techniques for monthly rainfall mapping using multiple evaluation criteria and auxiliary data sources: A case study of Sri Lanka. *Environ. Model. Soft.* 67: 57-71
- Pons X and Ninyerola M. (2008). Mapping a topographic global solar radiation model implemented in a GIS and refined with ground data. *Int. J. Climatol.* 28: 1821–1834
- Portalés C; Boronat N, Pardo-Pascual J E, Balaguer-Beser A .2010. Seasonal precipitation interpolation at the Valencia region with multivariate methods using geographic and topographic information. *International journal of climatology.* 30, P 1547–1563.
- Royston P. 1982. An Extension of Shapiro and Wilk's W Test for Normality to Large Samples. *Applied Statistics*, 31, 115–124.
- Sawyer JS. 1956. The physical and dynamical problems of orographic rain. *Weather* 11: 375–381

Références bibliographiques

- Schiemann R, Erdin R, Willi M, Frei C, Berenguer M, and Sempere-Torres D. (2011). Geostatistical radar-rain-gauge combination with nonparametric correlograms: methodological considerations and application in Switzerland. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 : 1515–1536
- Schuermans JM, Bierkens MFP, Pebesma EJ, Uijlenhoet R. (2007). Automatic prediction of high-resolution daily rainfall fields for multiple extents: The potential of operational radar. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 1204-1224
- Seaman RS. 1983. Objective analysis accuracies of statistical interpolation and successive correction schemes. *Aust. Meteorol. Mag.* 31: 225–240
- Shepard D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings of the 1968 ACM National Conference.* pp. 517–524.
- Sideris IV, Gabella M, Erdin R, and Germann U. (2014). Real-time radar–rain-gauge merging using spatio-temporal co-kriging with external drift in the alpine terrain of Switzerland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140: 1097–1111
- Singh P and Kumar N. (1997). Effect of orography on precipitation in the western Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 199: 183-206
- Sluiter R. (2009). Interpolation methods for climate data: Literature review. Intern report IR 2009-04. KNMI: De Bilt, The Netherlands
- Subyani AM. (2004). Geostatistical study of annual and seasonal mean rainfall patterns in southwest Saudi Arabia. *Hydrological Sciences Journal*, 49: 803-817
- Tabios GQ and Salas JD. (1985). A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resour. Bull.*, 21: 365-380
- Tapsoba D, Fortin V, Anctil F et Haché M. 2005. Apport de la technique du krigeage avec dérive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige : Application aux bassins de la rivière Gatineau. *Can. J. Civ. Eng.* 32, 287-297.
- Tatalovich Z, Wilson JP, and Cockburn M. (2006). A comparison of Thiessen polygon, kriging, and spline models of potential UV exposure. *Cartography and Geographic Information Science*, 33: 217-231
- Thiessen AH. (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review*, 39: 1082–1089
- Thyer M, Kuczera G, and Wang QJ. (2002). Quantifying parameter uncertainty in stochastic models using the Box–Cox transformation. *Journal of Hydrology*, 265: 246–257
- Tobin C, Nicotina L, Parlange MB, Berne A, and Rinaldo A. (2011). Improved interpolation of meteorological forcings for hydrologic applications in a Swiss alpine region. *Jour. Hydrol.* 401: 77–89
- Thomas G. (1974). La phase de compression pléistocène en Algérie Nord occidentale : premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distensions. *C.R.Acad. Paris, (D)*. 279, 311-314.
- Tsintikidis, D, Georgakakos KP, Sperflage JA, Smith DE, Carpenter TM. 2002. Precipitation uncertainty and rain-gauge network design within Folsom Lake watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*. 7:175-184
- Velasco-Forero, C.A., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E.F., Gómez-Hernández, J.J., 2009. A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.* 32, 986–1002
- Vicente-Serrano SM, Saz-Sanchez MA, Cuadrat JM. 2003. analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate Research*, 24:161-180.
- Vieux, B., 2001. *Distributed Hydrologic Modeling using GIS*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Références bibliographiques

- Wackernagel, H. 2003. Multivariate geostatistics. An introduction with applications, 3^{em} éd. Springer-Verlag, Berlin. 387 p.
- Wackernagel, H., Bertino, L., Sierra, J.P., and Gonzalez del Rio, J. 2002. Multivariate kriging for interpolating data from different sources. Dans Quantitative methods for current environmental issues. Sous la direction de C.W. Anderson, V. Barnett, P. Chatwin et A.H. El Shaarawi. Springer-Verlag, Londres.
- Wagner, P.D.; Fiener, P.; Wilken, F.; Kumar, S.; Schneider, K. (2012). Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions. *J. Hydrol.*, 464–465, 388–400
- Willmott CJ. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63:1309–1313.
- Willmott CJ. (1984). On the evaluation of model performance in physical geography. In: Gaile GL and Willmott CJ(eds). *Spatial statistics and models*, Reidel: Boston, USA. Pp: 443–460.
- Xu WB, Zou YG, Zhang GP, and Linderman M. (2015). A comparison among spatial interpolation techniques for daily rainfall data in Sichuan Province, China. *Int. J. Climatol.* 35: 2898–2907
- Yamamoto, J.K, 2007. On unbiased backtransform of lognormal kriging estimates. *Comput Geosci.* 11:219–234.
- Zhang XS and Srinivasan R. (2009). GIS-based spatial precipitation estimation: A comparison of geostatistical approaches. *JAWRA*, 45: 894-906

Source : <http://www.mre.gov.dz> (24/10/2008)

Source: <http://www.abh.comdz/bassin>. ‘10/07/2020’).

ANNEXES

ANNEXES

ANNEXE 1 :

Stations pluviométriques sélectionnées avec coordonnées topographiques, Pluviométrie moyenne annuelle (mm) entre 1972 à 2012) et altitudes						
N°	CODE	STATION	X_M	Y_M	P mm	Z_M
01	011301	Ksar El Boukhari GR	477 855.88	3 971 251.70	310.98	656
02	011302	Derrag	444 668.79	3 973 767.58	522.47	1 085
03	011404	Zoubiria	486 634.28	3 996 285.59	517.62	932
04	011405	Ghrib BGE	460 402.47	4 001 983.27	457.79	460
05	011407	Ghrib Amont	468 530.99	3 992 450.36	473.20	435
06	011501	Tamezguida	470 264.03	4 007 602.53	442.41	490
07	011509	Médéa Secteur	478 010.84	4 013 328.66	623.09	935
08	011510	Domaine Feroukhi	443 270.04	4 005 405.03	432.88	313
09	011512	Ain Soltane	439 017.34	4 009 581.38	434.72	285
10	011514	Djenane B-Ouadah	449 021.74	4 008 687.01	441.32	336
11	011601	Marabout Blanc	433 426.31	3 999 655.06	322.84	358
12	011603	Bordj El Amir AEK	433 951.74	3 969 592.79	432.42	1 074
13	011605	Thenait El Had	412 557.08	3 969 995.72	538.84	1 162
14	011606	SIDI MOKREFI	437 321.24	3 991 601.55	399.05	447
15	011607	TARIK IBN ZIAD	424 008.41	3 983 413.28	449.33	650
16	011609	Deurdeur BG	432 298.39	3 984 273.41	411.30	637
17	011702	ARIB CHELIFF	413 954.07	4 016 184.92	437.18	246
18	011703	BORDJ EL AMIR KHALED	429 031.22	3 997 651.86	358.98	374
19	011706	EL KHEMIS INRA	432 140.68	4 012 092.86	420.48	285
20	011711	SIDI LAKHDAR	425 454.47	4 013 497.24	395.97	250
21	011715	EL ABABSA	417 311.00	4 002 046.94	364.69	320
22	011717	EL KHEMIS ANRH	429 742.74	4 012 973.66	428.82	300
23	011718	Harreza BGE	418 805.93	4 005 515.18	370.60	312
24	011801	Arib Bda	413 449.57	4 019 401.08	506.65	280
25	011803	Sidi Medjahed	425 903.56	4 020 829.64	644.81	850
26	011804	Ain Defla	408 451.47	4 013 695.89	444.49	271
27	011806	Elannab	400 921.71	4 028 175.56	591.75	1 088
28	011901	El Touaibia	404 261.20	3 997 469.23	301.82	376
29	011903	Toutia El Hassania	402 634.15	3 978 701.59	444.83	959
30	011904	Rouina Mairie	393 441.91	4 012 490.55	353.83	216
31	011906	Rouina Mines	395 150.25	4 008 085.03	337.03	343
32	012001	El Abadia	380 853.85	4 012 119.23	362.37	158
33	012004	Tekzal	388 770.83	4 005 865.68	365.01	215
34	012007	Bir Saf Saf	375 186.60	4 008 237.86	314.66	166
35	012108	Fodda BG	375 677.73	3 989 955.66	399.47	435
36	012201	Ouled Fares	341 490.70	4 011 118.12	361.53	116
37	012203	Ponteba BG	367 625.30	4 011 990.47	401.20	140

38	012205	Benaria	352 640.46	4 023 230.06	493.57	320
39	012218	Domaine Sitayeb	335 957.07	4 003 437.22	317.77	84
40	012219	Chlef ANRH	351 863.10	4 005 425.48	342.40	130
41	012221	Medjadja	353 419.22	4 012 948.51	368.83	188
42	012222	Sendjas	360 241.06	3 993 550.96	353.07	295
43	012225	Oum Drou	357 563.01	4 011 369.06	354.87	142
44	012304	Souk El Had	368 456.80	3 957 438.33	368.39	550
45	012306	Bordj Bounaama	375 453.05	3 968 769.87	457.02	1 050
46	012307	Ain Lellou FM	369 914.23	3 978 126.18	426.54	240
47	012308	Ouled Ben AEK	344 798.47	3 989 147.43	337.17	140
48	012309	Oued Sly	338 431.90	3 997 733.37	287.33	95
49	012403	Merdja KH PV	325 880.93	3 990 562.75	280.35	87
50	012405	Ouarizene Village	310 974.02	3 990 350.15	321.28	60
51	012605	Ammi Moussa	329 409.29	3 971 909.23	352.52	140
52	012703	Kenenda Ferme	302 227.77	3 948 074.42	313.10	590
53	012803	Hmadna INRAA	297 746.76	3 979 279.21	286.56	75
54	012806	Djidiouia Chelif	302 273.27	3 984 252.34	302.50	54
55	013503	Oued Djemaa	287 521.46	3 963 791.77	298.38	75
56	013504	Saline Oued Djemaa	287 937.23	3 969 822.57	251.09	60
57	013505	Relizane DEMRH	276 852.36	3 960 795.22	284.10	75
58	013606	Oued Kheir	264 064.82	3 983 417.44	297.44	230

NB :

X et Y : Coordonnées des stations en mètre (projection Transverse-Mercator.WGS. 1984. UTM Zone 31Nord.

Z : altitude topographiques en mètre

ANNEXE 02

Quelques altitudes extraites du MNT du Bassin versant du Chélif Nord (Distance entre deux points = 4 km)								
X	Y	z m	X	Y	z m	X	Y	z m
244504,61	3990308,20	9	264511,26	3910314,02	686	268510,79	3954315,37	115
248503,51	3986306,13	267	264506,66	3914310,57	557	268506,46	3958312,07	50
248510,09	3990314,59	10	264511,61	3918318,00	485	268511,37	3962308,57	52
252506,09	3990311,97	14	264507,38	3922314,60	508	268507,71	3966316,43	178
252510,73	3994309,25	226	264503,34	3926311,21	529	268503,95	3970313,20	411
256508,71	3934307,68	753	264508,56	3930307,61	515	268509,41	3974309,77	226
256509,10	3938315,64	513	264505,20	3934315,36	680	268506,03	3978306,60	336
256509,39	3942312,54	430	264510,79	3938311,81	574	268503,12	3982314,54	327
256510,56	3950306,41	199	264507,50	3942308,53	425	268509,14	3986311,18	78
256502,69	3954314,72	133	264504,70	3946316,35	299	268506,32	3990308,07	99
256503,76	3958311,71	185	264510,85	3950312,87	317	268503,69	3994304,99	191
256505,03	3962308,72	216	264508,13	3954309,65	232	272509,04	3906312,13	844
256510,30	3974311,00	254	264505,60	3958306,46	79	272509,79	3910308,24	642
256503,31	3978308,36	222	264503,56	3962314,37	70	272511,01	3914315,46	547
256505,56	3982305,49	247	264510,46	3966310,98	221	272512,14	3918311,62	466
256508,30	3986313,73	193	264508,50	3970307,86	367	272504,35	3922308,03	371
256510,94	3990310,91	68	264507,04	3974315,84	306	272506,11	3926315,32	350
256504,76	3994308,35	166	264505,46	3978312,77	216	272507,77	3930311,55	449
260504,37	3930313,99	674	264504,08	3982309,70	123	272509,61	3934307,80	294
260511,56	3934310,51	798	264502,89	3986306,67	77	272511,91	3938315,16	388
260509,87	3938307,28	688	264511,20	3990314,51	45	272505,04	3942311,69	276
260508,66	3942315,19	442	264510,39	3994311,52	164	272507,43	3946308,00	172
260507,36	3946312,02	310	268510,27	3902317,75	1010	272510,27	3950315,43	111
260506,25	3950308,86	243	268503,51	3906314,16	794	272503,96	3954312,03	68
260505,63	3954316,83	137	268506,04	3910310,36	703	272506,89	3958308,42	48
260504,90	3958313,72	108	268509,05	3914317,67	600	272510,28	3962315,92	43
260504,37	3962310,65	233	268511,94	3918313,92	467	272504,53	3966312,58	36
260504,23	3974312,64	338	268505,93	3922310,42	441	272508,00	3970309,03	134
260504,47	3978309,65	260	268509,47	3926317,80	459	272511,65	3974305,51	355
260504,89	3982306,69	253	268503,84	3930314,35	384	272506,74	3978313,35	85
260505,82	3986314,84	182	268507,47	3934310,69	390	272510,75	3982309,86	175
260506,63	3990311,92	57	268511,27	3938307,04	347	272505,93	3986306,65	76
260507,65	3994309,02	268	268506,49	3942314,76	284	272510,59	3990314,32	208
264511,65	3902310,13	1010	268510,66	3946311,17	271	272506,15	3994311,14	443
264506,96	3906317,73	855	268505,96	3950307,82	187	276504,32	3910308,13	778
276503,76	3914315,26	611	280506,80	3966310,08	34	288507,28	3958311,79	115
276512,19	3918311,10	512	280506,66	3970306,37	55	288512,22	3962307,64	69
276511,71	3922307,20	421	280506,98	3974313,76	25	288508,56	3966314,83	55
276511,69	3926314,40	299	280507,18	3978310,09	28	288504,80	3970310,93	41
276511,56	3930310,54	465	280507,57	3982306,45	26	288510,25	3974306,85	64
276511,61	3934306,70	298	280508,42	3986313,91	29	288507,10	3978314,11	38
276512,13	3938313,97	305	280509,16	3990310,31	298	288503,87	3982310,28	28
276503,48	3942310,41	201	280510,08	3994306,73	274	288509,82	3986306,27	31
276504,07	3946306,64	114	284507,88	3922311,33	441	288507,20	3990313,60	447
276505,12	3950313,98	126	284504,02	3926307,26	355	288504,47	3994309,84	336

X	Y	z m	X	Y	z m	X	Y	z m
276506,06	3954310,26	97	284509,68	3930314,10	203	292507,01	3930313,72	298
276507,19	3958306,56	45	284506,17	3934310,09	180	292509,00	3934309,33	484
276508,77	3962313,97	61	284512,16	3938316,97	207	292511,41	3938316,05	416
276510,25	3966310,31	33	284508,99	3942313,01	186	292504,66	3942311,91	287
276511,91	3970306,69	42	284505,99	3946309,07	149	292507,14	3946307,59	382
276505,01	3974314,39	66	284512,50	3950316,01	157	292510,05	3950314,38	286
276507,03	3978310,81	34	284509,85	3954312,12	124	292503,81	3954310,31	246
276509,23	3982307,24	21	284507,38	3958308,25	83	292506,79	3958306,06	185
276511,89	3986314,80	107	284505,35	3962315,49	43	292510,19	3962312,92	131
276505,44	3990311,52	264	284512,27	3966311,44	40	292504,46	3966308,92	83
276508,18	3994308,02	295	284510,31	3970307,64	60	292508,19	3970315,82	78
280507,79	3910309,56	888	284508,81	3974314,95	60	292511,83	3974311,67	80
280505,46	3914316,61	685	284507,21	3978311,19	26	292506,61	3978307,74	39
280512,11	3918312,37	501	284505,79	3982307,45	28	292510,84	3982314,72	41
280509,86	3922308,37	441	284504,81	3986314,84	28	292505,96	3986310,84	39
280508,06	3926315,49	359	284503,73	3990311,16	373	292510,26	3990306,77	323
280506,15	3930311,54	261	284511,85	3994307,26	242	292505,98	3994314,03	141
280504,42	3934307,61	271	284511,40	3998314,72	419	292510,62	3998310,01	303
280512,21	3938314,57	165	288503,74	3930307,58	192	296510,36	3934317,17	486
280510,83	3942310,70	130	288507,77	3934314,35	309	296510,72	3938312,72	443
280509,62	3946306,84	102	288511,71	3938310,06	397	296511,25	3942308,30	382
280508,87	3950314,09	113	288507,02	3942317,11	265	296512,19	3946314,98	494
280508,02	3954310,29	77	288511,29	3946312,86	314	296503,98	3950310,81	463
280507,35	3958306,50	50	288506,68	3950308,85	296	296505,00	3954306,45	406
280507,13	3962313,82	41	288511,55	3954315,76	167	296506,43	3958313,21	211

NB :

X et Y : Coordonnées des stations en mètre (projection Transverse-Mercator.WGS. 1984. UTM Zone 31Nord.

Z : altitude topographiques en mètre

Annexe 03

Résultats de l'application de la méthode de Box-Cox (données pluviométriques et altitudes)

The UNIVARIATE Procedure
Variable: **pluvio**

Moments			
	N	58	SumWeights
Mean	395.012241	Sum Observations	22910.71
Std Deviation	86.7395064	Variance	7523.74197
Skewness	0.84811413	Kurtosis	0.62531552
Uncorrected SS	9478864.2	Corrected SS	428853.292
Coeff Variation	21.9586882	Std Error Mean	11.3894552

Basic Statistical Measures					
Location			Variability		
Mean	395.0122	Std Deviation	86.73951		
Median	369.7150	Variance	7524		
		Mode	.	Range	393.72000
				Interquartile Range	119.57000

Tests for Location: $\mu_0=0$

Test	-Statistic-	-----p Value-----
Student's t	t 34.68228	Pr > t <.0001
Sign	M 29	Pr >= M <.0001
Signed Rank	S 855.5	Pr >= S <.0001

Tests for Normality					
Test	--Statistic--	-----p Value-----			
Shapiro-Wilk	W 0.944248	Pr < W 0.0100			
Kolmogorov-Smirnov	D 0.128056	Pr > D 0.0188			
Cramer-von Mises	W-Sq 0.1199	Pr > W-Sq 0.0615			
Anderson-Darling	A-Sq 0.835412	Pr > A-Sq 0.0304			

Quantiles (Definition 5)

Quantile	Estimate
100% Max	644.810
99%	644.810
95%	591.750
90%	517.620
75% Q3	442.410
50% Median	369.715
25% Q1	322.840
10%	297.440
5%	284.100
1%	251.090
0% Min	251.090

Extreme Observations

-----Lowest-----		-----Highest----	
Value	Obs	Value	Obs
251.09	41	522.47	45
280.35	36	538.84	47
284.10	42	591.75	31
286.56	38	623.09	3
287.33	35	644.81	16

The UNIVARIATE Procedure
Variable: **altitud**

Moments

	N	58	Sum Weights	58
Mean	390.258621	Sum Observations	22635	
Std Deviation	312.418161	Variance	97605.1074	
Skewness	1.16575211	Kurtosis	0.31476861	
Uncorrected SS	14396995	Corrected SS	5563491.12	
Coeff Variation	80.0541345	Std Error Mean	41.0225143	

Basic Statistical Measures

		Location	Variability	
Mean	390.2586	Std Deviation	312.41816	
Median	297.5000	Variance	97605	
		Mode	75.0000	Range
				1108
			Interquartile Range	348.00000

NOTE: The mode displayed is the small est of 2 modes with a count of 3.

Tests for Location: Mu=0

	Test	-Statistic-	-----p Value-----
Student's t	t 9.513279	Pr > t	<.0001
Sign	M 29	Pr >= M	<.0001
Signed Rank	S 855.5	Pr >= S	<.0001

Tests for Normality

Test	--Statistic--	-----p Value-----
Shapiro-Wilk	W 0.846453	Pr < W <0.0001
Kolmogorov-Smirnov	D 0.190615	Pr > D <0.0100
Cramer-von Mises	W-Sq 0.515721	Pr > W-Sq<0.0050
Anderson-Darling	A-Sq 3.118606	Pr > A-Sq<0.0050

Quantiles (Definition 5)

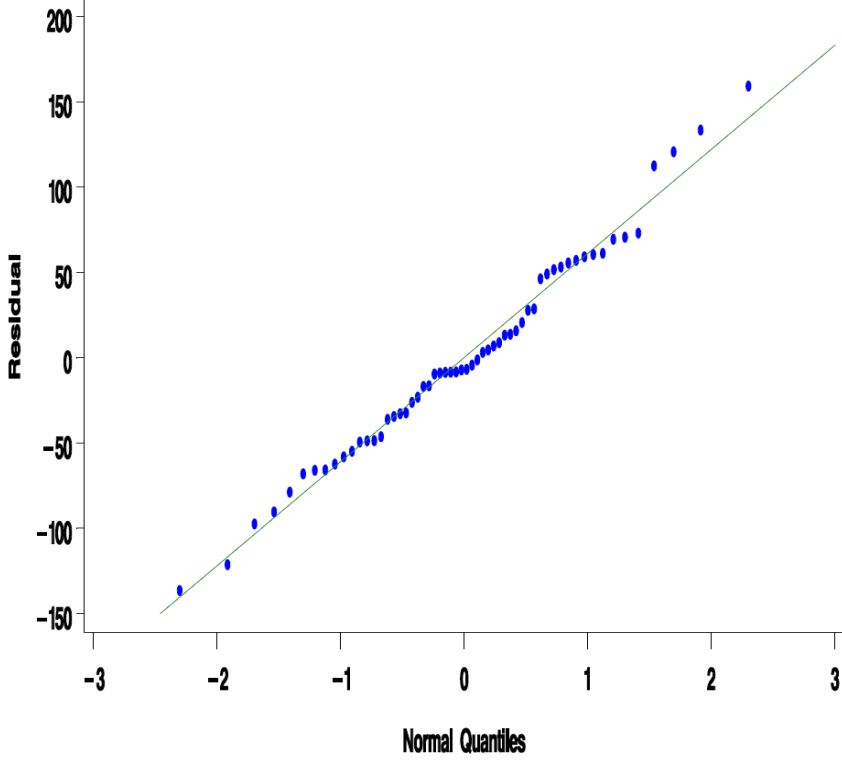
Quantile	Estimate
100% Max	1162.0
99%	1162.0
95%	1085.0
90%	959.0
75% Q3	490.0
50% Median	297.5
25% Q1	142.0
10%	75.0
5%	60.0
1%	54.0
0% Min	54.0

Extreme Observations

----Lowest----		----Highest---	
Value	Obs	Value	Obs
54	39	1050	49
60	41	1074	46
60	37	1085	45
75	42	1088	31
75	40	1162	47

Graphe correspond la corrélation entre les données pluviométries origine et les résidus

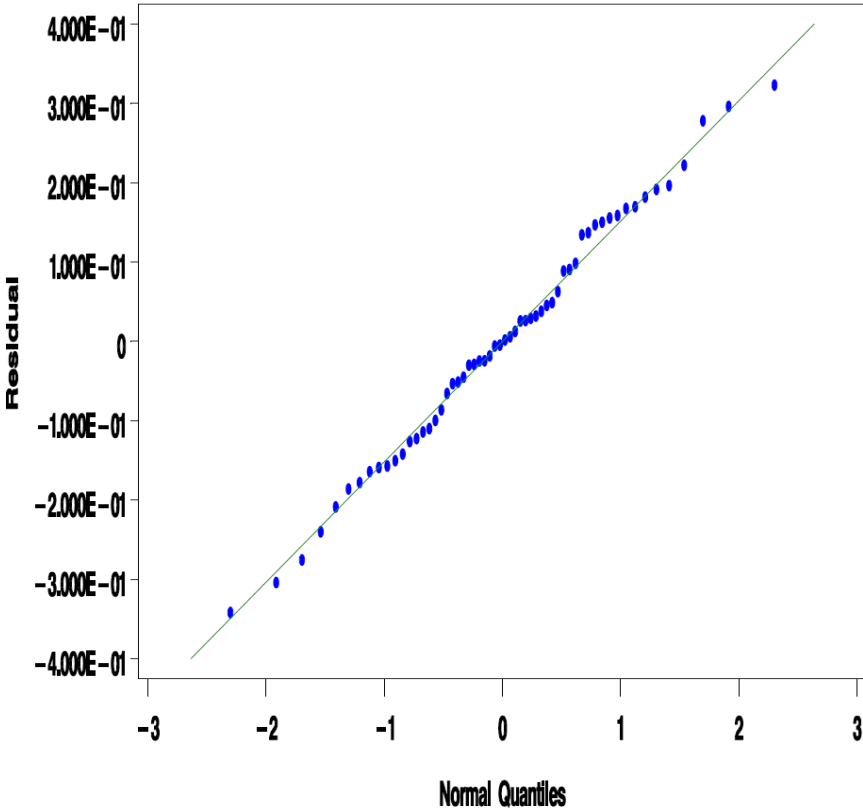
Variables Originales



Orig_Graphe Residu QQplot

Grphe correspond la corrlation entre les donnies pluviomtries transformé par mthode box-cox et les rsidus

Variables Transformees



Transf_Graphe Residu QQplot

Annexe 4 : Analyse statistique de la relation entre la pluviométrie et la topographie (altitude)

The REG Procedure

Model: MODEL1

Dependent Variable: **pluvio**

Number of Observations Read 58

Number of Observations Used 58

Analysis of Variance

Sum of	Mean					
Source		DF	Squares	Square	F Value	Pr > F
Model		1	216362	216362	57.02	<.0001
Error	56	212491	3794.47912			
Corrected Total	57	428853				

Root MSE 61.59934 **R-Square 0.5045**

Dependent Mean 395.01224 Adj R-Sq 0.4957

Coeff Var 15.59429

Parameter Estimates

Parameter	Standard					
Variable	DF	Estimate	Error	t Value	Pr > t	
Intercept	1	318.05141	13.01141	24.44	<.0001	
altitud	1	0.19720	0.02612	7.55	<.0001	

Annexe 05 : Résultats du test d'Hubert (détection des taux de changement du régime pluviométrique annuel)

Code de Station	Années de rupture	Avant rupture (mm)		Après rupture (mm)		Différence
		Moyenne (mm)	Ecart-type (mm)	Moyenne (mm)	Ecart-type (mm)	(%)
11301	stationnaire	310,98	70,64	310,98	70,64	0,00
11302	stationnaire	522,47	119,11	522,47	119,11	0,00
11404	stationnaire	517,62	130,39	517,62	130,39	0,00
11405	stationnaire	457,79	104,2	457,79	104,2	0,00
11407	1993	390,58	82,96	574,16	157,31	47,00
11501	1979	621,63	149,39	397,95	135,58	-35,98
11509	stationnaire	623,09	127,72	623,09	127,72	0,00
11510	1980	553,81	92,21	397,78	108,39	-28,17
11512	1980	559,42	90,16	398,51	100,19	-28,76
11514	stationnaire	441,32	94,16	441,32	94,16	0,00
11601	1979	391,93	41,94	288,62	61,69	-26,36
	2006	288,62	61,69	397,04	40,55	37,56
11603	stationnaire	423,42	102,42	423,42	102,42	0,00
11605	stationnaire	538,84	113,9	538,84	113,9	0,00
11606	1980	499,76	55,22	369,81	86,35	-26,00
11607	1973	775	190,63	432,18	121,31	-44,23
11609	1979	476,45	42,68	395,01	78,55	-17,09
11702	1986	512,02	83,42	367,43	94,87	-28,24
	2007	367,43	94,87	522,67	54,03	42,25
11703	1976	561,92	100,94	329,98	95,55	-41,28
11706	1979	507,93	36,11	398,61	86,69	-21,52
11711	1986	458,91	87,57	358,2	73,56	-21,95
11715	1972	608,7	0	358,43	75,96	-41,12
11717	1980	505,65	58,16	406,51	93,72	-19,61
11718	1979	442,96	47,04	334,7	75,28	-24,44
	2007	334,7	75,28	477,2	63,99	42,58
11801	1979	596,87	93,55	458,42	103,85	-23,20
	2007	458,42	103,85	633,77	11,44	38,25
11803	1979	868,91	91,99	588,77	147,02	-32,24
11804	1986	501,34	75,42	367,86	71,35	-26,62
	2004	367,86	71,35	519,7	64,46	41,28
11806	1976	793,3	116,76	562,95	123,06	-29,04

11901	1979	398,35	46,49	251,03	55,52	-36,98
	2002	251,03	55,52	345,8	52,21	37,75
11903	1976	616,46	43,63	420,31	82,32	-31,82
11904	1979	429,18	48,1	317,42	59,26	-26,04
	2006	317,42	59,26	429,84	32	35,42
11906	1979	433,32	55,03	312,96	57,15	-27,78
12001	Stationnaire	362,37	107,72	362,37	107,72	0,00
12004	2006	340,21	68,5	831,3	0	144,35
	2007	831,3	0	465,42	43,15	-44,01
12007	1979	376,78	52,61	249,2	44,29	-33,86
	1993	249,2	44,29	337,96	63,85	35,62
12108	1979	516,83	60,06	342,61	77,85	-33,71
	2006	342,61	77,85	518,7	69,02	51,40
12201	1979	465,81	64,04	319,07	64,15	-31,50
	2007	319,07	64,15	450,12	65,15	41,07
12203	1986	450,32	83,27	296	52,89	-34,27
	1994	296	52,89	407,12	71,81	37,54
12205	stationnaire	493,56	101,48	493,56	101,48	0,00
12218	1980	276,66	35,65	288,48	57,16	4,27
	2007	288,48	57,16	382,9	20,14	32,73
12219	1978	445,27	70,02	320,58	75,95	-28,00
12221	1978	425,68	35,93	318,34	52,42	-25,22
	1993	318,34	52,42	382,83	54,6	20,26
12222	1979	418,96	40,06	322,26	57,28	-23,08
	2007	322,26	57,28	436,97	70,51	35,60
12225	1979	439,26	51,03	288,51	74,12	-34,32
	1994	288,51	74,12	373,68	77,7	29,52
12304	1973	578,95	21,99	357,31	100,45	-38,28
12306	stationnaire	457,02	162,5	457,02	162,5	0,00
12307	1973	598,3	5,23	417,51	75,87	-30,22
12308	1978	441,38	51,28	289,24	61,59	-34,47
	2004	289,24	61,59	410,95	55,06	42,08
12309	1980	373,96	37,85	242,21	60,66	-35,23
	2007	242,21	60,66	396,92	14,9	63,87
12403	1978	334,58	47,39	252,55	63,38	-24,52
	2007	252,55	63,38	387,02	38,2	53,24
12409	1979	411,16	50,95	269,66	81,53	-34,41

	2007	269,66	81,53	502,87	75,98	86,48
12605	1979	437,83	42,74	217,62	51,81	-50,30
	1994	217,62	51,81	383,74	94,56	76,33
	1980	452,71	72,1	170,82	71,43	-62,27
	1994	170,82	71,43	705,9	0	313,24
	1995	705,9	0	289,96	81,61	-58,92
12703	2007	289,96	81,61	468,17	48,27	61,46
12803	1980	337,01	36,34	208,33	59,37	-38,18
	1994	208,33	59,37	324,27	69,16	55,65
12806	1979	360,15	63,16	272,12	64,79	-24,44
	2007	272,12	64,79	399,77	47,95	46,91
13503	stationnaire	298,38	78,47	298,38	78,47	0,00
13504	stationnaire	251,09	69,41	251,09	69,41	0,00
13505	1980	339,32	43,66	240,27	55,53	-29,19
	1999	240,27	55,53	312,09	48,02	29,89
13606	stationnaire	297,44	84,15	297,44	84,15	0,00