

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Kasdi-Merbah OUARGLA
Faculté Sciences appliquées
Département Génie civil et Hydraulique



N° d'ordre :
Série :

THÈSE

Présentée par

Fares Belagoune

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR EN SCIENCES

Filière : Génie civil

Option : Constructions hydrauliques et aménagements

**Etude Hydrologique des Bassins versants aride
et semi aride du sud-est de l'Algérie
(Cas des bassins : Chott Melghir, Chott d'El Hodna
et Hauts Plateaux Constantinois).**

Devant le Jury composé de :

Mr Abdelouahed KRIKER	Professeur	Univ. Kasdi-Merbah de Ouargla	Président
Mr Djamel BOUTOUTAOU	Professeur	Univ. Kasdi-Merbah de Ouargla	Rapporteur
Mr Abd Elrahmane BOUDOUKHA	Professeur	Univ. Batna 2 de Batna	Examineur
Mr Belkacem MESSAID	Maitre de conférences A	Univ. Batna 2 de Batna	Examineur

Année Universitaire : 2019/2020

Remerciements

Je souhaiterais remercier les personnes, sans eux cette étude ne serait pas, en commençant par M. Djamel BOUTOUTAOU, mon directeur de thèse, pour sa disponibilité et son aide précieuse et éclairante sur un domaine que je suis encore loin de maîtriser. Outre ses recadrages lorsque je m'égarais, sa contribution, ses nombreux conseils, son écoute et son ouverture d'esprit sont incontestables.

Je tiens particulièrement à remercier Monsieur Abdelouahed KRIKER professeur à l'université de Kasdi Merbah de Ouargla.

Je remercie également mes amis pour leurs aides et merci à mes parents et à ma famille.

ملخص العربية

الهدف من هاته الدراسة هو فهم وتنبؤ ودراسة جميع العوامل والتغيرات الهيدرولوجية للشبكة الهيدروغرافية في المنطقة الشبه جافة والجافة من الجزائر. تشمل هاته الدراسة من بين 17 حوض في الجزائر، حوض شط ملغيغ بمساحة تقدر ب: 68751 كلم²، حوض شط الحضنة بمساحة تقدر ب: 25843 كلم² وحوض الهضاب العليا القسنطينية بمساحة تقدر ب: 9578 كلم². أجمالي مساحة هاته المنطقة حوالي: 104500 كلم². شملت دراستنا دراسة مستجمعات مياه الأحواض الثلاثة لتحديد جانب سقوط الأمطار من خلال دراسة التقلب الزمني المكاني وتحليل الترددات للحد الأقصى من الأمطار السنوية ، وتمت دراسة الفيضانات وانشاء نموذج لحساب الفيضانات في الأودية الغير مجهزة بعد جمع المعطيات الضرورية عليها. وأخيراً ، تم دراسة نقل وتراكم المواد الصلبة على السدود حيث وحساب نسبة التآكل.

الكلمات الدالة : الفيضانات، الجاف، الشبه الجاف، الطوفان، نماذج.

Résumé en Français

L'objectif de cette étude est de comprendre, prédire et étudier tous les facteurs hydrologiques et les changements du réseau hydrographique dans la région semi-aride et aride de l'Algérie. L'étude comprennent parmi les 17 bassins en Algérie, bassin Chott Melghir estimé à: 68 751 km², bassin Chott Hodna estimé à: 25 843 km² et hauts plateaux constantinois est estimé à: 9578 Km². La région est d'environ: 104 500 km². Notre étude inclus l'étude afin de cerner l'aspect pluviométrique en étudiant la variabilité spatio- temporelle et une analyse fréquentielle des pluies maximales fréquentielles annuelles et a l'étude les inondations et la mise en place d'un modèle de calcul des inondations dans les zone semi-aride et aride avec la collecte des données nécessaires. Enfin, le transport solide et l'envasement des barrages.

Mots clés : Crues, aride, semi-aride, inondations, modélisations.

Abstract

The objective of this study is predict and study all the hydrological factors and changes of the hydrographic in the semi-arid and arid region of Algeria. The study included among the 17 basins in Algeria, Chott Melghir basin estimated at 68,751 km², Chott Hodna basin estimated at 25,843 km² and Constantinean highlands is estimated at: 9578 km². The region is about: 104,500 km². Our study included the study to determine the rainfall aspect by studying the spatio-temporal variability and frequency analysis of the annual maximum frequency rainfall and to study the floods and the implementation of a model for calculating floods in the semi-arid and arid zone with the collection of necessary data. Finally, solid transport and siltation of dams.

Key words: floods, arid, semi-arid, inundation, modelisations.

Sommaire

Introduction générale	01
CHAPITRE I. CADRE DE L'ETUDE	03
1.1. LE CADRE OROGRAPHIQUE ET LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE	03
1.1.1. Situation géographique et relief	03
1.2. LES CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET LITHOLOGIQUES DES BASSINS VERSANTS	19
1.2.2. Les caractéristiques lithologiques et la perméabilité des sols des sous bassins versants	22
1.3. LE COUVERT VEGETAL ET LE SOL	23
1.3.1. Couvert végétal	24
1.3.2. Sol	25
1.3.3. Type des sols de la région d'étude	26
1.4. ANALYSE DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES DE LA REGION D'ETUDE	27
1.4.1. Températures	27
1.4.2. Les autres facteurs climatiques	29
1.5. CONCLUSION	31
CHAPITRE II. ETUDE DE PRECIPITATIONS	32
2.1. TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES	32
2.1.1. Le réseau pluviométrique et les séries d'observation	32
2.1.2. Critique et Homogénéisation des données pluviométriques	35
2.1.3. Etude de la régionalisation	46
2.2. ETUDE DU REGIME PLUVIOMETRIQUE	56
2.2.1. Analyse des précipitations annuelles	56
2.2.2. Ajustement des totaux pluviométriques annuels	67
2.2.3. Evolution des totaux pluviométriques mensuels	68
2.3. ETUDE REGIONNAL DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES FREQUENTIELLES	70
2.3.1. Introduction	70
2.4. ETABLISSEMENT DU MODELE REGRESSIF DES MOYENNES DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES ANNUELLES	90
2.4.1. Jeu de Données	90
2.4.2. Établissement du modèle régressif des moyennes des pluies maximales journalières	92
2.5. CONCLUSION	93
CHAPITRE III. ETUDE DES LES ECOULEMENTS	94
3.1. ECOULEMENTS MOYENS ANNUELS ET FREQUENTIELS	94
3.1.1. Le choix des données hydrométriques	94
3.1.2. Caractéristiques des données hydrométriques	96
3.1.3. Étude du ruissellement interannuel	97
3.1.4. Les débits annuels minimums : les étiages	105
3.2. MODÉLISATIONS DES DÉBITS DES CRUES (DÉBITS MAX)	111
3.2.1. Modélisations des débits des crues fréquentiels	111
3.2.2. Détermination des paramètres q_{\max} et C_v du modèle	112
3.2.3. Comparaison entre les valeurs de crues calculées et modélisées	114
3.3. ETUDE DES DEBITS ET DES HYDROGRAMME DE CRUE	116
3.3.1. Méthodologie	116
3.3.2. Établissement des hydrogrammes unitaires	116
3.4. TRAITEMENT STATIQUE ET MODELISATION DES DEBITS DE CRUES	122
3.4.1. Analyse spatio-temporelle des précipitations extrêmes et inondations dans la région semi-aride d'Algérie et son application à la régionalisation (Cas d'oued de Chemorah)	122
3.4.2. Validation	126
3.5. CONCLUSION	129
CHAPITRE IV. ETUDE DE TRANSPORT SOLIDE	130
4.1. LE PHENOMENE D'EROSION DANS LES BASSINS VERSANTS	130

4.1.1. Introduction	130
4.1.2. Causes d'érosion et facteurs de résistance du milieu	131
4.1.3. les différentes manifestations de l'érosion hydrique	131
4.1.4. Les conséquences de l'érosion	132
4.1.5. Quantification de l'érosion	133
4.1.6. modes de transport solide	134
4.1.7. Mesure du débit solide	136
4.1.8. Etudes sur la sur l'érosion et le transport solide réalisées en Algérie	137
4.2. ETUDE DE L'ÉROSION	139
4.2.1. les données disponibles aux stations hydrométriques	139
4.2.2. les courbes d'étalonnage des sédiments	141
4.3. EVALUATION DES TRANSPORTS SOLIDES EN SUSPENSION ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE	148
4.3.1. Les apports solides annuels et leur variabilité	148
4.3.2. Les apports solides mensuels et leur variabilité	150
4.4. MODELISATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE DES SOLS SUR DES BASSIN VERSANTS D'OUEDS (Cas Oued Al Arab)	154
4.4.1. Introduction	154
4.4.2. Données utilisées	155
4.4.3. Élaboration de la carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique	158
4.5. CONCLUSION	160
CHAPITRE V.RESULTATS ET DONNEES	162
5.1. SIMULATION DE L'ENVAISEMENT DU BARRAGE FOU M EL KHERZA	162
5.1.1. Introduction	162
5.1.2. Présentation générale du barrage Foum El Kherza	162
5.1.3. Caractéristiques du barrage	163
5.1.4. Données disponibles	164
5.1.5. Prévision de l'envasement du barrage de foum el Gherza	167
5.1.6. Mesure du volume des sédiments	168
5.2. VULNERABILITE ET STRATEGIE D'ADAPTATION DES OUVRAGES MOBILISATION DES EAUX DE SURFACE	170
5.3. UNE GESTION DE L'EAU ENCORE TRES AXEE SUR L'OFFRE	171
5.4. LES RESSOURCES EN EAU	171
5.4.1. Eaux superficielles	171
5.4.2. Mobilisations	172
5.5. VULNERABILITE DES RESSOURCES EN EAU AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN ALGERIE	175
5.5.1. Le Changement climatique	175
5.5.2. Les impacts sur les écoulements de surface	176
5.5.3. L'évaporation des eaux de surface	176
5.4.4. Les changements affectant les eaux de barrages	178
5.6. STRATEGIE D'ADAPTATION DES OUVRAGES MOBILISATION DES EAUX DE SURFACE	180
5.6.1. Stratégie de développement	180
5.6.2. Options proposées en matière d'adaptation aux changements climatiques	180
5.7. CONCLUSION	181
Conclusion générale	182
References	185

N°	LISTE DES TABLEAUX	Pages
Tableau I.1	Superficie des différents sous bassin de Grand bassin versant 05 (Chott Hodna)	08
Tableau I.2	Superficie des différents sous bassin de Grand bassin versant 06 (Chott Melghir)	08
Tableau I.3	Superficie des différents sous bassin de Grand bassin versant 07 (H.Plateaux.C)	08
Tableau I.4	Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V05 (Chott Hodna)	12
Tableau I.5	Caractéristiques hydrographiques des cinq bassins	14
Tableau I.6	Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V06 (Chott Melghir)	15
Tableau I.7	Caractéristiques hydrographiques des cinq bassins	17
Tableau I.8	Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V07 (Haut Plateaux Constantinois)	17
Tableau I.9	Caractéristiques hydrographiques des quatre bassins	19
Tableau I.10	Les ressources en sols inventoriées	27
Tableau I.11	Résume ces principales données qui complètent l'analyse climatique à la station Batna (1975-1984)	30
Tableau I.12	Résume ces principales données qui complètent l'analyse climatique Chott Melghir à la station Biskra (1990-2000)	30
Tableau I.13	Résume ces principales données qui complètent l'analyse climatique Chott Hodna à la station Msila (1999-2000)	31
Tableau II.1	Coordonnées des stations pluviométriques étudiées Grand bassin versant BV5 (Chott Hodna)	32
Tableau II.2	Coordonnées des stations pluviométriques étudiées Grand Bassin versant BV6 (Chott Melghir)	33
Tableau II.3	Coordonnées des stations pluviométriques étudiées Grand bassin versant BV7 (Hauts plateaux constantinois)	33
Tableau II.4	Les coefficients correctifs des doubles cumuls (Chott Hodna)	36
Tableau II.5	Bassin versant BV5 (Chott Hodna): Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques	39
Tableau II.6	Bassin versant BV6 (Chott Melghir): Résultats D'homogénéisation des données pluviométriques	41
Tableau II.7	Bassin versant BV6-Suite- (Chott Melghir): Résultats D'homogénéisation des données pluviométriques	42
Tableau II.8	Bassin versant BV7 (haut plateaux constantinois): Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques	44
Tableau II.9	Bassin versant BV7-suite- (haut plateaux constantinois): Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques	45
Tableau II.10	Caractéristiques des stations pluviométriques	47
Tableau II.11	Caractéristiques du jeu de données	47
Tableau II.12	Caractéristiques du groupe1	53
Tableau II.13	Caractéristiques du groupe2	54
Tableau II.14	Résultats du test global du découpage	55
Tableau II.15	Date de rupture des stations	58
Tableau II.16	Résultats du test statistique de Bayésienne de Lee et Heghinian et segmentation d'Hubert appliqué sur les totaux pluviométriques annuels	60
Tableau II.17	Moyenne, écart type et coefficient de variation de la série pluviométrique (1974-2006)	62
Tableau II.18	Moyenne, écart type et coefficient de variation de la série pluviométrique (1974-2006)	64
Tableau II.19	Moyenne, écart type et coefficient de variation de la série pluviométrique (1971-2003)	65
Tableau II.20	Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1974-2006)	66
Tableau II.21	Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1974-2006)	66
Tableau II.22	Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1971-2003)	67
Tableau II.23	Détail des données de stations en coordonnées Lambert Nord Algérie	72
Tableau II.24	Résultats de calcul de la zone 1	75

Tableau II.25	Résultats de calcul de la zone 2	76
Tableau II.26	Résultats de calcul de la zone 3	76
Tableau II.27	L-moments et rapports de L-moments moyens par groupe	77
Tableau II.28	Résultats du test d'homogénéité des différentes régions	79
Tableau II.29	Statistiques régionales	80
Tableau II.30	Z-statistique des différentes distributions	80
Tableau II.31	Les Paramètres des lois des distributions régionales	83
Tableau II.32	Résumé de calcul pour la station représentative 050901	84
Tableau II.33	Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 1	85
Tableau II.34	Résumé de calcul pour la station représentative 070306	86
Tableau II.35	Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 2	87
Tableau II.36	Résumé de calcul pour la station représentative 070720	88
Tableau II.37	Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 3	89
Tableau II.38	Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières des stations pluviométriques.	90
Tableau II.39	Résultats de calcul	92
Tableau III.1	Code, période et coordonnées des stations hydrométriques	94
Tableau III.2	Cycles humide et sec et leurs caractéristiques hydrologiques	98
Tableau III.3	Les composantes du bilan des sous bassins versants de la zone d'étude	100
Tableau III.4	Ruissellement mesuré-ruissellement calculé.	101
Tableau III.5	Répartition des débits.	103
Tableau III.6	Répartition saisonnières des débits (%) des grands bassins versants.	104
Tableau III.7	Répartition saisonnières des débits (%) des petits bassins versants.	104
Tableau III.8	Débits d'étiage observés aux différentes stations	107
Tableau III.9	La fréquence des débits minimums mensuels	110
Tableau III.10	Caractéristiques morpho métriques des sous bassin versant étudiées	111
Tableau III.11	Calcul q_{max}	112
Tableau III.12	Détermination le rapport (Cv/q) et Log(S+1)	113
Tableau III.13	Comparaison entre les valeurs de crues calculées et modélisées	115
Tableau III.14	Combinaisons d'attributs pour les données de précipitations et de débit	126
Tableau III.15	Nombre de clusters obtenus en appliquant l'algorithme de K-Medoids et de Ward aux quatre expériences définies	126
Tableau III.16	Validation du CN pour l'algorithme de K-means et de Ward appliqué aux quatre expériences définies	127
Tableau IV.1	Forme de dégradation et d'érosion, causes, facteurs de résistance du sol	131
Tableau IV.2	Vitesses limites d'arrachement	136
Tableau IV.3	Mesures Bathymétrique et envasement de quelques barrages algériens	138
Tableau IV.4	Les mesures de concentrations disponibles	139
Tableau IV.5	Valeurs maximales de C (concentration) et de QL (débit liquide) par saison mesurés à la station Medjez (1973/1993)	140
Tableau IV.6	Valeurs maximales de C (concentration) et de QL (débit liquide) par saison mesurés à la station Sidi Ouadah (1982/2001)	140
Tableau IV.7	Valeurs maximales de C (concentration) et de QL (débit liquide) par saison mesurés à la station Khanget.S.Nadji (1973/89)	141
Tableau IV.8	Débits journaliers des crues d'oued Medjez	142
Tableau IV.9	Débits journaliers des crues d'oued Soubella	144
Tableau IV.10	Modèles ajustés par différentes échelles temporelles	145
Tableau IV.11	Coefficients de corrélation	147
Tableau IV.12	Paramètres statistiques des T.S.S. pour la période commune (1973-1974/1990-1991)	149
Tableau IV.13	Paramètres statistiques des T.S.S. pour la période commune (1977-1978/1988-1989)	149

Tableau IV.14	Paramètres statistiques des T.S.S. pour la période commune (1971-1972/1995-1996)	149
Tableau IV.15	Classification de la végétation	155
Tableau IV.16	Valeurs de l'érodibilité K en fonction de la nature de sol	158
Tableau IV.17	Classification des facteurs de l'érosion hydrique des sols	159
Tableau V.1	Bilan hydrologique annuels de la retenue du barrage de Foum El gherza (Hm ³)	166
Tableau V.2	Evolution de l'envasement en fonction du temps du barrage de Foum El Gherza	168
Tableau V.3	Capacite de piegeage	170
Tableau V.4	Potentialités en eau superficielle des neuf bassins de la zone d'étude (période 1972-1994)	171
Tableau V.5	Barrages en exploitation dans la zone d'étude	174
Tableau V.6	Retenues collinaires recensées dans la haut plateau Constantinois.	175
Tableau V.7	Dépôt dans quelques barrages	178
Tableau V.8	Répartition des ruissellements moyens annuels aux quelques stations hydrométrique de la zone d'étude (1984-1994)	179
Tableau V.9	Quelques Barrages en projet dans la zone d'étude	180

N°	LISTE DES FIGURES	Pages
Figure I.1	Cartes des grands bassins versants caractérisés le nord d'Algérie	04
Figure I.2	Modèle numérique de terrain	06
Figure I.3	Cartes des trois grands bassins versants caractérisés la zone d'étude	09
Figure I.4	Les réseaux hydrographiques de la zone d'étude	12
Figure I.5	Détail de la situation du bassin versant 05 (Chott Hodna)	13
Figure I.6	Réseau hydrographique du bassin 050301	13
Figure I.7	Réseau hydrographique du bassin 050501	13
Figure I.8	Réseau hydrographique du bassin 050901	14
Figure I.9	Réseau hydrographique du bassin 051701	14
Figure I.10	Réseau hydrographique du bassin 051101	14
Figure I.11	Détail de la situation du bassin versant 06 (Chott Melghir)	15
Figure I.12	Réseau hydrographique du bassin 061502	16
Figure I.13	Réseau hydrographique du bassin 0061301	16
Figure I.14	Réseau hydrographique du bassin 061201	16
Figure I.15	Réseau hydrographique du bassin 061801	16
Figure I.16	Réseau hydrographique du bassin 062308	16
Figure I.17	Détail de la situation du bassin versant 07 (Haut Plateaux Constantinois)	18
Figure I.18	Réseau hydrographique des sous bassins 070401,070404,070403 et 070501	18
Figure I.19	Réseau hydrographique du bassin 070301	18
Figure I.20	Réseau hydrographique du bassin 070601	19
Figure I.21	Réseau hydrographique du bassin 070702	19
Figure I.22	Carte Stratigraphie de la zone d'étude	22
Figure I.23	Carte Végétation de la zone d'étude	25
Figure I.24	Carte Lithologie de la zone d'étude.	27
Figure I.25	Réparation des températures moyennes mensuelles maximales et minimales à la station Msila (1973-2005)	28
Figure I.26	Réparation des températures moyennes mensuelles maximales et minimales à la station Biskra (1977-2002)	28
Figure I.27	Réparation des températures moyennes mensuelles maximales et minimales à la station Batna (1973-1998)	28
Figure II.1	Présentation de la région d'étude et emplacement des stations pluviométriques	34
Figure II.2	Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Sidi Ouadah- Avant Correction)	36
Figure II.3	Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Guentis)	36
Figure II.4	Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Djemorah)	37
Figure II.5	Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Reboa)	37
Figure II.6	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques(Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes B.V05)	40
Figure II.7	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques(Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes-Suite B.V05-)	40
Figure II.8	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes B.V06)	42
Figure II.9	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes-Suite B.V06-)	43
Figure II.10	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes B.V07)	44
Figure II.11	Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes-Suite B.V07-)	46
Figure II.12	Présentation de la région d'étude et emplacement des stations pluviométriques	47
Figure II.13	Coordonnées des stations sur F1 et F2	50
Figure II.14	Pluies moyennes annuelles en fonctions des coordonnées de l'axe1	50

Figure II.15	Contribution des stations sur l'axe factoriel 1 (F1)	51
Figure II.16	Pluies moyennes d'automne en fonction de coordonnées F1	52
Figure II.17	Projection des variables sur l'axe1 et l'axe2	52
Figure II.18	Test de Pettitt appliqué aux pluies annuelles des stations (Reboa et Merouana)	58
Figure II.19	Test de Pettitt appliqué aux pluies annuelles des stations (Ngaous)	59
Figure II.20	Test de Bayésienne de Lee et Heghinian appliqué aux pluies annuelles des stations (Rocad Sud, Seirah et Batna)	61
Figure II.21	Variabilité interannuelle de la pluviométrie de Rocad Sud	62
Figure II.22	Variabilité interannuelle de la pluviométrie de Merouana	63
Figure II.23	Variabilité interannuelle de la pluviométrie d'Ain Tin	63
Figure II.24	Variabilité interannuelle de la pluviométrie de Medina	65
Figure II.25	Ajustements de loi Log-normal des séries de pluies maximales annuelles de : Medjez et Sidi Ouadah.	67
Figure II.26	Ajustements de loi Log-normal des séries de pluies maximales annuelles de : Medina et Biskra	68
Figure II.27	Ajustements de loi Log-normal des séries de pluies maximales annuelles de : Batna et Sidi Maancer	68
Figure II.28	La variabilité des précipitations mensuelles de Medjez	69
Figure II.29	La variabilité des précipitations mensuelles de Djemorah	69
Figure II.30	La variabilité des précipitations mensuelles de Reboa	70
Figure II.31	Localisation des stations climatologiques	71
Figure II.32	Situation géographique des groupes homogènes des pluies maximales journalières	74
Figure II.33	L-moment diagramme groupe1	74
Figure II.34	L-moment diagramme groupe2	74
Figure II.35	L-moment diagramme groupe3	75
Figure II.36	Quantiles réduits des trois lois régionales	83
Figure II.37	Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 1(050901)	84
Figure II.38	Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 1	85
Figure II.39	Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 2 (070306)	86
Figure II.40	Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 2	87
Figure II.41	Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 3(070720)	88
Figure II.42	Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 3	89
Figure III.1	Détail de la situation du bassin versant 05 (Chott Hodna)	95
Figure III.2	Détail de la situation du bassin versant 06 (Chott Melghir)	95
Figure III.3	Détail de la situation du bassin versant 07 (Haut.P.Constantinois)	95
Figure III.4	Variation des débits moyens mensuels à la station 051101	96
Figure III.5	Variation des débits moyens mensuels à la station 061502	96
Figure III.6	Variation des débits moyens mensuels à la station 070702	97
Figure III.7	Courbe des cumules des écarts à la moyenne des données de la station El Kantra	98
Figure III.8	Courbe des cumules des écarts à la moyenne des trois stations (B.V.05)	98
Figure III.9	Courbe des cumules des écarts à la moyenne des trois stations (B.V.06)	99
Figure III.10	Courbe des cumules des écarts à la moyenne des trois stations (B.V.07)	99
Figure III.11	Relation entre le coefficient de ruissellement et la pluviométrie annuelle des BV de la zone d'étude	101
Figure III.12	Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Chott hodna	103
Figure III.13	Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Chott melghir.	103
Figure III.14	Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Haut plateau constantinois.	104
Figure III.15	Distribution type du ruissellement (%) pour les cours d'eau $S > 2000 \text{ km}^2$	105
Figure III.16	Distribution type du ruissellement (%) pour les cours d'eau $S < 2000 \text{ km}^2$	105
Figure III.17	Ajustements de loi Log-normal des séries de Débits Mensuels d'étiage de : El Ham et K'Sob	110

Figure III.18	Ajustements de loi Log-normal des séries de Débits Mensuels d'étiage de : El Hai et El Abiod	110
Figure III.19	Relation entre le débit spécifique moyen $\max(Q_M)$, la surface de bassin (S) et (S+1)	113
Figure III.20	Relation entre le coefficient de variation $\frac{C_v}{q_{\max}}$ et Log (S+1)	114
Figure III.21	Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 051101 et 050501.	116
Figure III.22	Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 062308 et 061201	117
Figure III.23	Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 070501 et 070601	117
Figure III.24	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Sidi ouadah (051101)	120
Figure III.25	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Ain babouche (062308)	121
Figure III.26	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Chemorah (070501)	122
Figure III.27	L'équipement hydropluviométrique de la zone d'étude d'oued Chemorah	123
Figure III.28	Le biplot PCA	128
Figure III.29	La carte des isolignes d'oued chemora et régionalisation	128
Figure.IV.1	Mode de transport solide.(Benaicha, 2010)	137
Figure.IV.2	Position dans l'année des mesures de concentration, station de Medjez, oued Ksob (1973/1993)	139
Figure.IV.3	Position dans l'année des mesures de concentration, station de Sidi Ouadah, oued Soubella (1982/2001)	140
Figure.IV.4	Position dans l'année des mesures de concentration, station de Khanget.S.Nadji, oued Al Arab (1973/1989)	141
Figure.IV.5	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Ksob)	142
Figure.IV.6	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle saisonnière (Oued Ksob)	143
Figure.IV.7	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Soubella)	143
Figure.IV.8	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle saisonnière (Oued Soubella)	144
Figure.IV.9	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Al Arab)	145
Figure.IV.10	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Reboa)	145
Figure.IV.11	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Chemorah)	145
Figure.IV.12	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Chemorah)	146
Figure.IV.13	Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued Soubella	147
Figure.IV.14	Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued ksob	147
Figure.IV.15	Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued Al Arab	147
Figure.IV.16	Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued Chemorah	148
Figure.IV.17	Variabilité des T.S.S.annuels pour les bassins des l'oueds Lougmane et Ksob (1973/1974 1990/1991)	149
Figure.IV.18	Variabilité des T.S.S.annuels pour les bassins des l'oueds Djedi et Al Arab (1977- 1978/1988-1989)	150
Figure.IV.19	Variabilité des T.S.S.annuels pour les bassins des l'oueds Chemorah et Gueiss (1971- 1972/1995-1996)	150

Figure.IV.20	Variabilité des T.S.S.mensuels pour les bassins des l'oueds Lougmane et Soubella (1982-1983/1994-1995)	151
Figure.IV.21	Variabilité des T.S.S.mensuels pour les bassins des l'oueds Djedi (1977-1978/1988-1989).	151
Figure.IV.22	Variabilité des T.S.S.mensuels pour les bassins des l'oueds Chemorah (1971-1972/1995-1996).	151
Figure.IV.23	Répartition mensuelle des Apports solides en %	153
Figure.IV.24	Préparation des images satellitaires: (a) mosaïque du bassin versant; et (b) extrait d'images Landsat en composition colorée RVB 321 représentant Le sous bassin de Khanget sidi nadji	154
Figure.IV.25	Cartes de la classification de l'occupation du sol (sous bassin Khanget.S.Nadji)	155
Figure.IV.26	Modèle numérique d'altitude (sous bassin Khanget.S.Nadji)	156
Figure.IV.27	Etapas de calcul du facteur LS (sous BV.K.S.Nadji): (a) carte des pentes, (b) carte du facteur LS	157
Figure.IV.28	Carte des classes lithologiques (Sous Bassins : Khanget.S.Nadji)	158
Figure.IV.29	Carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique du bassin oued Al Abiod	159
Figure.IV.30	Répartition par secteur de l'érosion hydrique dans la zone d'étude	160
Figure V.1.	Vue satellitaire du lac réservoir Foum El Kherza (Image Google earth, 2017)	164
Figure V.2	Etat critique du barrage de Foum El Gherza en Novembre 2014	164
Figure V.3	Leves bathymetriques effectues a Foum El Kherza	165
Figure V.4	Prevision de l'envasement du barrage de foum el Gherza	168
Figure V.5	La courbe de Brune (Brune's Curve)	169
Figure V.6	Évaporation au barrage K'sob (Boutoutaou, 2011)	178

Liste des indices et sigles

ANRH	Agence nationale des ressources hydrauliques
ANBT	Agence nationale des barrages et transferts
BV	Bassin Versant
MNT	Modèles Numériques de Terrain
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
MNA	Modèle Numérique d'Altitude
TIN	Réseau de Triangles Irréguliers
PPRI	Plans de prévention des risques d'inondation
SIG	Système d'Information Géographique
ACP	Analyse en composantes principales
NbCD	Nombre des cours d'eau aux noeuds pour chaque ordre
V.R	Variables régionalisées
O.N.M	Office National de la Météorologie
PAM	Partitioning Around Medoids
CCP	Coefficient de corrélation cophénétique
ade4	Fonctions d'analyse de données pour analyser les données écologiques et environnementales dans le cadre des méthodes exploratoires euclidiennes
Pmax	Pluies maximales annuelles
Qmax	Débits maximales annuelles
T.S.S	Transports solides en suspension
HRT	Hydraulic Residence Time
TC	Temps de concentration
D	Densité de drainage
KG	Compacité de Gravelius
LON	La longueur d'Oued
SUP	La surface du bassin
PER	Périmètre
ALT	Altitude de la station hydrométrique
S	Pente de l'oued

Introduction générale

Un bassin versant est l'espace drainé par un cours d'eau et ses affluents. L'ensemble des eaux qui tombent dans cet espace convergent vers un même point de sortie appelé exutoire : cours d'eau, lac, mer, océan, etc..

Notre zone d'étude concerne trois parties de zone semi-aride de l'Algérie (Chott Melghir, Chott Hodna et Haut plateaux constantinois). La surface totale de cette zone est d'environ 104500 Km². Le grand bassin versant de Chott Melghir d'une superficie environ de 68751 km², englobe trente (30) sous bassins versants, situé en zone aride steppique, est représentatif de la région méditerranéenne, notamment en raison de la diversification des habitats qu'il renferme : chott et sebkha. On y rencontre des halipedes, des zones steppiques toujours vertes aux alentours du chott et, au centre, des sebkhas saturées en sel complètement dépourvues de végétation. A ces formations végétales s'ajoutent les formations des zones humides où se rencontre une végétation purement aquatique lacustre et paludicole. Les précipitations étant l'élément déclencheur de toute réponse hydrologique du réseau hydrographique, l'étude de sa variabilité spatio-temporelle s'avère nécessaire sur le bassin versant Isser, nécessitant une visualisation synthétique des ressemblances des profils de réponse pluviométriques, des stations de mesure des précipitations, afin d'en déduire une ou plusieurs variables synthétiques capables d'expliquer cette variabilité dans l'espace, quant à l'analyse temporelle, une étude de la tendance ainsi que de la rupture des totaux annuels sera réalisée, afin de caractériser la variabilité temporelle de la pluviométrie.(Belagoune, 2012). La détermination des quantiles des précipitations maximales journalières est une étape importante dans les études d'ouvrages hydrauliques, on citera les évacuateurs de crues de barrages, les batardeaux de barrages, les aménagements des cours d'eau, les réseaux d'assainissement notamment les réseaux d'eau pluviale, les aménagements contre les inondations, les ponts et les aménagements des villes. En l'absence des données hydrométriques, en Algérie en particulier, le calcul des débits fréquentiels se fait dans la quasi-totalité par des modèles des débits fréquentiels (Sokolovski, 1949 ; Giandotti, 1968 ; Turraza, 1968 ; Montana, 1978 ; Boutoutaou, 2015), utilisant les paramètres morphométriques du bassin versant, paramètres hydrographiques et météorologiques, notamment les pluies annuelles et pluies maximales fréquentielles).(Zeggane, 2017). L'état initial de la zone du projet décrit l'état des lieux de l'occupation actuelle de l'espace par les ressources en eau. On y retrouve le réseau hydrographique. La description de la dynamique des écoulements a distingué les écoulements de surface des écoulements souterrains et la cartographie des facteurs influençant la variabilité spatiale et temporelle des processus hydrologiques, ainsi que la disponibilité des ressources en eau a dressé des cartes d'occupation des sols, les cartes topographiques, le réseau hydrographique, les cartes pédologiques et les cartes géologiques.

En Algérie, le risque d'inondation est parmi les défis majeurs qu'affrontent les agglomérations Algériennes situées aux pieds des versants dans les basses plaines ; aux embouchures des oueds. Les crues inondantes constituent un risque engendré par l'accroissement démesuré de ces entités urbaines sans infrastructures convenables en matière d'assainissement et de protection contre ce risque. Dans cette partie de travail nous

proposerons une méthodologie de travail pour l'établissement d'un modèle de calcul du débit fréquentiel, en l'absence de données hydrométriques et d'un modèle de la distribution de ce débit fréquentiel dans le temps (Hydrogramme de crue). Un SIG (Système d'Information Géographique) s'est fait en plusieurs étapes après la conception de l'architecture de la base de données ; la collecte des données ; la mise au format des données. Les différentes interfaces de la base de données SIG sont le Modèle Numérique de Terrain ; la distribution spatiale des pentes ; les niveaux piézométriques ; la morphologie ; l'état d'occupation des sols ; le réseau hydrographique ; les bassins versants ; La géologie . De tous les travaux menés en Algérie sur le phénomène érosif, compte tenu de l'insuffisance de données, il ressort que, sans une approche ou une synthèse régionale pour estimer l'érosion hydrique en termes d'érosion spécifique, il est impossible d'apporter un aménagement approprié aux bassins-versants très vulnérables et très affectés par le phénomène. De ce fait, la modélisation des écoulements liquides et solides à l'échelle du bassin s'avère une étape incontournable pour les actions de remédiation. Aussi bien limitant que favorisant, les phénomènes et les éléments qui opèrent doivent inéluctablement être connus pour porter des remèdes efficaces et indispensables, le quatrième chapitre s'étalera sur les problématiques de l'érosion.

En terminera le travail par résultats et données.

1.1. LE CADRE OROGRAPHIQUE ET LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

1.1.1. Situation géographique et relief

1.1.1.1. Situation géographique

Notre zone d'étude concerne trois parties de zone semi-aride de l'Algérie (Chott Melghir, Chott Hodna et Haut plateaux constantinois). La surface totale de cette zone est d'environ 104500 Km². Le grand bassin versant de Chott Melghir d'une superficie environ de 68751 km², englobe trente (30) sous bassins versants, situé en zone aride steppique, est représentatif de la région méditerranée. On y rencontre des halipedes, des zones steppiques toujours vertes aux alentours du chott et, au centre, des sebkhas saturées en sel complètement dépourvues de végétation. A ces formations végétales s'ajoutent les formations des zones humides où se rencontre une végétation purement aquatique lacustre et paludicole (Belagoune, 2012).

Coordonnées géographiques de la zone d'étude : Longitude : 34°00'00'' et 34°30'01'' Nord
Latitude 6°07'30'' et 6°30'02'' Est (Baazi, 2002)..

Le Chott El Hodna est un type de zone humide représentatif au niveau de la méditerranée de par l'étendue de sa superficie et de son bassin versant. Sa situation en zone aride est un autre atout justifiant le degré de rareté de milieux naturels d'un seul tenant ayant peu ou pas de transformations importantes par l'homme. Enfin, Le chott est un modèle représentatif de par la présence de plusieurs types de sols, de bioclimats et de variétés biologiques. Le Chott El Hodna couvre deux wilaya, M'Sila, sur 1000 Km², et Batna sur 100Km², située au Sud-est de l'Algérie et isolé de la Mer Méditerranéenne par 100 à 150 km de chaînes de montagnes, cet écosystème qui occupe le centre de la cuvette du Hodna est situé à 40 km de la Ville de M'sila, à 20 km au Sud-ouest de la ville de Boussaâda et à 80 km au Sud-est de la ville de Biskra (Belagoune, 2012).

Coordonnées géographiques (Chott El Hodna): Latitude : 35° 18' / 35° 32' Longitude : 4°15' / 5° 06'(Baazi, 2002).

Le Haut plateau constantinois de l'est situés dans les étages bioclimatiques semi-arides à arides (200 à 400 mm/an de précipitation) et renfermant de grandes dépressions continentales salées appelées chotts et sebkhas.

Coordonnées géographiques (Haut plateau constantinois) : Latitude :35° 44' 69'' Nord / Longitude : 06° 47' 43'' Est (Baazi, 2002).

Cette zone renferme les principales ressources en eaux de surface et les infrastructures hydrauliques du pays (Belagoune, 2012).

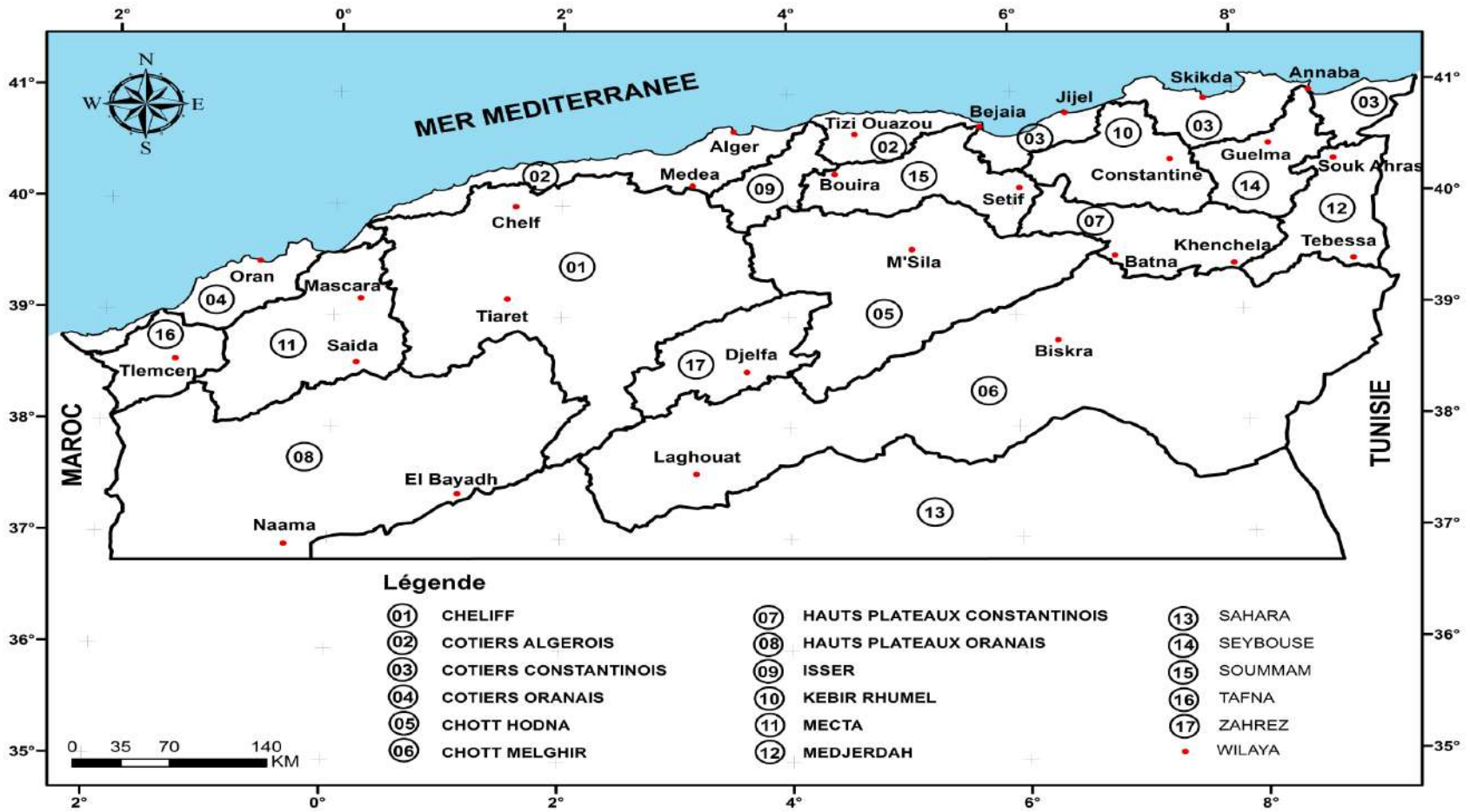


Figure I.1. Carte des grands bassins versants caractérisés le nord d'Algérie.

1.1.1.2. Relief

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin versant. Son importance réside aussi dans les cartes de dérivation (carte des pentes notamment) ou encore dans le seuillage possible des altitudes pouvant aider dans la précision de phénomènes naturels tels que les inondations (Charleux-Demargne, 2001). Le modèle de relief d'un bassin versant, s'obtient par interpolation des données numériques (courbes de niveau, points cotés) numérisées sur les cartes topographiques à l'aide de logiciels *S.I.G* tels que *ArcView*. En effet, à partir de ces données altimétriques, réparties de manière non homogène, il est possible de représenter le relief en tant que surface continue à l'aide d'une interpolation (Rousseau F, 2004 ; Charleux-Demargne, 2001). Cependant, ces documents cartographiques ne sont pas toujours disponibles, surtout pour des zones d'accès difficile comme le haut bassin. Et même s'ils existent, les besoins d'homogénéisation de l'information se posent pour les études qui concernent les espaces qui s'étendent à cheval sur plusieurs pays. Pour les raisons de disponibilité et d'homogénéité énoncées ci-dessus, notre choix s'est donc porté sur les données *SRTM* (Shuttle Radar Topography Mission). Cette mission fournit, en effet, des Modèles Numériques de Terrain accessibles depuis Internet. Ceci est, un atout parce que les *MNT* possèdent un rôle important en terme d'analyse spatiale et tant leur intégration au sein de système d'information géographique (*S.I.G*) étend les possibilités d'analyses (analyse paysagère, compréhension de risques naturels...).

Modèle numérique de terrain (*MNT*) : Il s'agit d'une représentation numérique du relief donc des valeurs d'altitude d'une zone donnée. On peut en dériver des indications sur les valeurs de pentes et d'exposition et sur les formes de la surface topographique d'une zone géographique donnée. Si l'on représente uniquement l'altitude du sol nu, on parle de *MNT*. Si l'on prend en compte les hauteurs de tous les objets placés sur celui-ci comme les bâtiments et la végétation, ce que l'on appelle le « sursol », on parle alors de Modèle Numérique d'Altitude (*MNA*). Un *MNT* peut prendre la forme de fichiers vecteurs (points, polygones où chaque entité porte l'information altimétrique), d'un fichier raster (où chaque pixel ou cellule porte l'information altimétrique), d'un Réseau de Triangles Irréguliers (*TIN*). *MNT* ou Modèle Numérique de Terrain : « Représentation de valeurs d'altitudes continues sur une surface topographique à l'aide d'un tableau de valeurs *Z* référencées par rapport à un datum commun ; il est généralement utilisé pour représenter le relief d'un terrain » (*ARCGIS User's guide, 2006*).

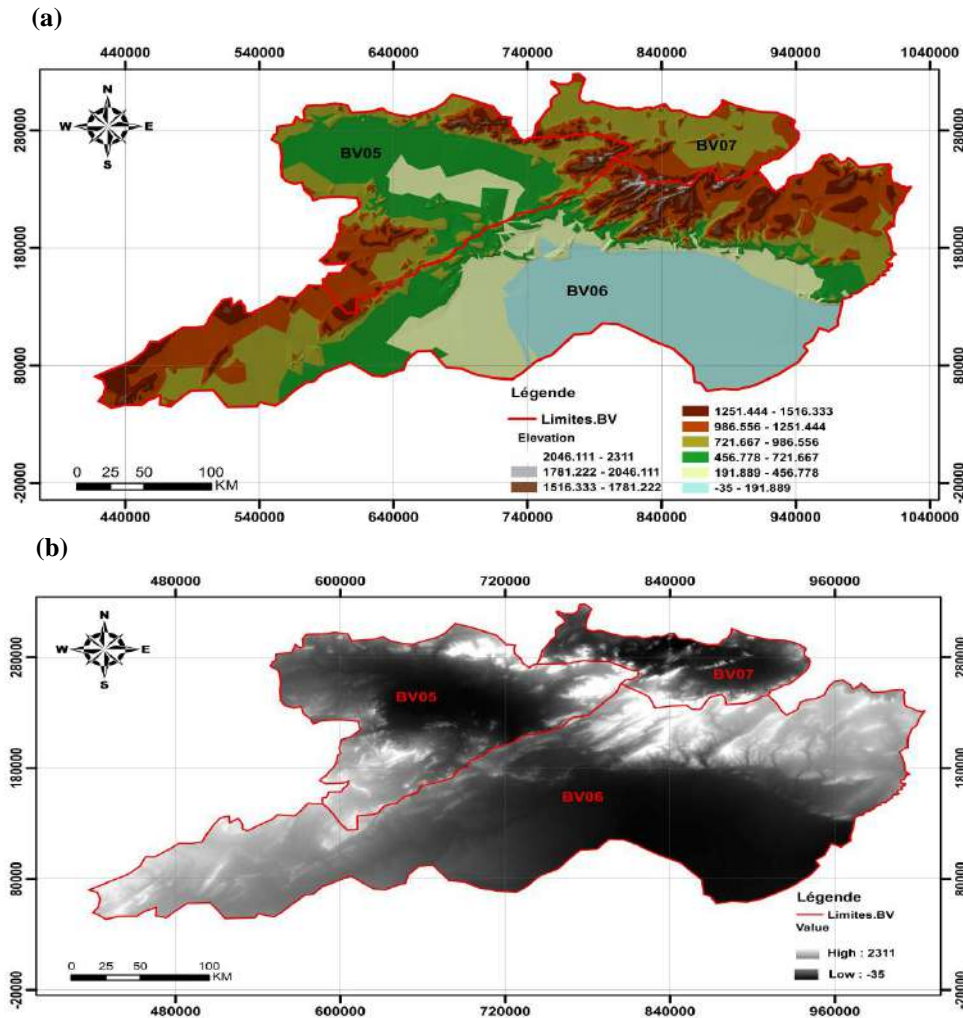


Figure I.2. Modèle numérique de terrain de la zone d'étude : (a) Représentation en mode TIN .
(b) Représentation en mode GRID.

Dans ce contexte, la zone semi-aride est divisée en quatre ensembles distincts:

A. Les montagnes

Ces reliefs forment une barrière naturelle qui joue un rôle climatique et hydrologique important. Les différents paramètres climatiques sont fortement influencés par ces reliefs qui forment une limite entre les influences sahariennes du Sud et celles de la continentalité caractérisant les hautes plaines contrairement au bassin versant de Chott Hodna, qui caractérisent les régions steppiques semi-arides et arides de Haut Plateau (900-400m d'altitude), le bassin versant de Chott Melghir caractérisent les régions sahariennes arides et hyperarides et constituent les points les plus bas du Sahara (-35m d'altitude).

Le bassin versant de chott Melghir est composé essentiellement de massifs montagneux des Aurès qui on citée par exemple : Djebel Metlili (1496m), Ras er Rih (1916 m), el Mahmel (2231 m), plus à l'Est on rencontre les massifs de Djebels Timagoult (1875 m), Lizourès (1746 m), et Djebels Aslaf (1606 m).

Le grand bassin versant de Haut plateaux est composé aussi de massifs montagneux des Aurès: Asker (1833m) , Ras er Rih (1916 m) , el Mahmel dont l'altitude s'élève jusqu'à 2231m, plus à l'Est de Grand bassin versant on rencontre les massifs de Djebels Timagoult (1875m) , Lizourès (1746 m) , et Djebels Aslaf (1606 m) .

Le bassin versant de chott Hodna est une zone où interfèrent les domaines telliens et sahariens, ce qui entraîne une très grande variation de faciès et une tectonique complexe.

Les terrains qui forment la région sont essentiellement Mésozoïques (Secondaire). Le Paléozoïque (Primaire) est absent, le Trias et le Jurassique n'occupent que des surfaces réduites, le plus souvent le Trias apparaît en diapres et présente une épaisseur de l'ordre de deux cent mètre (200m), alors que le Crétacé forme la majorité des affleurements en relief. Le Quaternaire, quant à lui, recouvre toute la plaine du Hodna (Bendjamaa, 2000).

B. Le piedmont

Sur le bassin versant de haut plateau constantinois c'est une zone de transition entre la montagne et la plaine : Elle s'allonge de l'Ouest à l'Est au pied du versant Sud et celui de Djebels Bou-Arif au Nord-ouest, sous forme des collines constituées par les dépôts colluviaux qui descendent en pente atténuée vers la plaine, son altitude varie entre 1200 et 1400m.

En plus de ces collines, le bassin se caractérise par les draâs, il s'agit d'une série de glacis sous forme des petits reliefs monoclinaux. La zone de piedmont est le plus souvent agricole.

Elle s'allonge de l'Est à l'Ouest sur le grand bassin versant de Chott Melghir et grand bassin versant de Chott Hodna, on trouve également le piedmont méridional avec ses collines et ses étendues planes, étagées et en pente douce ; son altitude varie entre 1200 et 1600 m (Bendjamaa, 2000).

C. La plaine

Cette zone plutôt plate à relief peu accusé occupe la plus grande partie du grand bassin versant de haut plateau et s'étend au Nord et à l'Est des piedmonts. Elle est circonscrite par les courbes de niveau 1200m et 900m, et s'étale jusqu'aux rives des lacs salés avec une déclivité qui ne dépasse pas le plus souvent les 8%. Les dépôts accumulés dans cette plaine sont composés dans l'ensemble, de sable, gravier, et de limon, résultants de la charge solide des oueds qui perdent leur compétence avant d'atteindre les lacs salés ; Ce terrain est utilisé pour les activités agricoles saisonnières et c'est la zone plate du grand bassin versant de Chott Melghir qui est plus exposée aux crues, elle se situe au Nord-est des piedmonts, elle est circonscrite par les courbes de niveau 800 à 1200m, les dépôts accumulés dans cette plaine sont composés de sable, gravier et de limon résultant de la charge solide des oueds. Ce terrain est utilisé pour les activités agricoles saisonnières.

De ces ensembles physiques ci-dessus décrits, il est possible de délimiter trois grandes unités hydrologiques du bassin:

a. Le bassin supérieur

C'est une région montagneuse formée d'une chaîne imposante à relief accidenté avec une altitude variant entre 1400m et 1200m ; Ce secteur constitue la partie la plus arrosée et présente une déclivité accentuée par exemple.

b. Le bassin moyen

Ce bassin englobe la zone du piedmont et une partie de la plaine, et caractérisé par des reliefs moins abrupts que ceux du bassin supérieur, avec une altitude variant entre 1200m et 1000m.

c. Le bassin inférieur

C'est la partie septentrionale, avec une altitude variant entre 1000m et 800m.

1.1.2. Les caractéristiques morpho-métriques des bassins

Les différents paramètres morpho-métriques des bassins notamment, la forme, l'altitude caractéristique, la pente et le relief interviennent et souvent de façon combinée dans les modalités de l'écoulement, donc il convient de les préciser dès le début de toute étude.

1.1.2.1. La superficie des bassins

La surface du bassin d'un cours d'eau donnée en un point de ceci est l'aire limitée par le contour, à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers ce point.

La superficie d'un bassin versant est une dimension importante à connaître, car elle est la base de tous les calculs hydrologiques (bilan, module, débit spécifique ... etc).

La mesure de cette surface suppose d'abord la délimitation du bassin par la ligne de partage des eaux qui est matérialisée par les lignes de crêtes. La délimitation des sous bassins pour chott Hodna, chott Melghir et Haut plateau constantinois, les résultats sont présentés dans les tableaux I.1, I.2 et I.3,. Nous présentons également les valeurs des surfaces calculées par l'ANRH.

Tableau I.1. Superficie des différents sous bassin de Grand bassin versant 05 (Chott Hodna).

Sous Bassin	Superficie	
	Planimétrie	ANRH
Ain EL Hadjel	2670	2660.5
Rocade Sud	6130	5600
Ced Fagues	334	333.5
Medjez	1330	1331.1
Sid Ouadah	176	176
Moulin Ferrero	1020	1020

Tableau I.2. Superficie des différents sous bassin de Grand bassin versant 06 (Chott Melghir).

Sous Bassin	Superficie	
	Planimétrie	ANRH
El Kantara	1788	1170
Djemorah	906	595
M'Chounche	1234	1049.6
Khanget Sidi Nadji	3044	2085
Ain Babouche	816	784.8
Ktef Essouda	3154	2098

Tableau I.3. Superficie des différents sous bassin de Grand bassin versant 07 (H.Plateaux.C).

Sous Bassin	Superficie	
	Planimétrie	ANRH
Timgad Gue	189.5	196
Reboa	280.5	194
Chemorah	741	765.2
Yabous	79	77.9
Foum El-Gueiss	176	144.5
Morri	24.5	-

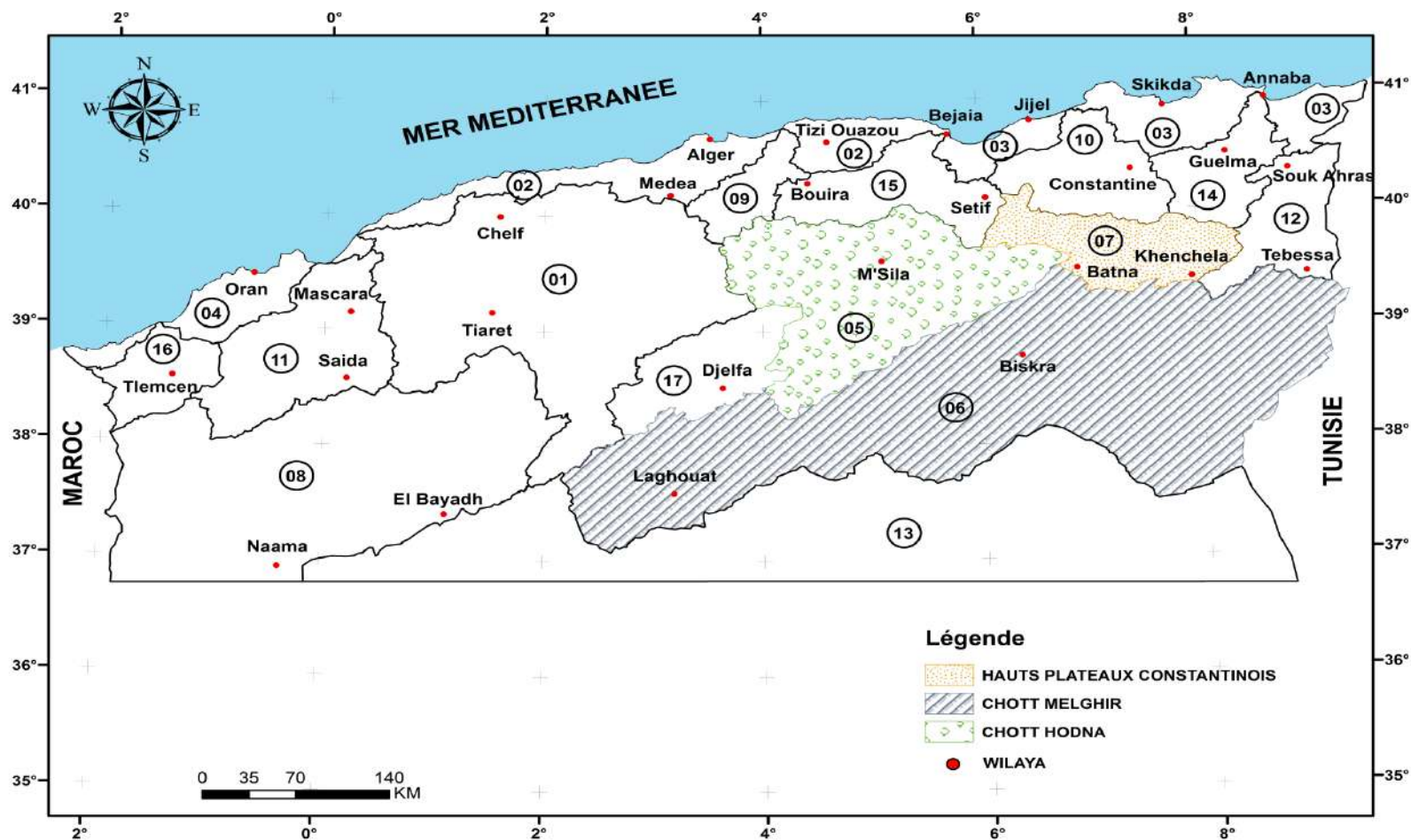


Figure I.3. Carte des trois grands bassins versants caractérisés la zone d'étude.

1.1.2.2. Densité de drainage

Le calcul du nombre de drains renseigne sur la morphologie du réseau, mais ne nous informe pas sur la densité du chevelu. La densité du réseau de drainage, introduite par Horton, varie selon les bassins et fait référence à la longueur totale des cours d'eau, quelle que soit son ordre. Nous la définissons de la façon suivante (Rezak, 2014):

$$D_d = \frac{\sum l_i}{S} \quad (I.1)$$

Où :

- ✚ D_d est la densité de drainage (km/km²).
- ✚ l_i est la longueur de cours d'eau i (km).
- ✚ S est la surface du bassin versant (km²).

La densité de drainage dépend de la géologie, des caractéristiques morphométriques du bassin versant et des conditions climatologiques et anthropiques (Rezak, 2014).

1.1.2.3. Le coefficient de compacité

Les outils SIG *ArcGIS* et *ArcHydro tools* ont été utilisés pour déterminer les caractéristiques géomorphologiques des bassins versants : la surface, l'altitude moyenne, la pente moyenne, la forme et les limites des bassins versants. La forme des bassins versants hydrométriques a été exprimée à l'aide de l'indice de compacité de Gravelius (Gravelius, 1914). Ceci est défini comme étant le rapport entre le périmètre du bassin versant et le périmètre du cercle ayant la même surface (Ragunath, 2006):

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (I.2)$$

Où : P et S sont respectivement le périmètre (km) et la surface (km²) du bassin versant.

1.1.2.4. Rectangle équivalent

Défini par sa longueur " L " et sa largeur " l " et par la même surface du bassin versant " S ". Soit : l et L la largeur et la longueur du rectangle, on a alors :

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (I.3)$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (I.4)$$

1.1.2.5. Le relief

Le relief d'un bassin est caractérisé par des indices qui ont été définis pour rendre compte de l'influence de la pente sur le régime hydrologique, pour comparer des bassins entre eux, etc. La variation d'altitude à l'intérieur d'un bassin ainsi que l'altitude moyenne sont des données essentielles aux études de la température et des précipitations (Llamas, 1992).

La description détaillée de l'élévation d'un bassin est donnée par les courbes hypsométriques, et à partir de celles –ci, nous pouvons déterminer les caractéristiques, à savoir :

- L'altitude maximale (H_{max}).
- L'altitude minimale (H_{min}).
- L'altitude médiane correspond à 50% de la surface ($H_{50\%}$) ; ou l'altitude médiane
- L'altitude moyenne (H_{moy}).
- L'altitude correspond à 5% de la surface ($H_{5\%}$)
- L'altitude correspond à 95% de la surface ($H_{95\%}$)
- Dénivelée ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$).
- L'altitude moyenne (H_{moy}), qui peut être déterminée par l'expression (I.5) (Zeggane, 2017).

$$H_{moy} = \frac{\sum S_i H_i}{S} \quad (I.5)$$

Avec :

- H_{moy} : Altitude moyenne du bassin(m).
- S_i : Surface comprise entre deux courbes de niveaux (i) et (i+1) en km².
- H_i : Altitude entre ces deux courbes de niveaux (m).
- S : Surface totale du bassin versant en km² (Zeggane, 2017).

1.1.2.6. Pente moyenne d'un bassin versant

La pente moyenne d'un bassin versant peut se calculer par l'expression (I.6) :

$$I_m = H \left(\frac{0,5L_1 + L_2 + L_3 + \dots + 0,5L_n}{S} \right) \quad (I.6)$$

Avec :

- I_m : Pente moyenne du bassin en (%).
- H : Hauteur entre deux courbes de niveaux consécutives (m).
- L_i : Longueur de la courbe de niveau en (km).
- S : Superficie du bassin versant (km²).
- L : Longueur du rectangle équivalent en (km).

1.1.2.7. Temps de concentration

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

$$T_c = \frac{4(S + 1,5L)^{1/2}}{0,8(H_{moy} - H_{min})^{1/2}} \quad (I.7)$$

Avec :

- T_c : Temps de concentration (heures).
- S : Superficie du bassin (km²).
- L : Longueur du thalweg principal (km).
- H_{moy} : Altitude moyenne (m).
- H_{min} : Altitude minimale (m) (Ketrucui, 2004).

1.1.2.8. Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau, affluents et sous affluents permanents ou temporaires, par lesquels s'écoulent toutes les eaux de ruissellement et convergent vers un seul point de vidange du bassin versant (exutoire).

Les réseaux hydrographiques des trois grands bassins sont présentés dans la figure I.4.

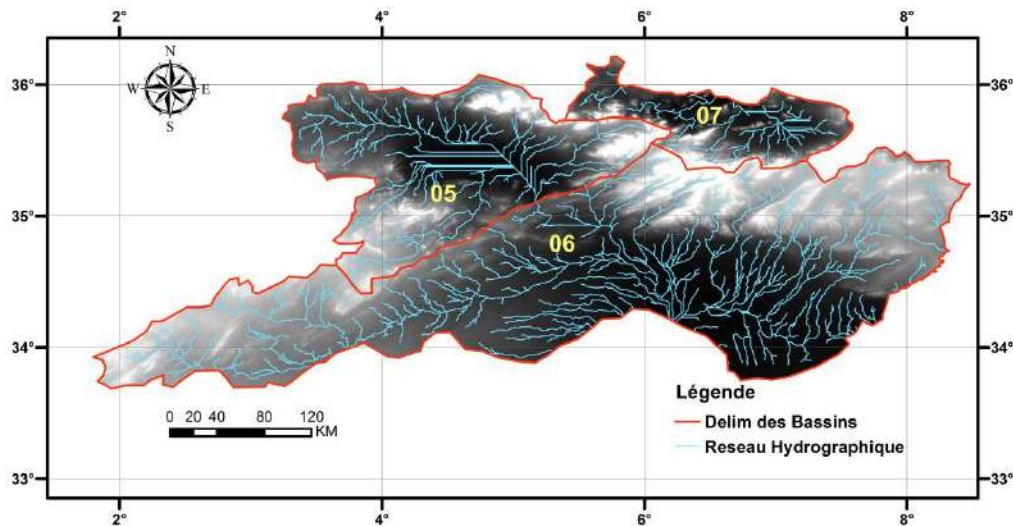


Figure I.4. Les réseaux hydrographiques de la zone d'étude.

A. Présentation du réseau hydrographique de bassin Chott El Hodna (bassin 05)

Le réseau hydrographique est très dense. Pour la majorité, ce sont des oueds à écoulement temporaire. Les oueds les plus importants sont: l'oued K'sob, l'oued AL Ham, l'oued Boussaâda, l'oued M'cif.

Au Nord, les oueds prennent naissance au mont du Hodna et s'acheminent vers le Chott. Sur les formations lithologiques des plaines et hautes plaines, le réseau laisse très bien ses traces par l'effet de l'érosion hydrique car les pluies tombent souvent sous forme d'averses et les oueds charrient d'importantes quantités de particules solides. La période des sécheresses étant longue, ces oueds restent longtemps à sec.

Les principales Caractéristiques morphométriques des bassins du B.V05 (Chott Hodna) sont présentées dans le tableau I.4.

Tableau I.4. Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V05 (Chott Hodna).

Code	050301	050501	050801	050901	051101	051701
Station	Ain Al Hadjel	Rocade Sud	Ced Fagues	Medjez	Sidi Ouadah	Moulin Ferrero
Oued	El-Ham	El-Ham	Lougmane	Ksob	Soubella	Boussaada
Surface du B.V (Km ²)	2670	6130	334	1330	176	1020
Périmètre (Km)	208	314	75	165	63	160
Longueur d'oued (Km)	82	131	35	73	33	69
Indice de compacité	1.13	1.12	1.15	1.27	1.33	1.4
Longueur du rectangle équivalent (Km)	59.05	78.29	23.02	60.85	24.25	63.87
Altitude maximale (m)	1810	1852	1852	1875	1886	1626
Altitude moyenne (m)	767	760	961	1080	1153	780
Altitude minimale (m)	530	435	546	637	710	600
Pente de l'oued (m/km)	15.6	10.8	17.4	16.9	35.6	14.9
Densité de drainage (km/km ²)	-	-	5.88	4	2.3	-
Temps de concentration (heures)	17.16	22.06	4.84	9.03	3.56	12.49

La majorité des cours d'eaux n'ont pas de débits pérennes à l'exception des oueds de : Lougmane -El Ham -K'sob et Soubella dont les eaux en amont proviennent des sources et sont retenue par des Ceds traditionnels c'est pour cette raison qu'ils sont toujours à sec en aval. On ajoute une multitude de petits cours d'eau (Chaaba) qui sont à sec pratiquement toute l'année mais qui coulent seulement en période de pluie (Fig.I.5).

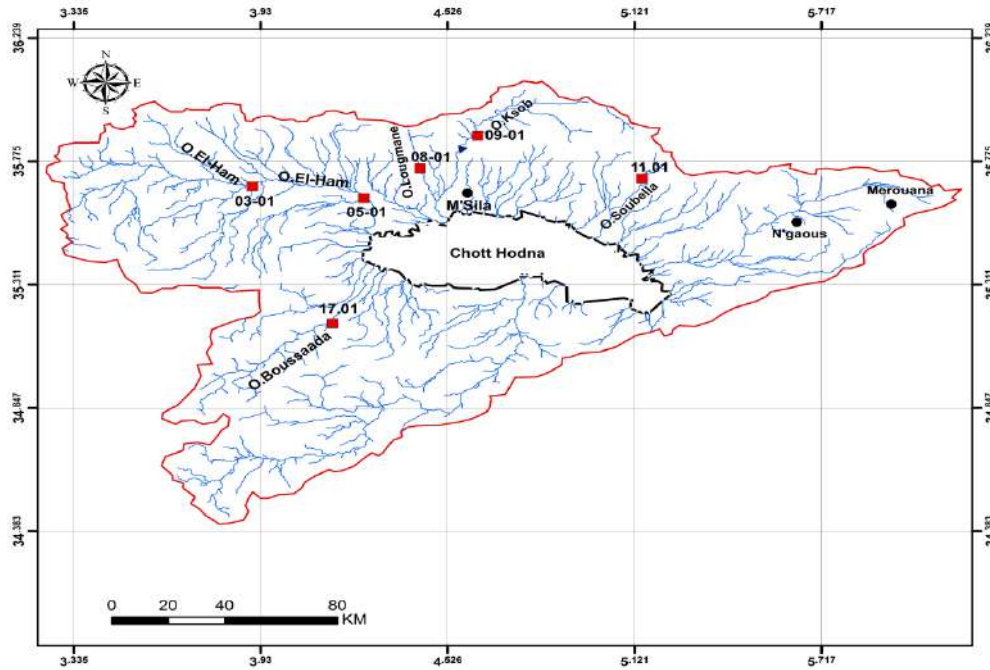


Figure I.5. Détail de la situation du bassin versant 05 (Chott Hodna).

Leurs débit permanent est très faible, tous les Oueds pérennes ou non ont des crues secondaires et fortes, elles desservent dans le chott une quantité d'eau estimée à 150 Hm³ par An pour une année moyenne, malgré leurs caractères sporadiques, ils contribuent à l'alimentation des acquiferes.

Les figures I.6, I.7, I.8, I.9, et I.10, montrent les chevelures des réseaux hydrographiques classées des sept sous bassins.

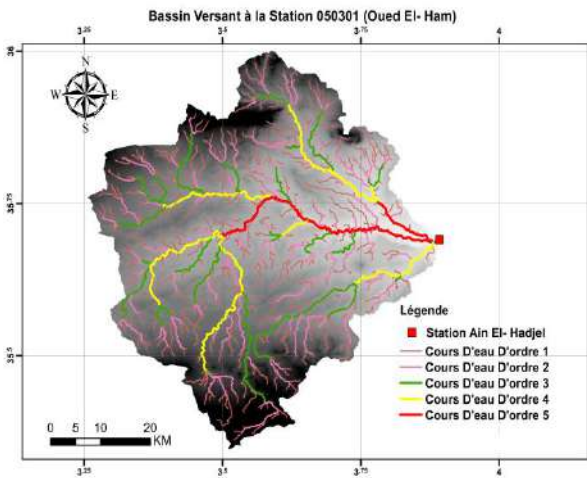


Figure I.6. Réseau hydrographique du bassin 050301.

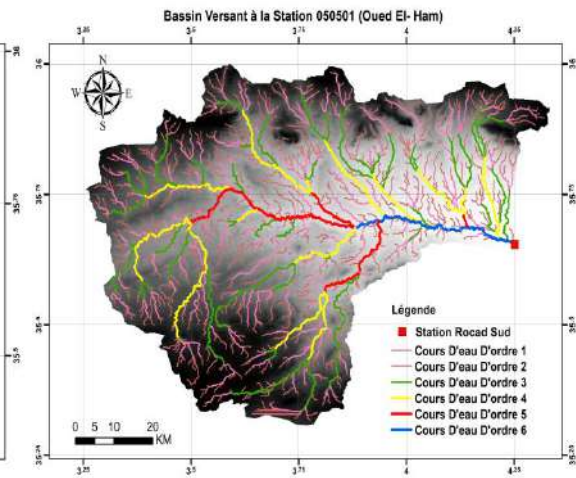


Figure I.7. Réseau hydrographique du bassin 050501.

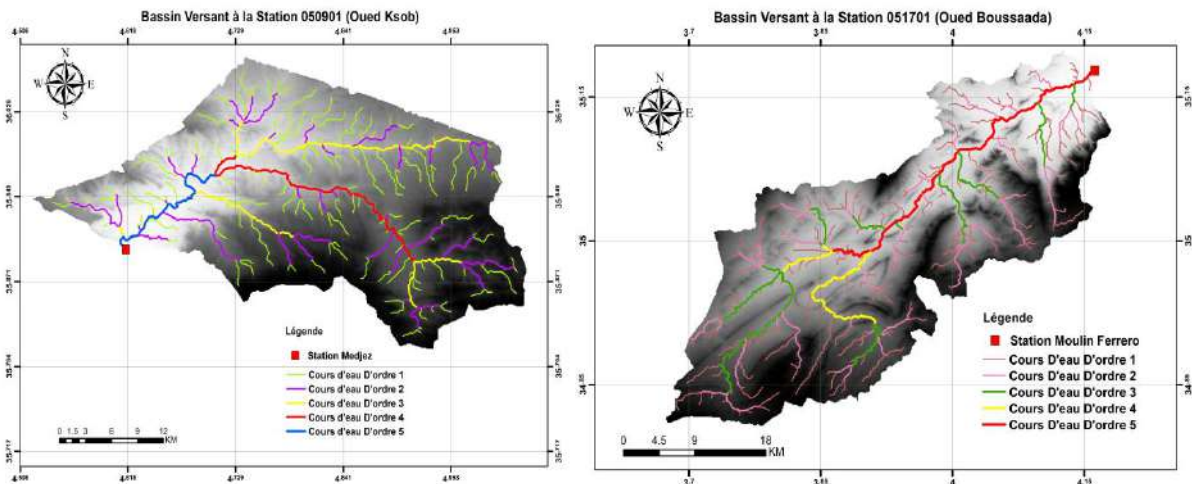


Figure I.8. Réseau hydrographique du bassin 050901. Figure I.9. Réseau hydrographique du bassin 051701.

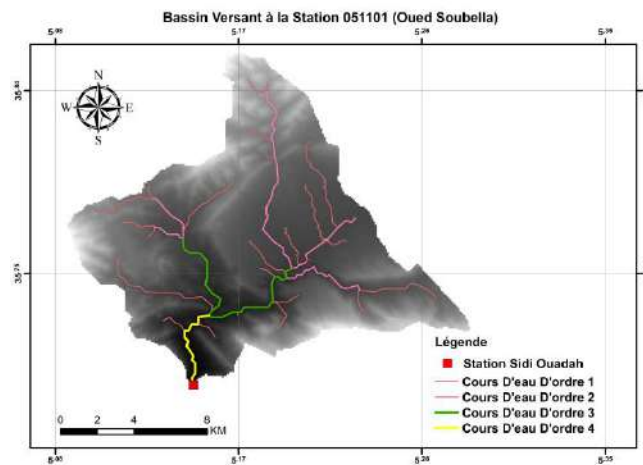


Figure I.10. Réseau hydrographique du bassin 051101.

Les principales caractéristiques des réseaux hydrographiques des cinq sous bassins sont présentées dans le tableau I.5.

Tableau I.5. Caractéristiques hydrographiques des cinq bassins.

Ordre	050501		050301		050901		051701		051101	
	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)
1	1687	1499.10	1687	1499.10	278	220.32	277	265.60	35	31.20
2	659	601.50	659	601.50	132	129.80	213	211.30	21	19.98
3	311	297.52	311	297.52	98	96.56	198	190.20	13	12.58
4	234	211.53	234	211.53	67	58.96	158	152.56	05	4.69
5	129	101.31	129	101.31	45	44.45	111	110.10	**	**
6	100	43.20	**	**	**	**	**	**	**	**

NbCD : Nombre des cours d'eau aux noeuds pour chaque ordre.
L (km) : Longueur du cours d'eau pour chaque ordre.

B. Présentation du réseau hydrographique de bassin Chott Melghir (bassin 06)

Les cours d'eau alimentant l'oued El Hai ont un caractère d'écoulement périodique : seul l'oued El Hai demeure relativement permanent, mais lui aussi se perd par endroit dans les dépôts de sable et de gravier de son lit pendant les périodes d'étiages, en aval de la station d'El Kantara il draine les massifs de Metlili (télato), Mekrizane et Haouidja.

L'oued El Hai prend son origine sur les flancs d'Atlas Saharien, qui à son tour prend sa naissance du confluent des deux oueds : oued Fedhala issue du djebel Ich Ali (1815m) et l'oued Tilatou qui descend des monts de Bellezma (2091m) et coule dans la direction SE-NO.

L'oued Djemoura résulte aussi de la jonction de deux oueds : oued Abdi qui prend sa source du Djebel Lazreg (1937m) et Djebel Boutlarimine (2178m), il coule vers le Sud-ouest.

L'oued Chéria coule dans le synclinal de Ain Babouche depuis sa source en contre bas de la plaine de Nerdi jusqu'au Khanget El Anseur où il traverse le flanc Sud- Est du synclinal pour rejoindre l'oued Abdi à Menaa.

L'oued Biskra ; c'est le principal dans la région, son réseau hydrographique est constitué par un grand nombre d'affluents et sous affluents, qui collectent les eaux de ruissellement du Sud-ouest de l'Aurès, au Nord de la ville de Biskra, qu'ils traversent avant de se déverser dans le Chott Melghir. L'oued Biskra résulte de la jonction de deux affluents : oued El Hai et oued Djemoura, qui drainent respectivement une superficie de 1788 et 906 km², dont la confluence donne naissance à l'oued Biskra à une altitude de 200m (Bendjamaa, 2000).

Les principales caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V06 (Chott Melghir) sont présentées dans le tableau I.6.

Tableau I .6. Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V06 (Chott Melghir).

Code	061201	061301	061502	061801
Station	El Kantara	Djemorah	M'Chounche	Khanget Sidi Nadji
Oued	El Hai	Djemorah	El Abiod	El Arab
Surface du B.V (Km ²)	1170	595	1050	2085
Périmètre (Km)	150	135	160	200
Longueur d'oued (Km)	66	80	85	112
Indice de compacité	1.24	1.56	1.39	1.24
Longueur du rectangle équivalent (Km)	54.12	57.62	64.03	72.25
Altitude maximale (m)	2091	2321	2243	2328
Altitude moyenne (m)	1523.5	1659.5	1420	1105
Altitude minimale (m)	956	998	220	190
Pente de l'oued (m/km)	14.71	16.78	23.80	19.09
Densité de drainage (km/km ²)	0.5	3	2.1	4.8
Temps de concentration (heures)	7.47	5.19	4.95	7.84

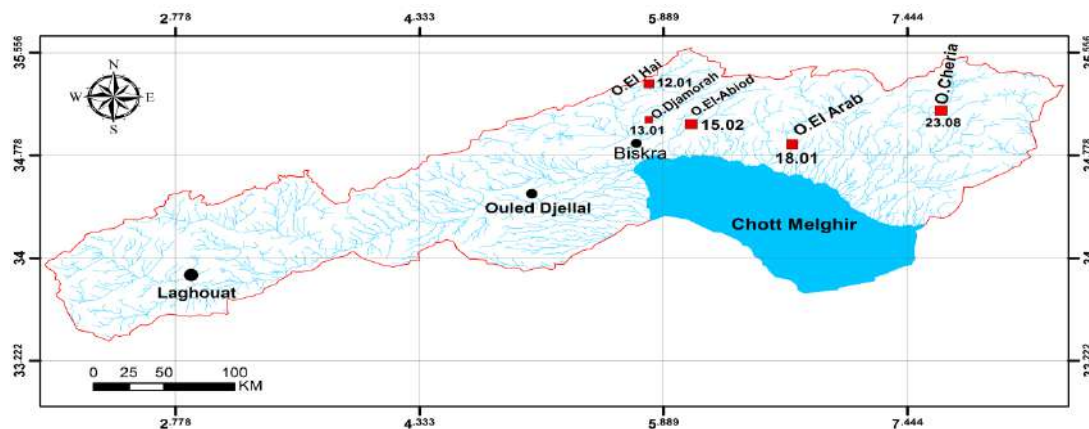


Figure I.11. Détail de la situation du bassin versant 06 (Chott Melghir).

Les figures I.12, I.13, I.14, I.15 et I.16, montrent les chevelures des réseaux hydrographiques classées des sept sous bassins.

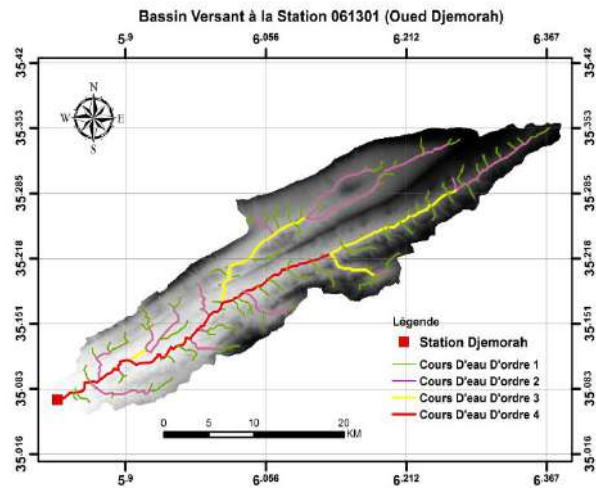
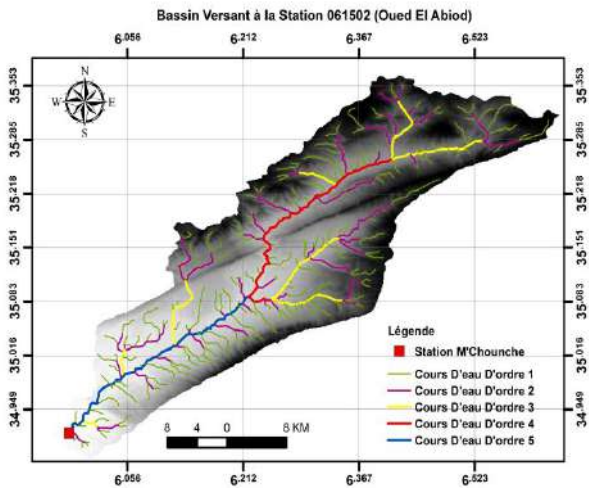


Figure I.12. Réseau hydrographique du bassin 061502. Figure I.13. Réseau hydrographique du bassin 0061301.

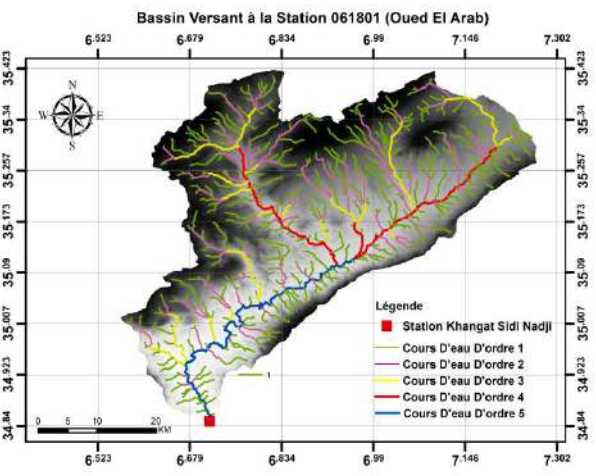
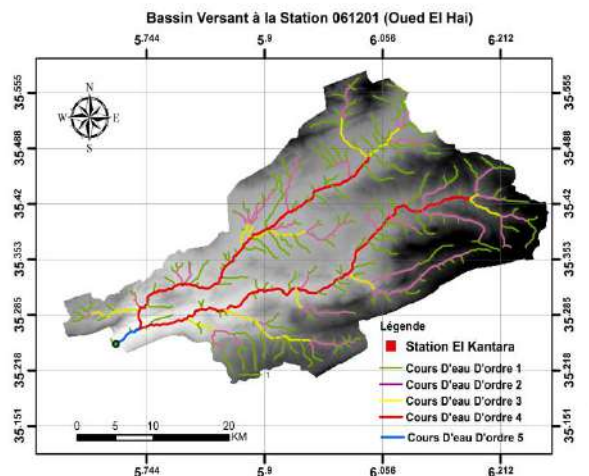


Figure I.14. Réseau hydrographique du bassin 061201. Figure I.15. Réseau hydrographique du bassin 061801.

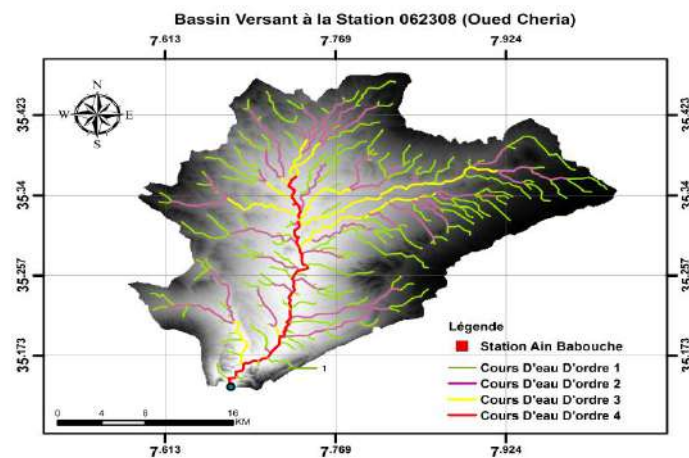


Figure I.16. Réseau hydrographique du bassin 062308.

Les principales caractéristiques des réseaux hydrographiques des cinq sous bassins sont présentées dans le tableau I.7.

Tableau I.7. Caractéristiques hydrographiques des cinq bassins.

Ordre	061502		061801		061201		061301		062308	
	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)
1	207	298.32	392	367.12	214	217.10	97	89.30	162	159.40
2	99	217.98	192	191.56	98	112.65	40	55.60	92	110.98
3	52	197.30	97	95.50	40	78.90	33	78.50	35	44.80
4	31	112.50	72	68.65	77	98.56	29	56.00	32	27.50
5	30	67.98	55	61.90	2	13.50	**	**	**	**

NbCD : Nombre des cours d'eau aux noeuds pour chaque ordre.

L (km) : Longueur du cours d'eau pour chaque ordre.

C. Présentation du réseau hydrographique de bassin Haut Plateau Constantinois (bassin 07)

L'oued Reboa prend forme à l'amont par la jonction des deux Oueds : Oued Taga issu des massifs montagneux des Aurès et coule dans la direction SW-NE. L'Oued Reboa traverse la vallée entre Draâ Charf et-Trab avec une orientation SW-NE, jusqu'à Draâ Ouled Makhloof où il rencontre les roches gréseuses, et change brusquement de direction vers le Nord-Ouest pour recevoir l'Oued Morri sur sa rive gauche, et reprend ensuite son orientation SW-NE pour confluer avec l'Oued Soultez à environ 3km.

L'oued Soultez résulte aussi de la jonction de deux Oueds : Feid Tlouidi qui prend sa source au Nord-Ouest de Djebels Tagratine, et Engendra qui prend naissance à partir de la confluence de l'Oued el-Kriane et l'Oued Abdi el-Achir qui se forment dans les massifs de Djebels Ras er-Rih. L'Oued Soultez coule à travers les plaines au Sud de Djebels Tagratine, avant de confluer avec l'Oued Reboa, il reçoit sur sa rive gauche l'Oued Guerguour, en aval de la ville de Timgad.

L'oued Chemorah résulte de la jonction de deux affluents : Oued Reboa et Oued Soultez, qui drainent respectivement une superficie de 280.5 et 189.5 km², dont la confluence donne naissance à l'Oued Chemorah qui reçoit sur sa rive gauche les Oueds de Taguedai et Amizraguen. L'Oued Chemorah se perd après un trajet d'environ 30 km, dans les lacs salés des hautes plaines Constantinoises, il s'agit de Sebkhet Djendli, Garâet Ank Djmel, et Garâet et-Tarf (Bendjamaa, 2000).

Les principales Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V07 (Haut Plateaux Constantinois) sont présentées dans le tableau I.8.

Tableau I.8. Caractéristiques morphométriques des bassins jaugés du B.V07 (Haut Plateaux Constantinois).

Code	070601	070403	070401	070404	070501	070702	070301
Station	Yabous	Reboa	Timgad	Morri	Chemorah	F. EL Gueiss	Fesdis
Oued	Taarist	Reboa	Soultez	Morri	Chemorah	Gueiss	El-Maadar
Surface du B.V(Km ²)	77	296.00	194	24.50	765	144	305
Périmètre (Km)	35	80	60	24.00	115	48	80
Longueur d'oued (Km)	12	40	28	11	65	19	23
Indice de compacité	1.12	1.31	1.21	1.37	1.17	1.13	1.28
Longueur du rectangle équivalent (Km)	8.8	30.56	20.74	9.54	37.24	13.71	29.62
Altitude maximale (m)	2326	2321	1833	1351	2321	2311	2090
Altitude moyenne (m)	1558	1450	1279	1143	1270	1305	1230
Altitude minimale (m)	1195	1010	1020	1000	890	998	985
Pente de l'oued (m/km)	33	21.87	21.75	29.68	14.86	14.56	17
Densité de drainage (km/km ²)	3.9	2.2	2.4	5.5	6.2	2.7	2.6
Temps de concentration (heures)	2.56	4.43	3.26	2.75	7.53	3.75	5.88

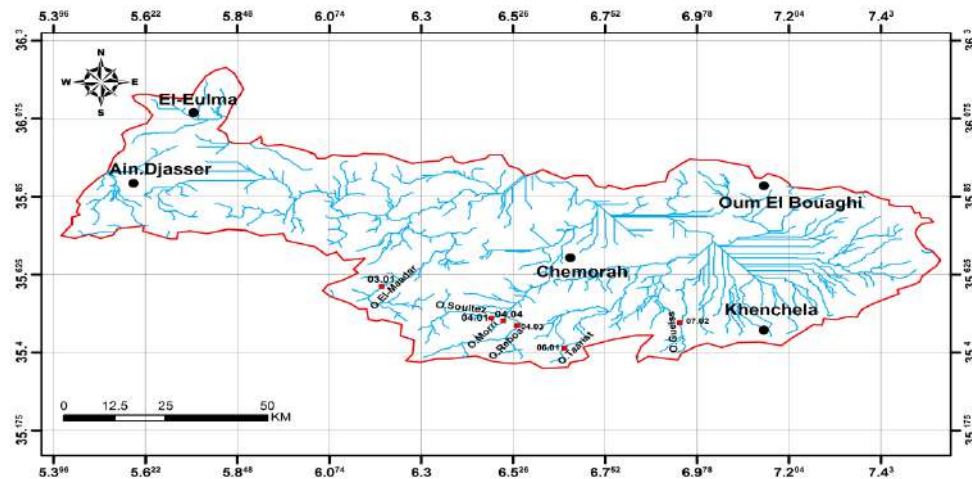


Figure I.17. Détail de la situation du bassin versant 07 (Haut Plateaux Constantinois).

Les figures I.18, I.19, I.20 et I.21, montrent les chevelures des réseaux hydrographiques classées des sept sous bassins.

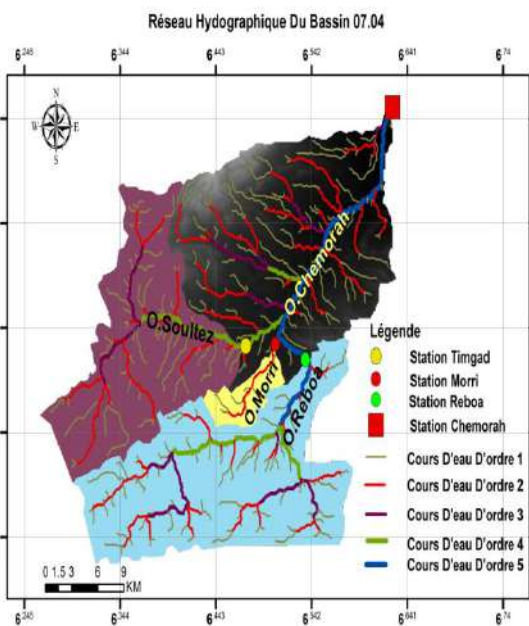


Figure I.18. Réseau hydrographique des sous bassins 070401,070404,070403 et 070501.

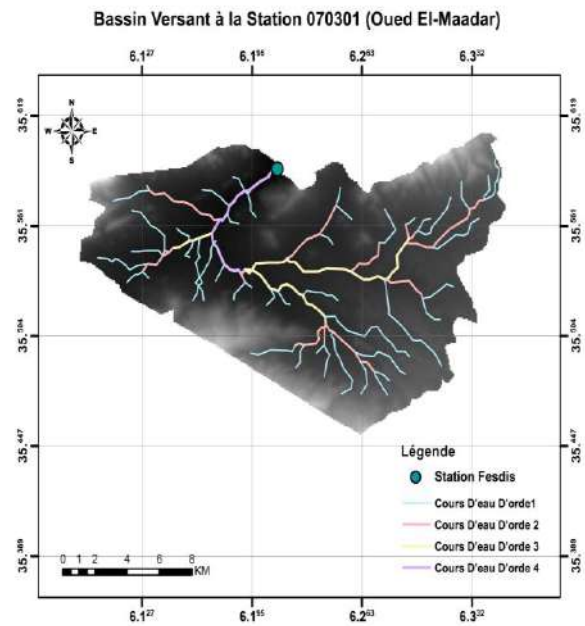


Figure I.19. Réseau hydrographique du bassin 070301.

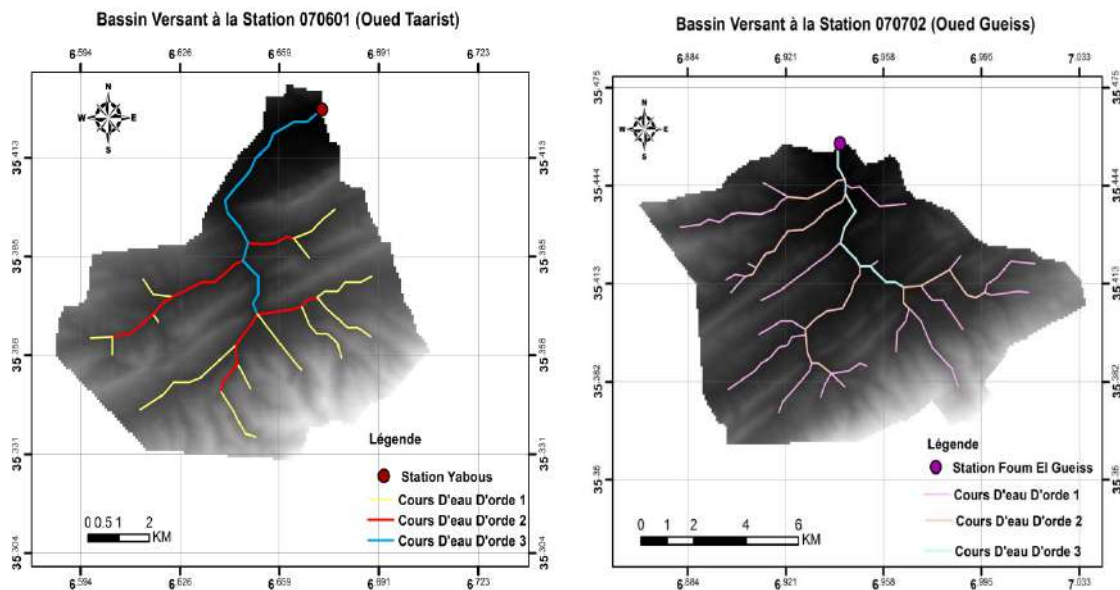


Figure I.20. Réseau hydrographique du bassin 070601. Figure I.21. Réseau hydrographique du bassin 070702.

Les principales caractéristiques des réseaux hydrographiques des cinq sous bassins sont présentées dans le tableau I.9.

Tableau I.9. Caractéristiques hydrographiques des quatre bassins.

Ordre	070501		070301		070601		070702	
	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)	NbCD	L(KM)
1	236	221.36	44	33.60	14	14.65	34	27.50
2	132	121.60	35	25.66	16	7.98	19	16.83
3	101	112.30	29	12.56	12	4.40	11	7.89
4	79	67.80	21	7.80	**	**	**	**
5	59	44.20	**	**	**	**	**	**

NbCD : Nombre des cours d'eau aux noeuds pour chaque ordre.

L (km) : Longueur du cours d'eau pour chaque ordre.

1.2. LES CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET LITHOLOGIQUES DES BASSINS VERSANTS

La géologie des terrains influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement des surfaces. Dans ce dernier cas, l'étude géologique d'un bassin versant dans le cadre d'un projet hydrologique a surtout pour objet de déterminer la perméabilité des formations lithologiques. Celle-ci intervient sur la vitesse de montée des crues, sur leur volume, ainsi que sur l'aggravation du phénomène d'inondation.

Les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie et la structure tectonique :

1.2.1. Stratigraphie et aperçu lithologique global

Les terrains les plus anciens qui affleurent dans cette région sont attribués au crétacé le plus récent et au quaternaire le plus ancien (Laffitte,1939).

1.2.1.1. Le Crétacé

Pour le Grand bassin versant de Chott Hodna le Crétacé affleure largement dans la région et on note la présence d'un Crétacé inférieur et d'un Crétacé supérieur.

A. Le Crétacé inférieur

Il est essentiellement carbonaté terrigène mais on note le développement de formations gréseuses avec d'importantes variations de faciès. Il n'affleure qu'aux noyaux et sur les flancs des anticlinaux au Nord et au Sud des Monts du Hodna.

B. Le Crétacé supérieur

Les formations du Crétacé supérieur correspondent à un milieu néritique, tous les étages sont représentés et l'épaisseur des formations est importante.

Pour grand bassin versant de Chott Melghir constitue les principaux affleurements des monts de Bellezma et Djebel Metlili, la série de crétacé inférieur est caractérisée par des roches gréseuses dures et des marnes tendres contenant par endroit des cristaux de gypse ; elle affleure sur les sommets des monts de Bellezma, au Nord-est de Theniet El Abed, au Sud-ouest de Menaâ, cette série est bien liée et attribuée au jurassique.

Alors que le crétacé supérieur qui s'étend du cénomanien au turonien est constitué essentiellement de marno-calcaire, il apparaît approximer de déchera Tilatou (extrémité Nord du Djebel Metlili) et dans la vallée de l'oued Fedhala.

Le sénonien complet s'observe à El Kantara, où il fait suite au cénomanien-turonien étudiés précédemment, mais d'une épaisseur de 2200 à 2300m.

En s'éloignant vers l'Ouest, le sénonien s'amincit fortement au Djebel Bourhzel, il n'a plus que 300m de puissance d'Ouest en Est, d'une extrémité à l'autre du Djebel Azreg, le sénonien passe de 700 à 1400m d'épaisseur.

Alors pour bassin versant Haut plateaux est constitue les principaux affleurements des monts des Aurès et des Djebels Bou-Arif. La série de Crétacé inférieur à une extension réduite, elle affleure au Nord-Ouest du bassin (Dj. Bou-Arif), il s'agit d'une série à dominante calcaire, bien litée et attribuée à l'Aptien. Alors que Le Crétacé supérieur qui s'étend du Cénomanien au Maastrichtien, est constitué essentiellement de marno-calcaire et de marne dominant, il apparaît sur la majorité des reliefs.

1.2.1.2. Le Tertiaire

Le Tertiaire continental repose en discordance sur les formations Crétacées, résultant du démantèlement du relief de l'Atlas saharien par le phénomène de l'érosion.

Ces formations continentales du Tertiaire, se rencontrent à l'Est et au Nord de Boussaâda, ainsi qu'à l'Ouest du Chott el Hodna. Cet ensemble renferme des conglomérats, des galets, des sables, des grès et des passées marneuses.

Le Tertiaire marin n'est présent que dans la partie orientale de l'Atlas saharien, et comprend:

A. Le Paléocène

Qui est formé de calcaires argileux, de lumachelles, de marnes à gypses et de souffre noir.

B. L'Eocène

Qui est constitué de calcaire gris avec des intercalations de marnes grises, de calcaire à silex et de lumachelles.

C. Le Miocène

Les formations marines du Miocène sont transgressives dans le Hodna. Plusieurs cycles de transgressions y sont dénombrés.

Les terrains attribués au miocène non différencié affleurent largement dans le secteur de BV 06, il s'agit d'une formation marneuse très puissante, se caractérise par deux assises d'épaisseurs très différentes et largement discordantes, l'une par rapport à l'autre :

- La première appartient au miocène inférieur, elle occupe les reliefs de Maafa, Djebel Mahmel et Kef Ed Darsa (au Sud d'El Kantara).
- La deuxième partie représente le miocène moyen et supérieur, sa puissance d'environ 1800m dans le bassin du Djemoura, les marnes deviennent très gypseuses annonçant ainsi les faciès évaporitiques du miocène terminal de Branis au Nord d'El Outaya au voisinage de Djebel El Felleg.
- L'éocène inférieur, d'une épaisseur varie entre 150 à 200m, il est représenté par des marno-calcaire, marnes, calcaires blancs riches en silices et souvent fissurés, il affleure à l'Est -Sud-est de Djebel El Melah, où il est représenté par quelques dizaines de mètres de marnes jaunes, verdâtre légèrement gypseuses et des calcaires argileux. Cette formation affleure également à l'Est d'El Outaya les reliefs de Bouzina et le Nord d'El Kantara.
- L'éocène moyen est surmonté par une assise rouge grés-marneuse à la base conglomératique au sommet, dont l'épaisseur atteint au maximum 300m, les séries détritiques rouges d'El Kantara pourraient alors représenter l'éocène moyen et pourraient être la base de l'éocène supérieur. Quant au pliocène, il se présente sous forme de vaste affleurement dégrés et d'argiles-sableux, on le trouve le long de la rive de Biskra et Ras Chich.
- Le pliocène repose sur le miocène marneux, avec une légère discordance constituée par des grés, sables, argiles, marnes brunes et gypses, avec quelques poudingues, l'épaisseur de ces formations peut atteindre les 400m. Dans le bassin de l'oued El Hai, il est caractérisé par une formation gréseuse épaisse de plusieurs dizaines de mètres, elle débute par quelques bancs de grés relativement tendres bruns rosâtres à petits galets, qui alternent avec des marnes gréseuses rosâtres.

Les terrains attribués au Miocène et Pliocène non différencié, affleurent largement dans le secteur BV06, il s'agit d'une série constituée par alternance d'argile silteuse et dégrés, qui occupent les reliefs de Trab et Djebels Tagratine ; Et des grés blancs et grossiers qui affleurent en de nombreux endroits par de vastes surfaces allant jusqu'à 50km². Alors que la formation conglomératique constituée de marne, conglomérats, et de calcaire, a une extension très limitée, elle affleure au Sud-ouest du bassin.

1.2.1.3. Le Quaternaire

A. Le Quaternaire ancien

Ce niveau comporte des conglomérats à gros blocs, des horizons à galets et feuillets d'encroûtement calcaires rouge orange.

B. Le Quaternaire moyen

Il est représenté par de gros bancs de calcaires, de galets emballés dans une matrice de croûte calcaire gréseuse, des conglomérats et d'argiles à débris prismatique.

C. Le Quaternaire récent

Au niveau du Chott el Hodna, il est constitué par des limons, de couleur grise, avec des cristaux de gypse. Par contre, dans les dunes on trouve des sables fins, des argiles et du gypse. Les galets sont localisés au pied des reliefs.

Les terrains quaternaires sont très répandus dans grand bassin versant de Chott Melghir, ces formations sont caractérisées par des conglomérates épaisses, des graviers-sableux et éventuellement des limons sableux contenant des galets de gravier, des alluvions sableuses et caillouteuses des lits des oueds (elle atteint 25m en bordure de l'oued Biskra) et Djebel Melah.

Le quaternaire moyen est représenté par des alluvions sableuses et argileuses dans toutes les grandes plaines, vers l'oued Biskra. La terrasse du quaternaire ancien est bien développée elle est formée exclusivement par des poudingues aux alentours des montagnes.

Le quaternaire est représenté par les nappes d'éboulis d'origine calcaire ou gréseuse dans Bassin versant de haut plateaux, localisées sur les flancs de Djebels Timagout ; Les alluvions récentes formées le long des oueds (Reboa-Chemorah) ; Les glacis polygéniques nappant les reliefs, qui couvrent de très vastes surfaces et organisés en pente douce ; Et les croûtes calcaires qui affleurent en de nombreux endroits localisés dans le Nord-Ouest du bassin.

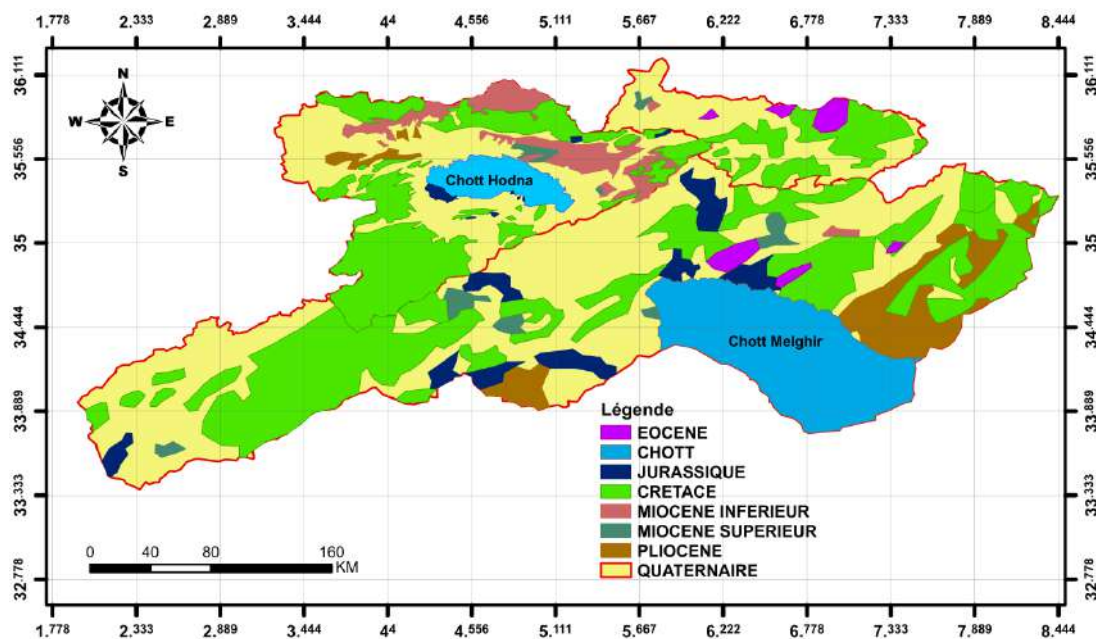


Figure I.22. Carte stratigraphique de la zone d'étude.

1.2.2. Les caractéristiques lithologiques et la perméabilité des sols des sous bassins versants

1.2.2.1. Les caractéristiques lithologiques

Les caractéristiques hydrologiques des sous bassins sont dans une large mesure influencées par l'imperméabilité des roches et les sols qui ont dérivé d'absorber l'eau et de la retenir de manière temporaire.

D'une manière générale de l'étude géologique, nous ressortons les différentes formations lithologiques.

1.2.2.2. Perméabilité des soles des bassins versants

En général, dans les sous bassins de notre étude on constat trois types de roches ou trois grands ensembles

A. les formations imperméables

Constituées des marnes, marno-calcaires et sols argileux de telles assises rencontrent dans la formation marno-calcaire turonienne et la formation marneuse miocène, ainsi que sous forme de divers recouvrements quaternaire (sols forestiers). Sur les zones de cette nature, l'infiltration doit être inférieure à 10% des précipitations, s'élève à 23% et 12% pour les sols à texture moyenne et lourde or ces derniers, plus hétérogènes que les terrains considérés et plus perméables qu'eux.

Ainsi ces assises sont pratiquement imperméables, cependant de par leur nature argileuse, elles peuvent emmagasiner par imbibition une importante quantité d'eau. Ce types de terrains occupent 20 % sur oued Al Arab, Ced Fagues, l'oued Abdi, Timgad et Reboa.

B. Les formations à perméabilité moyenne

Ces formations sont formées de calcaires du cénomanien supérieur et les formations dolomitiques, ainsi que les marnes du miocène. Elles appartiennent approximativement de déchera Tiltatou (extrémité Nord du Djebel Metlili), la vallée de l'oued Fedhala, sa puissance de 200 à 400m au Aurès, Maafa, Menaâ, Lougmane, Ktef Essouda et Kef Ed Darsa.

Il s'agit des calcaires bio détritiques et su lithographiques du crétacé, ou des calcaires d'algues du miocène, ou encore de la dolomie grenue, ces roches sont très compactes ; la formation dolomitique retenue cependant de rares poches de minéralisation ferrugineuse plus au moins cavernueuse, seules susceptibles d'accroître localement sa perméabilité.

C. Les formations à forte perméabilité

Les conglomérats et les brèches du miocène marin, dont les éléments généralement très grossiers sont soudés entre eux par un ciment calcaire bio détritiques fin, laissant subsister autour d'eux des rives importants ; ces formations occupent le Nord d'El Kantara, le Nord de Djebel El Mahmel et le Nord de Chéria et Ain Hadjel.

Les grès calcaires très vacuolaires, qui correspondent aux marno-calcaires miocène et les divers recouvrements quaternaires, très peu consolidés formés de débris calcaires ou dolomitiques à taille variable, parfois arrondis, de limon sableux et caillouteux verts.

1.3. LE COUVERT VEGETAL ET LE SOL

D'une manière générale la couverture végétale conditionne et influence la rapidité du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin versant.

L'intérêt de cette couverture végétale est permet un amortissement notable des crues et leur étalement dans le temps.

Nous ne prétendons pas à faire une étude de la végétation, ce n'est pas le but de notre recherche, mais nous essayons de donner quelques éléments descriptifs sur les principaux types de la couverture végétale et surtout sur l'état de dégradation de cette couverture.

Mais avant de parler de tout ça, il sera utile de parler du rôle de la végétation sur l'écoulement.

1.3.1. Couvert végétal

La végétation joue un rôle essentiel dans la protection du sol, elle exerce une protection mécanique directe sur l'écoulement fluvial, en diminuant la force vive des eaux et en favorisant leur infiltration ; cette résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense.

Enfin, elle donne de l'ombre, ce qui conserve l'humidité et l'activité biologique nécessaire à l'équilibre du sol, l'infiltration en profondeur est facilitée par les fissurations préparées au sein du sol les eaux qui ruissellent rencontrent des obstacles, qui les obligent à ralentir leurs vitesses.

1.3.1.1. Classification de la végétation

Plusieurs classifications plus ou moins complexes ont été proposées, mais la classification des types de couverture par ordre de densité de J, Tricart est plus adaptée à montrer l'impact du couvert végétal sur les conditions d'écoulement à notre contexte.

Nous reprendrons les trois grandes catégories de type de couverture végétale distinguées:

A. Les surfaces bien protégées

Ce sont les surfaces qui bénéficient de couverture végétale plus ou moins dense, permanente et plus spécialement les forêts, ces dernières protègent contre l'érosion et la concentration rapide des eaux.

B. Les surfaces incomplètement protégées

Ce sont les surfaces partiellement nues en permanence et les surfaces saisonnièrement protégées, dont les averses peuvent engendrer un ruissellement important qui peut déclencher des actions érosives et des crues inondantes.

Il s'agit généralement des terres de culture destinées soit pour la céréaliculture, qui occupe densément le sol pendant une période de l'année et de l'arboriculture qui laisse le sol nu en permanence entre les arbres. Ainsi la pratique de la jachère nue est dommageable puisque les terres sont laissées au repos une année sur deux sans aucune protection.

C. Les surfaces mal protégées ou nues

Elles englobent les terrains dénudés, les terrains de parcours taillis et broussailles à faible densité de recouvrement, où le ruissellement et l'érosion hydrique sont largement favorisées, surtout dans les terrains dénudés imperméables et sur les terrains de parcours fortement pâturés.

1.3.1.2. Impact de la végétation sur l'écoulement

Du fait que les terres destinées aux cultures sont généralement découvertes en saison froide saison où les précipitations sont les plus fréquentes et les plus abondantes, dont l'intensité est généralement élevée, le ruissellement n'est freiné par aucun obstacle végétal, ou on vient de voir que ces surfaces faisant l'objet de façon culturale n'offrent aucune protection (seulement pendant une période de l'année), à ajouter à celles-là, les terrains nus ou quasiment nus en permanence. Ces surfaces sont les plus dominantes dans les bassins dès l'oued, ces dernières ont toutefois dans les secteurs karstiques du bassin (massifs calcaires du crétacé) un pouvoir de rétention souterraine importante, comme le témoigne les débits des résurgences se trouvant aux pieds de certains Djebels.

La discontinuité ou l'absence totale de la couverture végétale favorise l'écoulement superficiel donc la remontée des crues, sous l'effet de la forte intensité de pluie.

La présence du couvert végétal est profitable à l'équilibre hydrologique du bassin alors que sa discontinuité, ou son absence totale constitue un facteur favorable à l'irrégularité des débits et à la genèse de fortes crues, surtout sur les terrains à fortes pentes et là où les sols sont très sensibles au ruissellement direct.

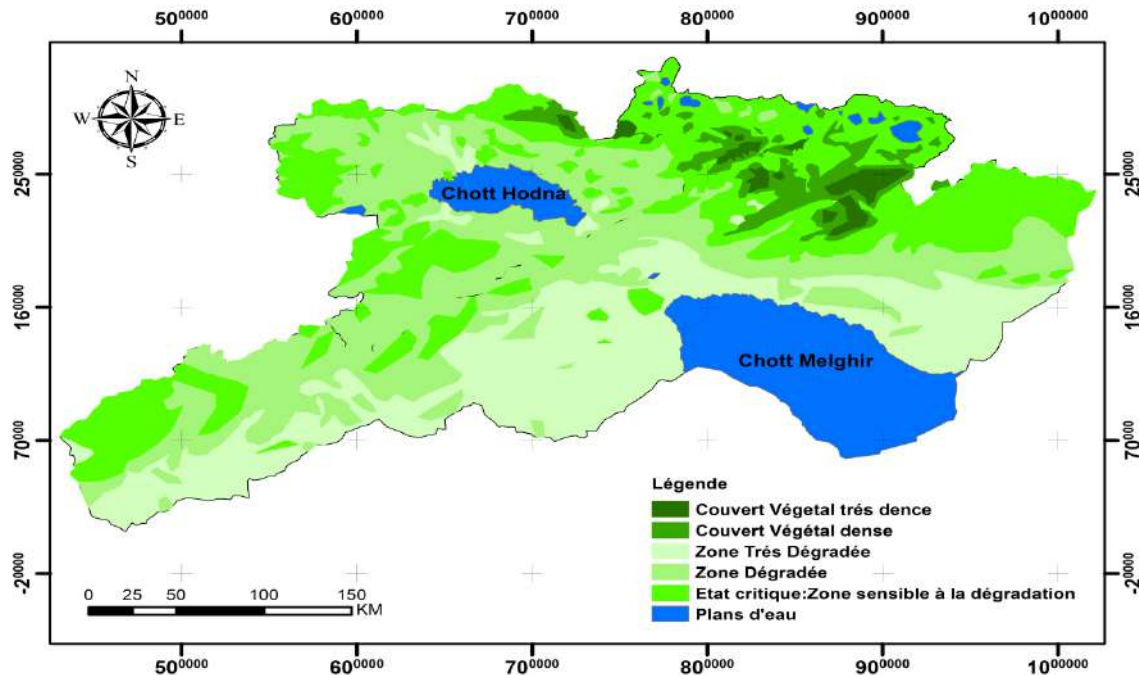


Figure I.23. Carte végétation de la zone d'étude.

1.3.2. Sol

Suivant la texture, la morphologie, le mode d'évolution pédo-génétique et le niveau de la salinisation la classification (Cpcs, 1967) distinguent cinq principaux types de sol dans les zones arides et semi arides (Halitim, 1988).

- Les sols peu évolués.
- les sols calcaires.
- les sols gypseux.
- les sols salins.
- les sols argileux (Bendjamaa, 2000).

1.3.2.1. Les Sols peu évolués

Les sols peu évolués occupent des surfaces étendues dans le monde, ils sont répartis dans les montagnes, déserts, sables, alluviaux, avec un régime d'humidité et de température variable (Gali 2005).

Cette classe est très hétérogène sur le plan pédologique. Car elle regroupe soit des profils jeunes des climats humides, qui représentent des stades initiaux d'un certain type de pédogenèse (sol d'érosion ou d'apport), soit des sols dont l'évolution est empêchée par un facteur climatique : climat tantôt trop sec (désert) tantôt trop froid (cryosols).

Pour que l'altération chimique puisse se produire, seule une désagrégation mécanique des matériaux minéraux peut intervenir (Duchaufour, 1995).

Les sols peu évolués à profil de type « AC » sont caractérisés essentiellement par la faible altération du matériau minérale et dans la majorité des cas, la faible teneur en matière

organique du profil, qui reste peu coloré (peu de fer libre). Il ne se forme pas de complexe organo-minéraux permettant l'élaboration d'une structure, et caractérisent une pédogenèse.

1.3.2.2. *Les Sols calcaires*

Un sol calcaire est un sol contenant du CaCO_3 libre en suffisant pour présenter une effervescence visible sous l'action d'Hcl dilué à froid, le CaCO_3 est souvent accompagné de Mg (Ca). (Morel, 1996). Le sol contient généralement le CaCO_3 en proportions diverses :

Terre dites « terres franche » ; 1 à 5% de calcaire.

Terre argilo-calcaire ; 5 à 30% de calcaire.

Terre sablo-calcaire ; 5 à 30% de calcaire.

L'origine de calcaire de sol provient de la désagrégation des roches calcaires. (Demolon et Leroux, 1952) qui laissent dans le sol des fragments de roche calcaire de dimensions diverses et en quantités variables selon la nature de la roche d'une part et selon les conditions d'altération d'autre part (Duchaufour et Al, 1994).

1.3.2.3. *Les Sols gypseux*

Il s'agit essentiellement des sols calci-magnésiques à encroûtement gypseuses de surface (Pouget, 1980).

Les sols gypseux sont largement répandus et apparaissent typique des régions arides et semi-arides (Denis et Girard, 1995).

L'origine du gypse en quantité importante dans les sols est en relation avec la présence des roches sédimentaires gypseuses. Le gypse est dissous, transporté à l'état de solution dans les nappes et dans les couvertures pédologiques ; il peut être repris sous forme solide et transporté par le vent (Denis et Girard, 1995).

Les sols gypseux offrent à la végétation un milieu très défavorable et difficile à traverser aussi bien du point de vue physique que du point de vue chimique (fort déficit en éléments nutritifs, particulièrement en phosphate, mais aussi en nitrate et autres oligo-éléments).

1.3.2.4. *Les Sols salins*

Ils sont caractérisés par une texture lourde, une structure moins favorable, compacte et moins aérée ce qui les rend asphyxiant et une bonne profondeur, leur mise en valeur dépend essentiellement de la maîtrise de la salinité. L'idéal est l'implantation d'espèces tolérantes aux sels.

1.3.2.5. *Les Sols argileux*

Les sols argileux sont des sols dont la teneur en argile est relativement élevée, ce qui le rend trop compact et donc moins propice à certaines cultures, on l'affecte généralement à des reboisements ou à des pâturages permanents, si la teneur en argile le rend trop lourd.

1.3.3. Type des sols de la région d'étude

Les sols de la région d'étude sont presque tous calci-magnésiques, à texture variable et à structure polyédrique.

Le problème de salinité existe dans la région et se localise principalement au sud (peu élevées du partie de Biskra) et au nord de la région d'étude, et affecte une grande superficie.

-Les sols steppiques : caractérisés par une roche mère calcaire. Présentant un aspect squelettique. Ils sont peu profonds et généralement caillouteux avec une structure peu stable (Chott Melghir et Hodna).

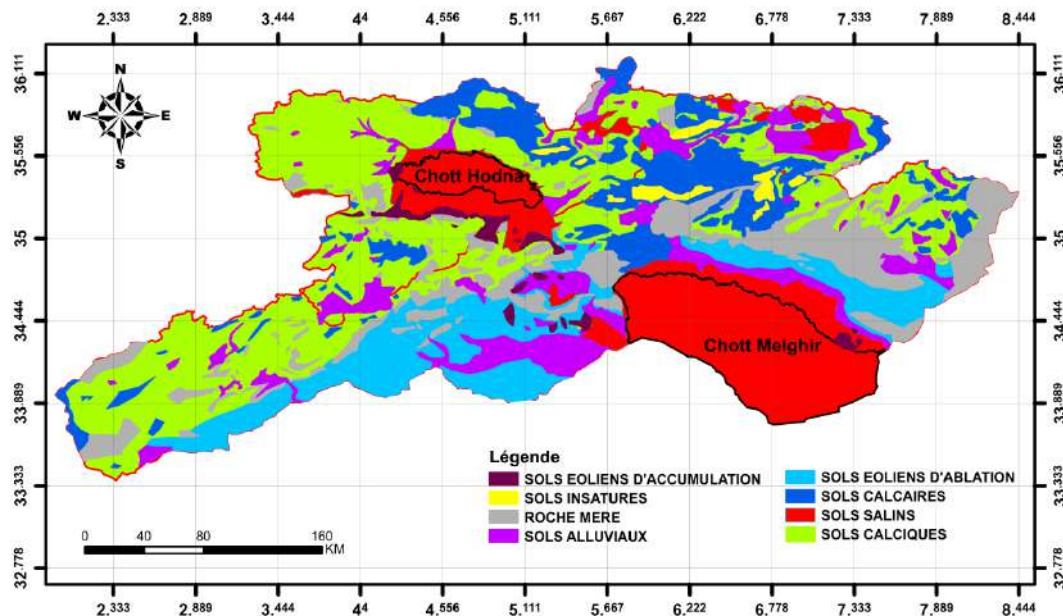


Figure I.24. Carte lithologique de la zone d'étude.

Tableau I .10. Les ressources en sols inventoriées.

N°	Bassins versants	Superficies totales (ha)	Superficies irrigables (ha)
01	Chott Hodna	1 176 636	489 241
02	Chott Melghir	788 645	225 796
03	Haut plateau	227 981	137 389

(Source :ANRH)

1.4. ANALYSE DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES DE LA REGION D'ETUDE

1.4.1. Températures

La température de l'air est un paramètre important qui régit les déperditions d'eau qui s'opèrent par le phénomène de l'évapotranspiration. L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est primordiale, car c'est elles qui nous permettent d'évaluer le déficit d'écoulement des bassins versants.

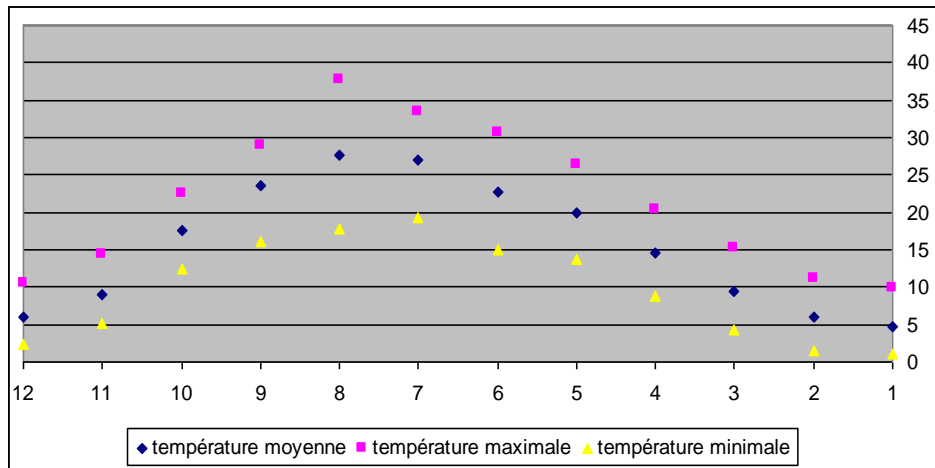


Figure I.25. Répartition des températures moyennes mensuelles maximales et minimales à la station Msila (1973-2005).

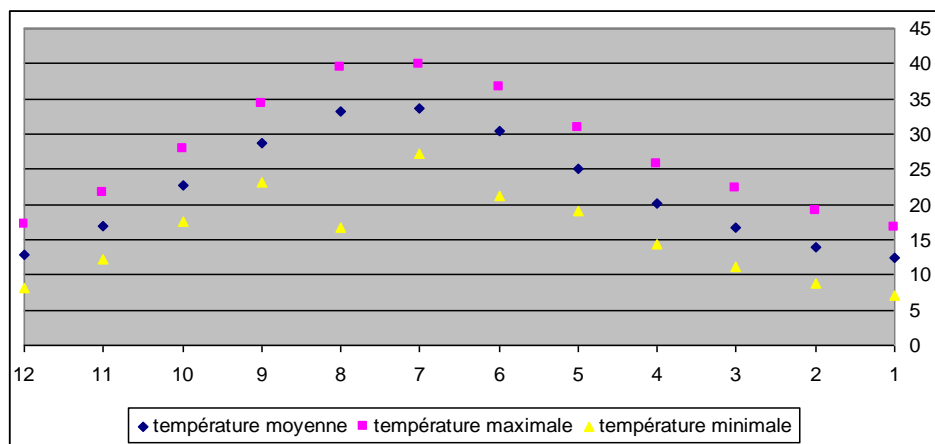


Figure I.26. Répartition des températures moyennes mensuelles maximales et minimales à la station Biskra (1977-2002).

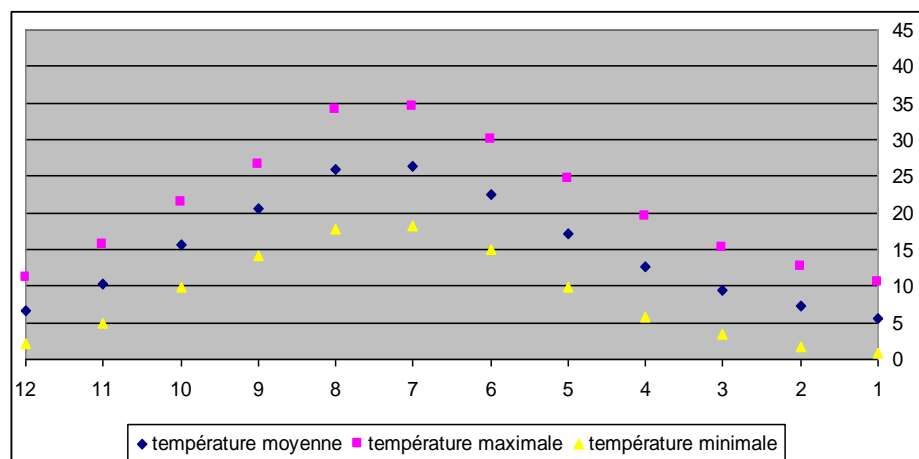


Figure I.27. Répartition des températures moyennes mensuelles maximales et minimales à la station Batna (1973-1998).

Un /des points essentiels, qu'il faut retenir de cette étude (répartition saisonnière), est la division de l'année en deux saisons thermiques bien tranchées :

La saison chaude s'étend de mai à octobre, mois pendant lesquels les températures moyennes mensuelles sont supérieures à la moyenne annuelle qui est de 14 C°, avec un maximum en juillet ou août, qui atteint la valeur de 26C°. Alors que la saison froide correspond à novembre-avril, avec un minimum en janvier (0.4C°).

La diminution du Nord vers le Sud des températures pour les bassins versants, est liée essentiellement à l'altitude, mais aussi à cause de l'effet de la continentalité dans la région semi-aride.

L'amplitude thermique annuelle qui traduit la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid, est environ 22C°, ce qui confirme la continentalité marquée de ces bassins.

1.4.2. Les autres facteurs climatiques

Les facteurs climatiques tels que : le vent, l'humidité, Tension de Vapeur et l'évaporation, jouent un rôle important dans le comportement hydrologique des cours d'eau alimentant un bassin versant.

Pour le Grand bassin versant de Haut plateaux les données d'observation des autres paramètres climatiques à la station Batna , pour un période de 10 ans (1975-1984), les données de Chott Melghir à la station Biskra, pour un période de 12 ans (1999-2000) et les données de Chott Hodna à la station Msila, pour un période de 12 ans (1999-2000).

La gelée a une fréquence moyenne de 37 jours/an, avec un maximum au mois de décembre (environ 9 jours), et une absence totale de gelée pour la période mi-septembre. Les vents dominants sont ceux du Sud-ouest et du nord-est, qui sont fréquents pendant la période hivernale, avec une vitesse moyenne maximale de 4,5 m/s en décembre ; Ils sont relayés par les vents du Sud (Sirocco) pendant la saison estivale (juin, juillet, août), ce vent chaud et sec au pouvoir desséchant, provoque une augmentation brutale de la température et l'abaissement simultané de l'humidité de l'air, et par conséquent une augmentation de l'évapotranspiration ; Le terrain d'étude est affecté par le Sirocco 19 jours/ans (Tab.I.11).

L'humidité relative dépasse les 50% pendant huit (8) mois, avec un maximum de 73% en décembre ; Alors qu'elle est inférieure à 50% pendant l'été (juin ; juillet, août), avec un minimum en juillet (40%). L'insolation mensuelle effective est au moyenne 283,11 heures, le maximum (480,36 heures) est enregistré en juillet, et le minimum (148,78 heures) en février. En ce qui concerne la neige, les statistiques disponibles se limitent au nombre annuel de jours de chutes de neige, et la durée de l'enneigement au sol (série de P. Seltzer 1922/30) et le nombre mensuel de jours où il y a neigé (série O.N.M 1975/84). D'une manière générale, la durée de l'enneigement reste faible à l'échelle du bassin (8 jours à Batna, 15 jours à Arris, et 2 jours à Foug Toub), elle peut être considérable sur les hauts sommets des massifs des Aurès (au-dessus de 1600 m d'altitude) où l'influence directe du relief et les faibles températures hivernales. L'évaporation est mesurée par un évapomètre de type " Bac", elle atteint ses valeurs plafonds pendant la saison chaude, avec un maximum de 350 mm en juillet ; l'évaporation moyenne annuelle pour la période (1975-1984) est de 2943 mm ; Ces valeurs concordent étroitement avec celles des autres facteurs météorologiques, notamment la température, la durée d'insolation, et la fréquence de Sirocco (Tab.I.11).

Tableau I.11. Résumé ces principales données qui complètent l'analyse climatique à la station Batna (1975-1984).

Fréquence mensuelle de gelée												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Année
0.0	0.3	5.7	8.7	8.2	7.5	4.7	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	37.2
Vitesse moyenne mensuelle du vent (m/s)												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Moy
3.1	3.5	3.5	4.5	4.1	4.2	4.1	4.0	4.0	3.8	4.2	3.8	3.9
Fréquence mensuelle de sirocco												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Année
2.0	0.4	0.4	0.1	0.0	0.4	1.9	2.3	1.5	2.8	5.1	2.1	19
Humidité relative moyenne mensuelle (%)												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Moy
58.6	64.2	72.4	72.9	71.3	71.4	63.3	63.2	59.0	49.9	39.7	44.4	60.9
Insolation moyenne mensuelle (heures)												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Moy
327.5	263	197.5	160.5	162.6	148.8	217.3	250.9	382.4	403.7	480.4	402.7	3397.3
Evaporation moyenne mensuelle (mm)												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Année
364.0	229.4	189.0	179.8	189.1	168.0	223.2	237.0	272.8	318.0	350.3	322.4	2943.0
Fréquence moyenne mensuelle de neige												
Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Année
0.0	0.0	1.1	2.4	2.9	2.6	1.7	0.6	0.1	0.0	0.1	0.1	11.6

(Source :ONM)

Pour le grand bassin versant de Chott Melghir, les vents sont caractérisés par leurs directions, leurs vitesses et leurs intensités, ils exercent une action destructrice : augmente l'évapotranspiration et les phénomènes érosifs, les vents dominants dans la partie sud du bassin en hiver sont de direction Nord-ouest venant de l'Atlantique du Nord chargé de l'humidité. Ceux de l'été sont de direction Sud/ Est ; Nord/Ouest, Sont forme de Sirocco asséchant les vents des sables caractéristiques dans cette partie de la région, sont fréquents pendant les mois de mars, avril et mai. Cependant, on peut noter leur apparition pendant les autres saisons avec une faible fréquence. L'humidité relative, d'après la série de données des 10 années d'observations on constate que :

- la moyenne minimale annuelle est de 40,16%
- la moyenne maximale annuelle est de 45,50%

L'évaporation est un paramètre étroitement lié à la température, la sud du bassin versant de l'oued Biskra est située en zones à fortes températures, les quantiles d'eau évaporées sont aussi relativement importantes.

- L'évaporation moyenne mensuelle = 300 mm.
- L'évaporation moyenne maximale= 323 mm.
- L'évaporation moyenne minimale = 215 mm.

Cette différence de l'évaporation démontre que le phénomène de cette dernière doit être régi par un autre facteur et un autre température, tel que la vitesse de vent, le taux d'humidité, le taux d'ensoleillement et le couvert végétal (Tab.I.12).

Tableau I.12. Résumé ces principales données qui complètent l'analyse climatique Chott Melghir à la station Biskra (1990-2000).

Moi /Paramètre	jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Sep	Oct	Nov	Déc	An
Température (C°)	11.6	13.7	17.3	20.5	26.7	30.8	34.1	34.0	28.9	23.1	16.8	12.5	22.7
Le vent en (m/s)	8.8	4.6	4.7	6.2	6.0	5.7	4.5	4.3	4.7	4.2	4.7	4.3	4.8
Humidité en (%)	57	46	41	35	30	27	240	28	38	44	53	58	40
Tension de Vapeur (mbar)	7.8	7.2	7.9	8.3	10.2	11.9	130.6	14.5	15.0	12.7	10.1	8.4	10.6
Insolation Moy. mensuelle (heure)	228	252	284	300	327	335	357	326	267	267	204	230	3395
Evaporation (mm)	123	147	202	271	344	390	427	403	500	205	143	103	3086

(Source :ONM)

Concernant le grand bassin versant de Chott Hodna, les vents dominants sont ceux du Sud-Est et du Nord-est qui sont fréquentes pendant la période hivernale, avec une vitesse moyenne maximale de 3,7 m/s, en mois de Décembre. Les saisons estivales (juin, juillet et août), ce vent chaud et sec au pouvoir desséchant, provoque une augmentation brutale de la température et abaissement simultané de l'humidité de l'air et par conséquent une augmentation de l'évaporation. L'humidité relative est le rapport entre la pression partielle de la vapeur d'eau à l'air humide et la pression de saturation, à la même température) dépasse 50% pendant 10 mois, avec maximum de 74 % en Décembre alors qu'elle est inférieure à 50 % pendant l'été (juillet et Aout) avec un maximum en juillet (50%).

L'insolation mensuelle effective est au moyenne 282,91 heures, le maximum (345,00 heures) est enregistré en juillet, et le minimum (184,00 heures) en Décembre. L'évaporation est mesurée par un évapomètre de type " Bac", elle atteint ses valeurs plafonds pendant la saison chaude, avec un maximum de 394 mm en juillet ; l'évaporation moyenne annuelle pour la période (1999-2000) est de 2754 mm ; Ces valeurs concordent étroitement avec celles des autres facteurs météorologiques, notamment la température, la durée d'insolation, et la fréquence de Sirocco (Tab.I.13).

Tableau I.13. Résumé ces principales données qui complètent l'analyse climatique Chott Hodna à la station Msila (1999-2000).

Moi /Paramètre	jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Août	Sep	Oct	Nov	Déc	An
Température (C°)	8.3	10.2	13.9	16.7	22.9	28.0	31.6	31.1	25.3	19.8	13.3	9.5	19.2
Le vent en (m/s)	3.6	3.7	3.9	5.0	4.6	4.7	4.4	4.1	3.9	3.5	3.6	3.7	4.1
Humidité en (%)	73	65	60	56	55	52	50	49	63	66	72	74	61
Tension de Vapeur (mbar)	8.0	8.0	9.8	10.0	13.1	15.5	17.6	17.3	17.2	13.7	10.5	8.6	12.4
Insolation moyenne mensuelle (heure)	193	229	268	279	320	325	345	302	262	258	199	184	3165
Evaporation (mm)	97	127	185	223	287	359	394	369	281	203	130	99	2754

1.5. CONCLUSION

A travers les caractéristiques morpho métriques et structuraux, nous avons voulu dégager les différents éléments du relief en relation directe avec l'écoulement et la genèse des crues. Les formations prédominantes dans les bassins versant de notre étude, sont celles du quaternaire dans les grandes plaines et vers les oueds sont bien développés.

Les terrains imperméables et semi-perméables sont majoritaires dans les bassins à cette faible perméabilité vient s'ajouter les conditions morphologiques favorables au ruissellement.

Le couvert végétal rencontré à travers les bassins est de type dégradé, il est constitué de touffes de plantes clairsemées, de steppes d'alfas, de broussailles adoptées au sol et au climat, où la végétation devient rare et plus dégradée du fait de la surexploitation des quelques nappes vertes. Dans la zone Nord ; montagneuse et assez dénudée.

Les caractéristiques climatiques des bassins versants sont étroitement liées à sa position géographique et son relief ; on relève de fortes variabilités spatiales et surtout temporelles des précipitations sous forme d'averses, des températures et l'influence élevée de l'évapotranspiration. La combinaison de ces conditions physico-géographiques et climatiques est déterminante dans le comportement hydrologique des diverses unités des bassins.

2.1.TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES

Dans le contexte des études de phénomènes hydrologiques, il semble clair que la prise en compte de la qualité de l'information est particulièrement précieuse. Malheureusement, toute acquisition de données par sondage ou échantillonnage est soumise à des erreurs de toute nature, qui tiennent autant au système d'acquisition lui-même qu'au caractère individuel de la mesure ou de l'enquête, individualité éminemment propre à engendrer des hétérogénéités (Hiez, 1977).

La première phase d'une étude consistera donc, à faire un inventaire de l'information. Pour faciliter cette tâche il faut se poser des questions comme : où sont les principales sources de l'information pour notre étude ? Ces séries sont-elles précises (fiabiles) ? Sont-elles exhaustives (représentatives) ? Forment-elles un échantillon homogène ? Présentent-elles bien une stationnarité ? (Lopez, 2003). La réponse à ces questions est essentielle et constitue un préalable à toute analyse hydrologique, que ce soit dans le but de procéder à une étude du cycle de l'eau, d'impacts environnementaux ou pour procéder au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques (Musy, 2008).

2.1.1. Le réseau pluviométrique et les séries d'observation

La pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs [P. Seltzer (1913-1938) H.Gaussen et Paquin (1913-1963)]. La plus part des stations connues des périodes d'arrêt pendant la guerre d'Algérie d'autres ont subi des modifications après 1962.

Un bon nombre de stations ont été installées dans les années (1968-1970), les années de ces stations sont très utiles pour l'établissement des séries hydro- pluviométriques, qui vont être traitées ultérieurement. Le grand bassin versant BV5 (Chott hodna) équipé de vingt-sept stations pluviométriques, trente-quatre dans le bassin versant BV6 (Chott melghir), vingt-deux dans le bassin versant BV7 (Hauts plateaux constantinois), les coordonnées des stations pluviométriques et leurs codes sont présentés ci-dessous. Le détail des données est présenté sur les tableaux II.1, II.2 et II.3.

Tableau II .1. Coordonnées des stations pluviométriques étudiées -Grand bassin versant BV5(Chott Hodna)-.

Code mécano-graphique	Nom de la station	Coordonnées		Altitude	Période disponible
		X	Y		
050301	AIN EL HADJEL	607.1	264.6	545	89-1997/99-2004
050303	BEL AROUG	597.85	237.45	693	1971-84
050401	SIDI AISSA	597.05	287.95	662	1904-61/1964-79
050703	ROCADE SUD	642.8	260.55	440	1968-87
050801	CED FAGUES	657.1	277.9	504	1978-93
050901	MEDJEZ	673.35	289.65	636	1974-2006
051005	KSOB BARRAGE	668.7	282.65	600	1943-92/01-2003
051111	SIDI OUADAH	721.5	268.75	720	1973-95/98-2006
051201	MEROUANA	790.75	263.65	1000	1970-95/98-2008
051203	OUED EL MA	798.250	265.750	1050	1919-1999
051206	CHER EL AIN	786.1	266.6	900	1974-95/98-2008
051306	N'GAOUS	764.100	255.100	730	1914-2000

(Source ANRH)

Tableau II .2. Coordonnées des stations pluviométriques étudiées -Grand Bassin versant BV6 (Chott Melghir)-.

Code mécano-graphique	Nom de la station	Coordonnées		Altitude	Période disponible
		X	Y		
060104	SEKLEF	467.5	378.5	995	1993-2005
061205	EL OUTAYA (Ferme driss)	767.35	190.25	222	1967-98
061211	OUED CHELIH	799.400	252.600	1180	1971-75/77-2008
061305	DJEMORAH	782.35	199.8	400	1969-2007
061416	BISKRA SECTEUR	776.1	178.2	130	1974-2007
061503	MEDINA	849.7	230.5	1570	1970-2008
061505	T'Kout	828.85	210.50	980	1971-82/83-98
061511	Tiffelfel	821.90	207.65	450	1973-98
061803	BOUHMAMA	867	228.5	1140	1970-2008
061804	BABAR	901.1	217	1100	1970-2007
061805	KHEIRANE	870.55	197.1	560	1970-2006
061806	KHANGAT SIDI NADJI	866.13	174.796		1970-2006
062003	CHECHAR	892.65	200.15	1165	1991-2007
062101	GUENTIS	919.75	199	993	1984-2008
062308	AIN BABOUCHE	953.05	216.75	1045	1973-2004

(Source ANRH)

Tableau II .3. Coordonnées des stations pluviométriques étudiées -Grand bassin versant BV7 (Hauts plateaux constantinois)-.

Code mécano-graphique	Nom de la station	Coordonnées		Altitude	Période disponible
		X	Y		
070102	AIN AZEL	754.477	283.344		2005-2008
070201	AIN DJASSER	798.35	289.1	865	1970-2008
070316	BATNA FERME	814.7	257.35	1040	1970-2008
070403	REBOA	848.1	250.25	1002	1969-84/86-2001
070405	AIN TIN	839.6	237.5	1650	1972-82
070408	BOUHMAR	837.15	244	1275	1972-2000(lacune 3 ans)
070409	TIMGAD	841.75	250.9	1000	1968-2006
070410	SIDI MAANCER	833.7	253.25	1112	1970-2000(lacune 8 ans)
070604	YABOUS	858.45	239.65	1200	1969-2006(lacune 3 ans)

(Source ANRH)

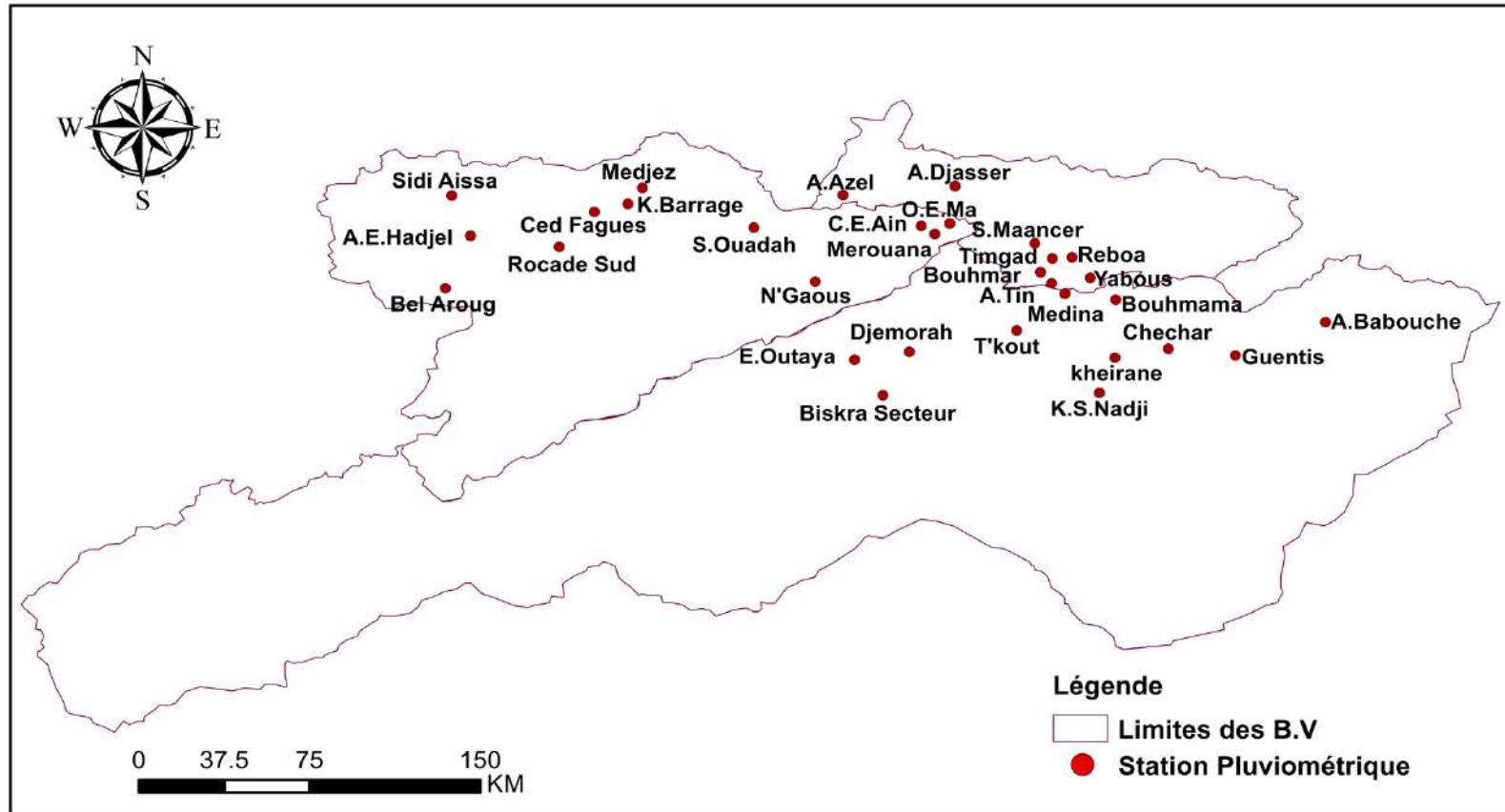


Figure II.1. Présentation de la région d'étude et remplacement des stations pluviométriques.

2.1.2. Critique et Homogénéisation des données pluviométriques

Avant d'exploiter les informations statistiques des pluies fournies par les services gestionnaires, il est plus prudent de tester leur qualité et combler les lacunes d'observation, le cas échéant.

2.1.2.1. Contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques

Toute étude climatique ou hydrologique est basée sur l'exploitation de séries de données recueillies pendant des périodes plus ou moins longues, continues ou discontinues. Les méthodes statistiques d'analyse de ces séries, exigent une homogénéité de leurs composantes, il est donc nécessaire, avant toute utilisation des variables pluviométriques, de contrôler leur qualité par l'emploi d'outils statistiques et graphiques, afin de réduire les erreurs systématiques qui pourraient les affecter.

La méthode des " *double cumuls* " est la plus utilisée, et la courbe des doubles cumuls est obtenue en portant en abscisses les totaux annuels cumulés de la station de base, et en ordonnées les totaux annuels cumulés de la station à vérifier ; si les points sont distribués de façon linéaire, on conclut que la série est homogène, au contraire, s'il apparaît une ou plusieurs cassures dans la distribution des points, la série n'est pas homogène.

Pour rendre les séries homogène il faut affecter la valeur du rapport correctif, selon le cas, m/m' ou m'/m, aux totaux annuels considérés comme erronés (Dubreuil, 1974).

A l'échelle du bassin du Chott Hodna, la station de référence (Medjez), a été choisie (Une série de 36 ans : 1970/71 – 2005/06) pour la raison de sa continuité, fiabilité et longueur relative des observations. Pour le bassin du chott Melghir (Medina). Pour le bassin de haut plateau a été choisi la station (Batna ferme). La méthode des doubles cumuls a permis de déceler quelques anomalies au niveau de quelques stations.

À titre d'exemple, le graphique des doubles cumuls de comparaison de la série de Medjez avec celle de Sidi Ouadah a montré une nette cassure au niveau de l'année 1986, la même opération a été effectuée pour les autres postes (Fig.II.2).

Pour les graphiques des doubles cumuls des stations (Bel Aroug, Sidi Aissa, Medjez, Ksob Barrage, Merouana et Cher El Ain), les points s'alignent suivant une seule direction formant une droite et aucune cassure ne s'est apparaît. Donc les séries pluviométriques pour ces stations présentent si on peut dire aucunes erreurs systématiques, elles sont homogènes.

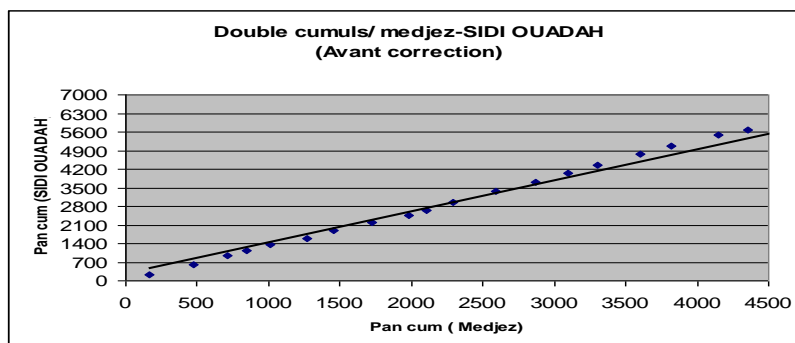


Figure II .2. Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Sidi ouadah).

Pour corriger les séries des pluies, nous avons procédé à deux démarches différentes, selon le cas qui se présente :

- + Tantôt en corrigeant pour surestimer les valeurs douteuses afin de tomber en adéquation avec l’objectif du travail (valeurs extrêmes) comme *par exemple* : correction de la période 1987-1995 au poste de Sidi ouadah.
- + Tantôt en sous-estimant les valeurs de pluies ayant recours à des périodes plus longues ou plus récentes. *Par exemple* : on a sous-estimé les valeurs de pluies pendant la période 1974-1984 en se basant sur la période 1984-2006 étant la plus longue et la plus récente.

Les coefficients correctifs correspondants figurent dans le tableau suivant :

Tableau II.4. Les coefficients correctifs des doubles cumuls (Chott Hodna).

Poste pluviométrique	Période corrigée	Coefficient correctif	Poste référentiel
Sidi Ouadah	1974-1995	0.55	Medjez
Oued El Ma	1974-1999	1.05	Medjez
N’Gaus	1974-2000	0.73	Medjez

Pour les graphiques des doubles cumuls des stations (El outaya (Ferme Driss), Biskra Secteur, Ain Babouche, Djemorah, Babar, Chechar, Khangat, Sidi Nadji, Oued Chelih, Kheirane, Bouhmama, Guentis, Medina), les points s’alignent suivant une seule direction formant une droite et aucune cassure ne s’est apparaît. Donc les séries pluviométriques pour ces stations sont homogènes (Fig.II.3 et II.4.).

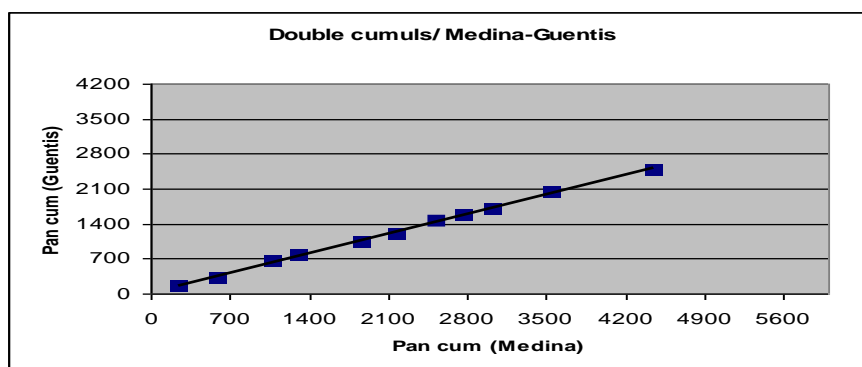


Figure II.3. Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Guentis).

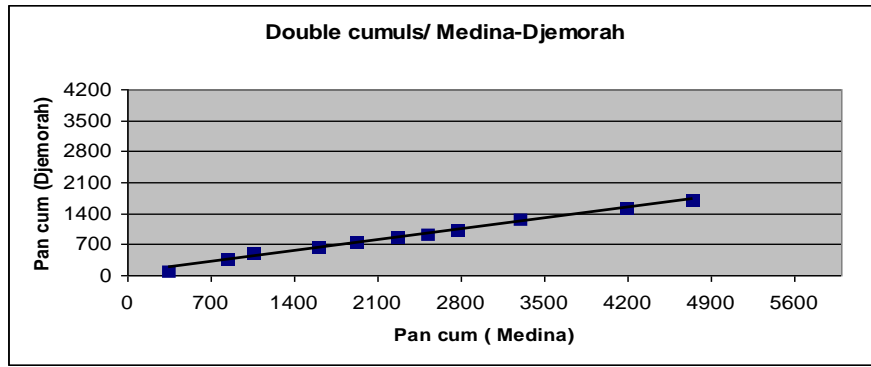


Figure II.4. Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Djemorah).

Pour les graphiques des doubles cumuls des stations (Ain Azel, Ain Djasser, Timgad, Yabous, Sidi Maancer, Bouhmar, Reboa et Ain Tin), les points s’alignent suivant une seule direction. Donc les séries pluviométriques sont homogènes (Fig.II.5.).

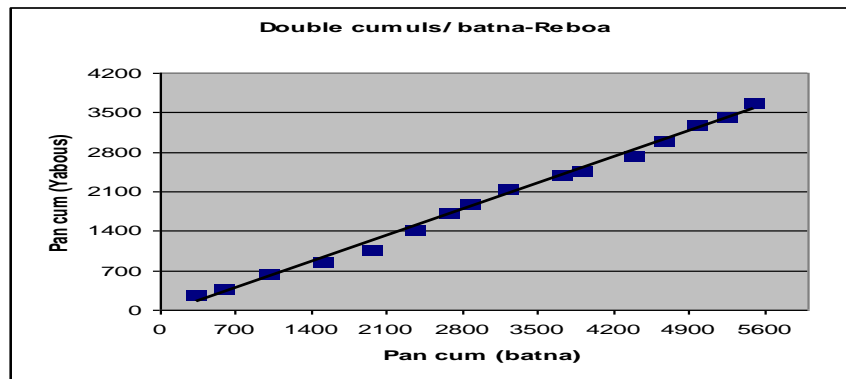


Figure II.5. Critique des données pluviométriques par la méthode des doubles cumuls (Station Reboa).

2.1.2.2. Comblement des lacunes d’observations

L’analyse des séries d’observations pluviométriques révèle que les stations disponibles présentent des lacunes à l’échelle mensuelle (de un à plusieurs mois) et donc annuelle, ces lacunes sont dues soit à l’absence de l’observation soit à une défaillance du pluviomètre. La restitution de ces données manquantes a été établie à l’aide de la méthode de corrélation linéaire : Soit X et Y, les deux stations comparées, $x(i)$ et $y(i)$ leurs observations, et convenons d’appeler X la station de longue durée, dont l’abondante information (de taille n), devra venir compléter celle plus courte sur Y. On établit d’abord un graphique $y(x)$ permettant de se faire une idée de l’intensité de liaison; Si le nuage de points est peu allongé, il n’y a rien à attendre de cette méthode ; Si le nuage de points est très allongé avec dispersion faible autour d’une droite centrale, on peut ajuster cette dernière graphiquement. Donc on calcule le coefficient de corrélation linéaire par la méthode suivant (Musy, 2005) :

$$k^r_{xy} = \frac{\sum \left[\left(x_{k_x}^{(i)} - m_x \right) \left(y_{k_y}^{(i)} - m_y \right) \right]}{(k-1) \left(\delta_{k_x} \cdot \delta_{k_y} \right)} \tag{II.1}$$

Avec :

k : Nombre de valeurs (couples) de l'échantillon, concomitant des X et Y .

$$m_x : \text{Moyenne des } x = \frac{\sum x(i)}{k} \quad (\text{II.2})$$

$$m_y : \text{Moyenne des } y = \frac{\sum y(i)}{k} \quad (\text{II.3})$$

$$\delta_x : \text{Ecart type des } x = \sqrt{\frac{\sum (x(i) - m_x)^2}{k - 1}} \quad (\text{II.4})$$

$$\delta_y : \text{Ecart type des } y = \sqrt{\frac{\sum (y(i) - m_y)^2}{k - 1}} \quad (\text{II.5})$$

Si la corrélation est significative, on peut écrire l'équation de la droite de régression.

$$y(x) = m_y + r_{xy} \cdot \frac{\delta_y}{\delta_x} (x - m_x) \quad (\text{II.6})$$

Ou encore :

$$y(x) = ax + b ,$$

$$\text{Avec} \quad a = r_{xy} \cdot \frac{\delta_y}{\delta_x} \quad (\text{II.7}) \quad ; \quad b = m_y - m_x \cdot r_{xy} \cdot \frac{\delta_y}{\delta_x} \quad (\text{II.8})$$

Cette méthode qui néglige la réalité géographique et les nuances pluviométriques locales, peut provoquer des erreurs de jugements, car on risque d'établir des régressions entre des stations dont le coefficient de corrélation apparaît élevé alors qu'elles n'ont en réalité aucun lien climatique.

En tenant compte de la spécificité de chaque région, nous avons essayé de regrouper les stations qui se corrélaient entre elles, non pas en fonction de coefficients de corrélation annuelle, mais de la pondération de la valeur de coefficient de corrélation de chaque mois de l'année et de la réalité géographique, afin de dégager les zones pluviométriques homogènes.

Les lacunes d'observations ont été comblées mois par mois, toutefois pour les séries qui présentent des lacunes sur 6 mois ou plus pour une année donnée, on a estimé parallèlement, les totaux annuels afin de les confronter aux totaux mensuels estimés séparément, ce qui permet d'éviter une incohérence des résultats.

Afin de rendre homogène la somme des valeurs mensuelle estimées (p_j') avec l'estimation globale faite à l'échelle de l'année (p_j), on a multiplié ces valeurs par le rapports (p_j/p_j').

Les résultats finaux du contrôle de fiabilité et de comblement des données pluviométriques sont rassemblés dans le tableau II.5.

Tableau II.5. Bassin versant BV5 (Chott Hodna): Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques.

	Medjez	Ksob Barrage	Merouana	Charf El Ein	Sidi Ouadah	Oued El Ma	N'Gaous	Rocad Sud	Ain El Hadjel	Ain El Hadjel
1974	166.9	172.5	288.8	223.40	222	410.3	410.3	108.1	-	133.8
1975	312.5	367.1	390.5	306.3	388.7	351	351	248	-	224.9
1976	235.4	245.2	372.5	209.1	352.1	275.5	275.5	232.4	-	144.88
1977	129.5	161.5	178.7	126	158.6	229.5	229.5	101.3	-	64.91
1978	171	179.6	319.7	231.2	250.3	284.7	284.7	116.8	-	83.2
1979	250.8	199	304.2	201.7	231.2	375.5	375.5	135.8	-	138.6
1980	191.4	185.3	313.2	195.8	281.7	247.9	247.9	156.5	-	144.8
1981	262.9	261.5	323.9	257.1	312.7	204.1	204.1	134.6	-	236.8
1982	259	230.1	355.26	246.5	278.7	258.1	258.1	147.6	-	168.6
1983	129.3	108.4	226.85	223.1	167.1	228.9	228.9	64.5	-	51.3
1984	178.8	187.4	275.86	243.7	317	134.4	134.4	143.6	-	125.3
1985	303.9	298	399.5	339.6	403.5	281.2	281.2	148.2	-	197.9
1986	275	213.5	300.5	295.8	341.4	278	278	217.81	-	166.9
1987	228.5	205.9	325.06	172.7	356.8	401.8	401.8	160.7	-	141
1988	203.6	194.3	325	313.4	293.1	513.9	513.9	84.4	-	81.8
1989	305.1	260.3	355	312.4	425	467	467	260.1	291.3	266
1990	210.8	205.9	279.3	331.3	301.1	376.2	376.2	398.04	241.6	128.1
1991	331.7	249.3	401.9	405.4	387.4	372.1	372.1	309.96	219.2	93.3
1992	212.3	171.5	287.4	276.6	197.1	200.2	200.2	54.4	112.7	144.1
1993	155.2	148.292	215.4	165.9	178.2	358.3	358.3	99.9	116.5	90.3
1994	180.9	170.394	296.7	330.8	291.3	438.8	438.8	292.60	154.5	181.60
1995	309.9	281.334	517.8	343.526	469.8	219.4	219.4	331.2	263.9	205.15
1996	162.8	154.828	260.022	219.962	210.634	347.8	347.8	128.7	212.2	162.8
1997	304.8	276.948	400.602	339.242	392.394	235.8	235.8	213.3	269.8	304.8
1998	169.3	156	238.3	192.1	133.7	325.1	325.1	122.1	254.238	122.1
1999	274.8	228.3	335.7	249.5	286.3	170.9	170.9	109.8	222.9	-
2000	179.4	169.104	221.4	186.8	170.2	170.2	170.2	222.3	129	-
2001	143.9	128.7	222.3	250.6	161.8	297.334	105.04	353.3	168.6	-
2002	231.3	153.7	502.9	425.1	346.6	302.578	168.84	233.4	187.8	-
2003	366.2	300.1	582.6	468.6	457.8	310.672	267.31	266.6	289.2	-
2004	181.9	171.254	371.7	328.2	218.9	299.614	132.78	265.2	117.1	-
2005	302.9	275.314	419.5	433.3	528.3	306.874	221.11	528.3	173.126	-
2006	336	388.9	292.1	324	359	308.86	245.27	359	239.4	-

■ Valeur reconstituée

Les figures II.6 et II.7., représentent la représentation des hauteurs pluviométriques annuelles des stations retenues dans l'étude, après contrôle de fiabilité (*Doubles cumuls*) et homogénéisation (Régression linéaire).

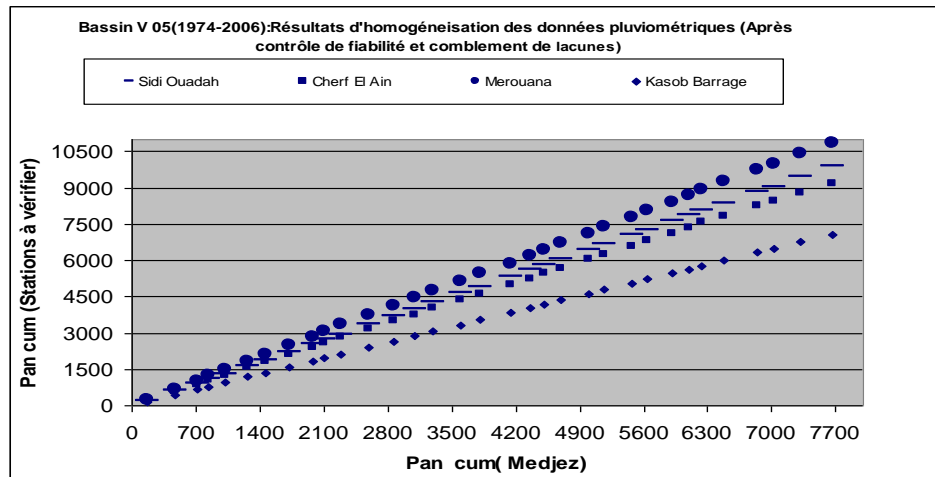


Figure II.6. Résultats d’homogénéisation des données pluviométriques(Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes B.V05).

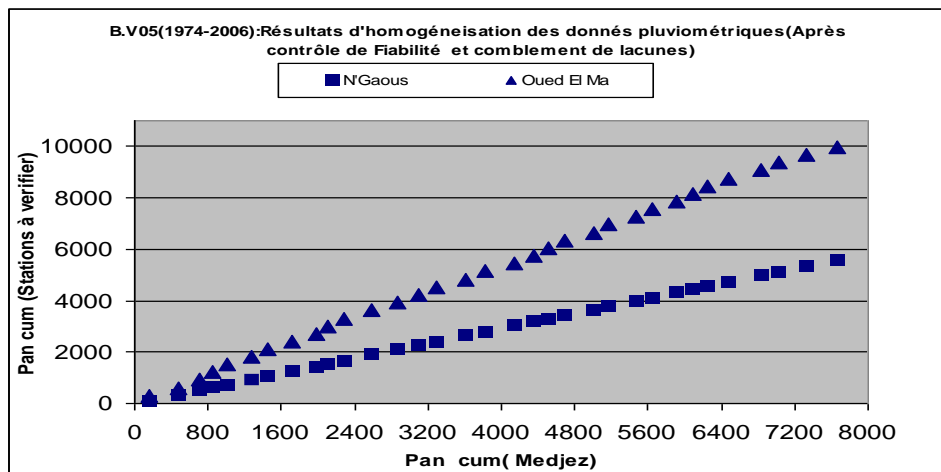


Figure II.7. Résultats d’homogénéisation des données pluviométriques(Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes-Suite B.V05-).

Même chose pour les autres bassins versants . Les résultats finaux du contrôle de fiabilité et de comblement des données pluviométriques sont rassemblés dans le tableau II.6.

Tableau II.6. Bassin versant BV6 (Chott Melghir): Résultats D'homogénéisation des données pluviométriques

Année/ Stations	Medina	Khangat S. Nadj	Djemorah	Biskra Secteur	Kheirane	Seirah	Babar
1970	244.6	42.8	323.1	79.48	217.548	32.516	251.18
1971	482.9	55.804	8.5	129.52	119.8	158.1	299.6
1972	658.7	25	179.47	166.44	327	98.772	291.8
1973	331.7	40.9	127.15	97.77	195.9	46.452	160.3
1974	388.6	44.1	114.8	114.6	129.2	88.29	205.1
1975	546.4	82.1	101.6	142.86	286.9	159	397.1
1976	521.3	75.9	196.2	137.59	259.4	76.788	410.8
1977	330.7	33.4	126.9	97.56	293.4	46.292	264.2
1978	280.4	32.624	99.8	87.00	230.7	38.244	292
1979	373.6	75	133.856	115.8	235.3	53.156	350.5
1980	517.2	68	138.5	110.2	218.6	76.132	239.8
1981	465.3	27.9	148.52	125.83	225.5	82.2	248.1
1982	380.1	43.491	134.89	107.94	214.7	54.196	181.2
1983	236.4	27.696	111.90	24.3	149	29.4	230.5
1984	401.7	45.510	175.5	107.9	346.8	57.652	266.26
1985	512.4	10.3	131.3	110.7	250.1	57.8	331.9
1986	420	11.9	188.1	115.1	129.3	39.4	347.9
1987	251.3	25.8	83.8	79	162.5	44	331.4
1988	537.1	60.07	134.2	72.8	401.823	79.316	286.3
1989	527.2	21.76	103.3	138.832	527.2	63.6	507.9
1990	318.7	36.21	125.07	143	264.231	31	402.3
1991	483.3	54.44	151.40	119.7	367.929	70.708	323.57
1992	360.9	41.14	131.82	103.909	290.817	51.124	253.5
1993	251.6	28.59	84.078	63.6	251.6	33.636	190.5
1994	347.1	12.4	91.9	106.3	347.1	27	328
1995	487.7	25.9	278.5	199	487.7	72.2	472.1
1996	225.1	7.8	111.5	137.4	225.1	20	183.2
1997	540.7	40.3	167.8	141.667	540.7	56.9	415.8
1998	316.6	53.1	99.7	112.8	316.6	49.3	164.4
1999	348.7	80.1	107.3	128.8	348.7	71.1	265.2
2000	252	75.9	55.8	78.9	252	39	129.7
2001	254.4	51.1	100.8	57.1	223.722	40.3	317.7
2002	527.4	198.1	256.2	131	527.4	83.3	414
2003	896.4	109.1	258.7	252.2	896.4	89.5	531
2004	558.8	109.5	157.4	124.5	415.494	58.6	507.86
2005	581.4	126.4	167.104	150.214	581.4	64	581.4
2006	492.7	58.8	152.912	146.6	492.7	45.3	492.7
2007	585.9	66.3408	167.824	151.159	432.567	27.6	585.9
2008	769.5	86.504	197.2	189.715	548.235	65.9	769.5

■ Valeur reconstituée

La figure II.8., représente la représentation des hauteurs pluviométriques annuelles des stations retenues dans l'étude, après contrôle de fiabilité (*Doubles cumuls*) et homogénéisation (Régression linéaire).

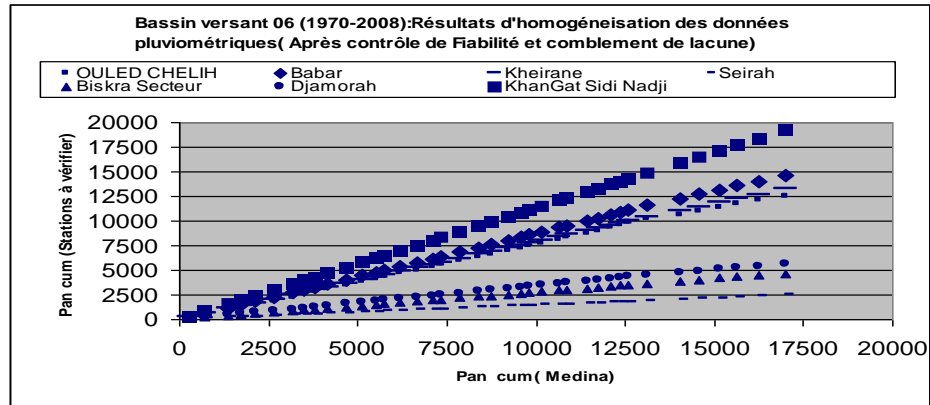


Figure II.8. Résultats d’homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes B.V06).

Tableau II .7. Bassin versant BV6-Suite- (Chott Melghir): Résultats D’homogénéisation des données pluviométriques.

Ann/Sta	Medina	Ain Babouche	Driss
1970	244.6	150.202	73.8
1971	482.9	214.543	183.5
1972	658.7	262.009	168.6
1973	331.7	173.719	66.3
1974	388.6	189.082	75.2
1975	546.4	231.688	119.6
1976	521.3	224.911	212.1
1977	330.7	173.449	90.53
1978	280.4	229.4	100.5
1979	373.6	296.9	73.1
1980	517.2	223.804	90.5
1981	465.3	242.9	70
1982	380.1	186.787	107
1983	236.4	147.988	71.67
1984	401.7	158.5	78.2
1985	512.4	135.9	98.4
1986	420	145.1	130.3
1987	251.3	176.8	80.6
1988	537.1	187.5	89.2
1989	527.2	243.2	129.83
1990	318.7	170.209	88.13
1991	483.3	174	121.05
1992	360.9	199.9	96.57
1993	251.6	102.5	74.71
1994	347.1	177.877	93.81
1995	487.7	258	121.93
1996	225.1	82.3	69.41
1997	540.7	154.7	132.53
1998	316.6	109.9	87.71

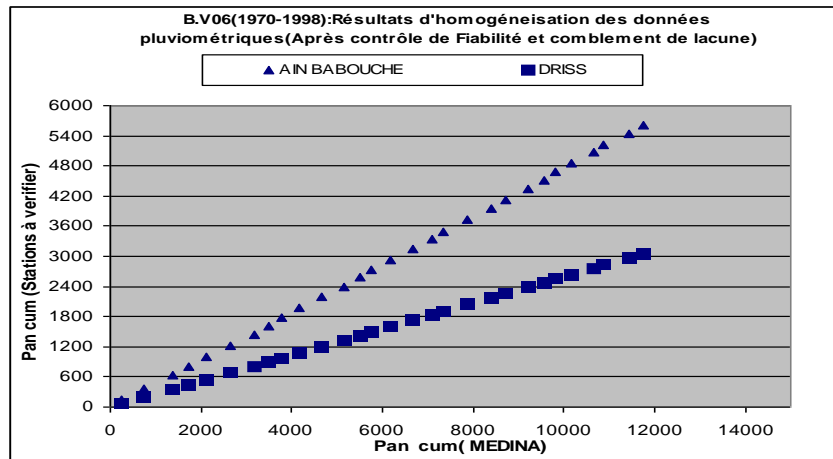


Figure II.9. Résultats d’homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes-Suite B.V06-).

Tableau II.8. Bassin versant BV7 (Haut plateaux constantinois): Résultats d’homogénéisation des données pluviométriques.

Ann/Sta	Batna	Ain Djasser	Timgad	Yabous
1971	530.5	358.1	486.9	626.2
1972	517.5	277.5	491.8	458
1973	309.9	190.7	225.7	403
1974	361.6	269.6	321.9	401.9
1975	424.7	307.191	463.4	571.7
1976	188	255.6	342	507.9
1977	293	133.6	61.5	274.3
1978	306.3	169.2	215.4	320.6
1979	378.4	232.5	300.7	386.7
1980	336	251.31	187.7	359.284
1981	307.7	361.1	329.7	463.5
1982	435.8	149.9	306.9	432.138
1983	338.8	193.2	264.738	271.9
1984	238.1	189.633	326	371.1
1985	432.1	233.2	344.976	313.2
1986	499.2	292.9	232	314.7
1987	462.7	178.9	120	451.775
1988	383.4	368.4	296.4	343.9
1989	317.7	251	415.8	528.8
1990	185.8	352.2	321.4	383.4
1991	352	374.7	318.7	417.1
1992	510.5	248.3	198.1	277.8
1993	191.8	150.1	194.9	235.9
1994	476.2	276.8	167.5	307.4
1995	278.2	364.8	391.5	510.1
1996	306.8	194.3	102.1	138.8
1997	269.4	342.9	353.6	427.8
1998	254.7	260.3	158.8	252.9
1999	476.2	329.5	269.7	303.3

Tableau II.8. Bassin versant BV7 (Haut plateaux constantinois): Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Suite).

Ann/Sta	Batna	Ain Djasser	Timgad	Yabous
2000	603.8	168.7	146.6	147.6
2001	456.3	136.7	365.788	323.1
2002	435.8	347.8	444.6	469.4
2003	265.4	481.2	390	534.5
2004	375.7	353.2	337.5	413.7
2005	581.4	376.8	325.7	509.8
2006	492.7	254.3	247.3	393.9
2007	585.9	338.7	477.244	541.711
2008	550.6	386.508	446.886	515.942

■ Valeur reconstituée

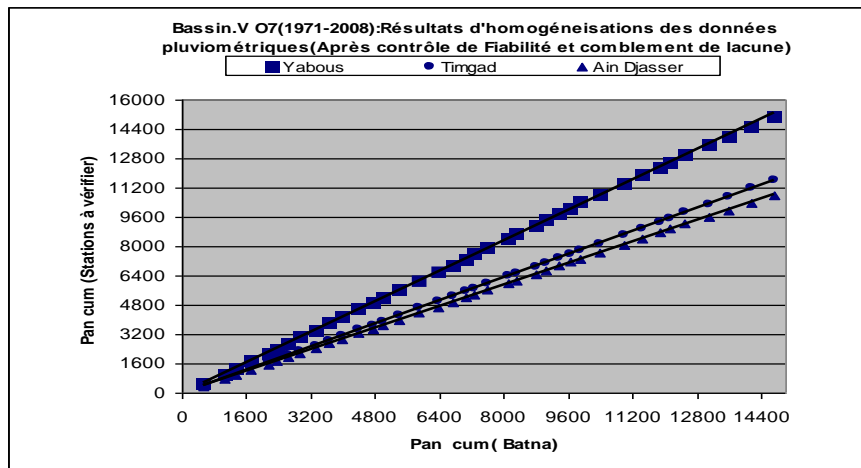


Figure II.10. Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques(Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes B.V07).

Tableau II.9. Bassin versant BV7-suite- (haut plateaux constantinois): Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques.

Ann/Sta	BATNA	REBOA	AIN TIN	BOUHMAAR	SID MAANCER
1971	530.5	505.3	132.6	365.5	529.1
1972	517.5	534.0	427.5	340.3	310.4
1973	309.9	327.3	368.4	150.5	213.9
1974	361.6	355.3	456.1	262.6	311.6
1975	424.7	587.7	744.2	341.4	352.9
1976	188	426.9	483.6	303.7	303.4
1977	293	120.0	206.7	85.9	159.5
1978	306.3	99.5	366.4	72.0	200.6
1979	378.4	207.8	528.6	252.9	176.3
1980	336	239.7	511.2	195.538	175.0
1981	307.7	227.2	423.2	273.0	291.9
1982	435.8	143.3	433.5	298.6	293.9
1983	338.8	114.7	76.0	165.9	225.9
1984	238.1	345.8	614.0	305.0	328.2
1985	432.1	239.9	739.2	297.7	247.3
1986	499.2	251.6	508.9	370.5	308.2
1987	462.7	120.5	104.7	343.6	200.6
1988	383.4	254.6	368.7	436.6	354.0
1989	317.7	219.7	559.5	308.8	433.1
1990	185.8	224.0	216.7	373.0	398.1
1991	352	329.4	99.186	234.8	317.1
1992	510.5	314.6	76.9	232.6	264.1
1993	191.8	175.2	437.3	249.7	240.1
1994	476.2	244.5	256.2	198.61	264.0
1995	278.2	256.8	256.8	254.3	209.8
1996	306.8	78.7	78.7	535.4	392.5
1997	269.4	250.3	250.3	151.4	252.8
1998	254.7	261.0	261.0	419.4	312.4
1999	476.2	298.6	298.6	261.8	210.2
2000	603.8	130.7	130.7	195.8	298.6
2001	456.3	249.7	84.1	201.9	227.5
2002	435.8	270.8	107.6	215.5	231.9
2003	265.4	253.9	118.0	204.6	233.9

■ Valeur reconstituée

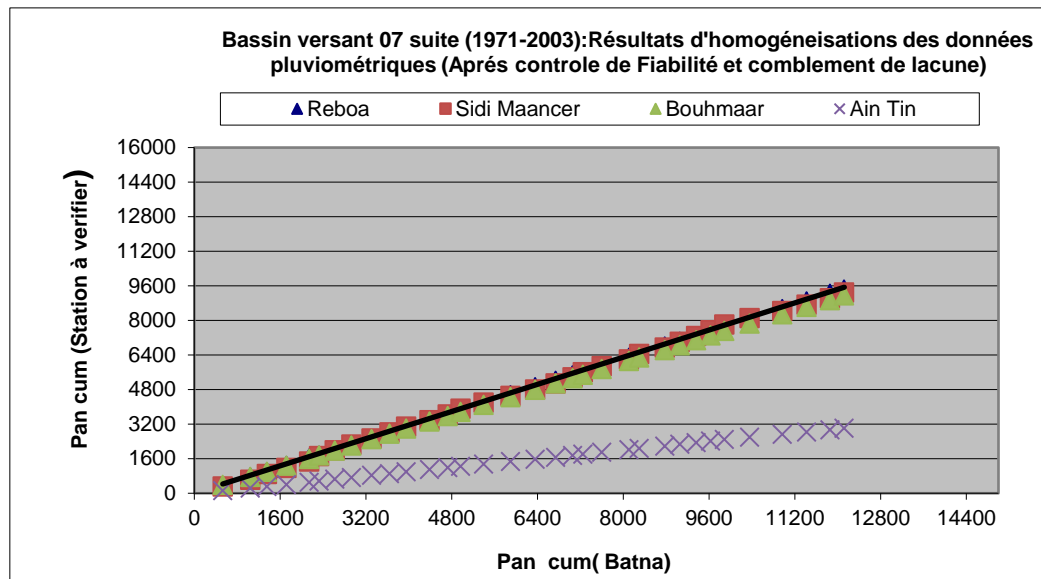


Figure II.11. Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques (Après Contrôle de fiabilité et comblement de lacunes-Suite B.V07-).

2.1.3. Etude de la régionalisation

2.1.3.1. L'analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en Composantes Principales ou ACP est une méthode statistique d'analyse des données. Elle permet, à partir d'une matrice à n échantillons (individus) et p variables, la description du nuage dans un espace à p dimensions. Considérons un tableau de données à n échantillons ou unités statistiques (u.s) et p variables. Les échantillons représentent les lignes du tableau et les variables ses colonnes. Pour faciliter la visualisation de l'ensemble de données, chaque u.s est projetée dans un espace à n dimensions (espace des u.s) et chaque variable peut être projetée dans un espace à p dimensions (espace des variables) et n dimensions (espace des unités statistiques). Ainsi, on obtient un nuage de points qu'il est impossible à visualiser. Donc pour faciliter la visualisation, on projette le nuage dans un espace à deux dimensions, déterminé à partir des axes principaux ou factoriels du nuage, cette projection permet de minimiser l'erreur de la représentation de nuage. Pour conserver au maximum la forme du nuage donc de son inertie par rapport au centre de gravité, on travaille sur des variables centrées, l'ACP est dite centrée. De plus, afin d'éliminer l'influence de la taille des variables (problème d'échelle) dépendant des unités choisies, on considère comme variable normalisée le rapport de chaque valeur à son écart type, on réalise ainsi une ACP centrée réduite. Les variables centrées réduites sont donc sans dimension, leurs moyennes sont égales à 0 et leurs variances égales à 1. Une fois déterminés les axes factoriels, le nuage est projeté dans les différents plans des facteurs principaux soit dans l'espace des variables, soit dans l'espace des u.s.

Dans l'espace des u.s, l'ACP permettra de regrouper selon des facteurs identiques les échantillons présentant des caractères d'origine ou d'évolution similaire. L'interprétation de l'ACP consiste ensuite à déterminer les facteurs responsables (composantes principales) de la structure observée. Le premier axe factoriel (F1) de cette représentation est tel qu'il détermine le maximum d'inertie du nuage et donc de la variance, le deuxième axe (F2) perpendiculaire au premier exprime le maximum de variance restante, le 3ème axe, toujours perpendiculaire aux deux autres, est défini par le maximum d'inertie restante ; etc.

Au terme de cette étude, nous nous intéresserons à la liaison entre la variable synthétique qui peut se dégager de cet axe et les précipitations moyennes mensuelles, considéré dans cette analyse comme variables. Nous avons pris les précipitations moyennes mensuelles (en mm) comme variables (en tout douze (12) variables) et comme individus statistiques les stations pluviométriques en nombre de quatre-vingt-seize (96) (Tabl.II.10)(Fig.II.12). L'ACP est combinée à la classification hiérarchique (k-means) pour l'identification des zones qui ont un même régime de pluviométrie. Une synthèse du jeu est donnée dans le tableau II.11.

Tableau II.10. Caractéristiques des stations pluviométriques.

Stations	X(m)	Y(m)	Z(m)	Périodes d'observation	Pmoy,an
11104	540.75	287.8	1250	1975-2005	306
11404	513.5	312.6	932	1980-2005	476
50703	642.8	260.55	440	1974-2006	182.71
50901	673.35	289.65	636	1974-2006	232.05
51005	668.7	282.75	600	1974-2006	190.54
51111	721.5	268.75	720	1974-2006	299.08
51201	790.75	263.65	1000	1974-2006	330.31
51203	798.25	265.75	1050	1974-2006	306.6
51206	786.1	266.6	900	1974-2006	277.82
51306	764.1	255.1	730	1974-2006	203.66
61203	790.1	235.9	917	1970-2004	251.5
61211	799.4	252.6	1180	1970-2004	317.9
61302	810	225	1350	1970-2004	279.2
61303	817.6	222.75	1390	1970-2004	265
61304	801.2	213.8	1005	1970-2004	227.5
61305	782.35	199.8	400	1970-2004	131.4
61416	776.1	178.2	130	1970-2004	111.3
61503	849.7	230.5	1570	1970-2004	418.7
61505	828.85	210.5	980	1970-2004	267.8
61506	802.01	188.35	330	1970-2004	123.1
61511	821.9	207.65	740	1970-2004	151.4
61601	795.1	177.65	200	1970-2004	104.3
61802	877.9	203.9	750	1970-2004	211.5
61803	867	228.5	1140	1970-2004	388
61804	901.1	217	1100	1970-2004	297.8
61805	870.55	197.1	560	1970-2004	212.1
61806	866.3	175.8	105	1970-2004	49.5
62002	896.15	180.15	450	1970-2004	75
62301	959.05	231.15	1080	1970-2004	293.7
62307	963.1	250.9	1252	1970-2004	254.2
62308	953.03	216.75	1045	1970-2004	169.5
70201	798.35	289.1	865	1970-2004	260.9
70303	822.65	248.65	1200	1970-2004	346
70304	827.4	254.9	1180	1970-2004	315.7
70306	836	281.6	876	1970-2004	318
70308	806.75	256.2	1174	1970-2004	318.5
70309	809.3	260.6	1400	1970-2004	456.3
70316	81437	257.35	1040	1970-2004	367
70403	848.1	250.25	1002	1970-2004	261.7
70405	839.6	237.5	1650	1970-2004	437.5
70406	849.35	241	1160	1970-2004	422.6
70407	829.65	242.65	1510	1970-2004	384.1
70408	837.15	244	1275	1970-2004	287.5

Tableau II.10. Caractéristiques des stations pluviométriques (Suite).

Stations	X(m)	Y(m)	Z(m)	Périodes d'observation	Pmoy,an
70409	841.75	250.9	1000	1970-2004	178.9
70410	833.7	253.25	1112	1970-2004	344.6
70502	858.4	277.55	859	1970-2004	204
70504	888.4	303.2	1045	1970-2004	387.8
70604	858.45	239.65	1200	1970-2004	396.5
70605	856.1	249.75	1040	1970-2004	265.8
70703	887.2	241.4	1345	1970-2004	452.7
70704	886.35	243.6	1180	1970-2004	431.2
70707	924.15	288	1004	1970-2004	405.6
70708	916.9	272.75	856	1970-2004	374.2
70716	898.55	295.05	950	1970-2004	366.3
70720	884.5	250.15	950	1970-2004	403.6
90314	578.5	316.35	850	1975-2005	441
90401	579.15	334.35	782	1969-2006	384
100603	848.5	352.8	509	1970-2004	516.2
120101	967.25	342.25	590	1970-2004	555.3
120201	949.7	271	845	1970-2004	342.3
120301	991.9	247.2	890	1970-2004	362.2
120403	960.85	320.65	870	1970-2004	349.6
140103	921.85	300.5	800	1970-2004	269
140104	910.5	319	860	1970-2004	360.1
140105	922.5	318.5	740	1970-2004	326.2
140106	928.18	317.5	850	1970-2004	343.4
140205	908.8	337.4	830	1970-2004	509.4
140302	889.1	355.1	525	1970-2004	540.4
140304	870.85	343.1	807	1970-2004	432.1
140309	905.7	350.9	740	1970-2004	562.3
140313	913.4	359.1	295	1970-2004	576.7
140403	925.15	366.85	280	1970-2004	584
140412	924.1	361.4	280	1970-2004	526.4
150502	961.15	351.55	750	1970-2004	993.3
140505	949.15	362.2	110	1970-2004	545.8
140605	930.5	377.9	270	1970-2004	545.9
140606	937.6	387.75	73	1970-2004	610.9
140607	951.7	376.45	40	1970-2004	641
140609	944.6	395.5	14	1970-2004	597.5
140611	953.8	389.5	19	1970-2004	559.2
140631	950.25	402.8	3	1970-2004	583.3
150101	590.6	316.45	882	1980-2005	430
150103	600.65	325.1	730	1980-2005	361
150104	678.2	376.47	100	1902-1992	705
150204	608	342.25	520	1913-1992	386
150503	654.49	352.06	280	1923-1992	456
170102	509.5	147.25	1200	1960-2011	185.7
170201	533.65	174.65	1020	1960-2011	164.2
170204	539.6	167.4	1040	1960-2011	207
170207	514.45	172.15	854	1960-2011	219
170208	551	153	1160	1960-2011	222.2
170209	545.35	148.55	1230	1960-2011	190.9
170216	509.2	139.5	1280	1960-2011	121.5
170401	572	162.5	1117	1960-2011	128.7
170501	590.1	203.6	875	1960-2011	138.4
170503	572	178	1100	1960-2011	201.4

Pmoy, an : pluies moyennes annuelles (mm).

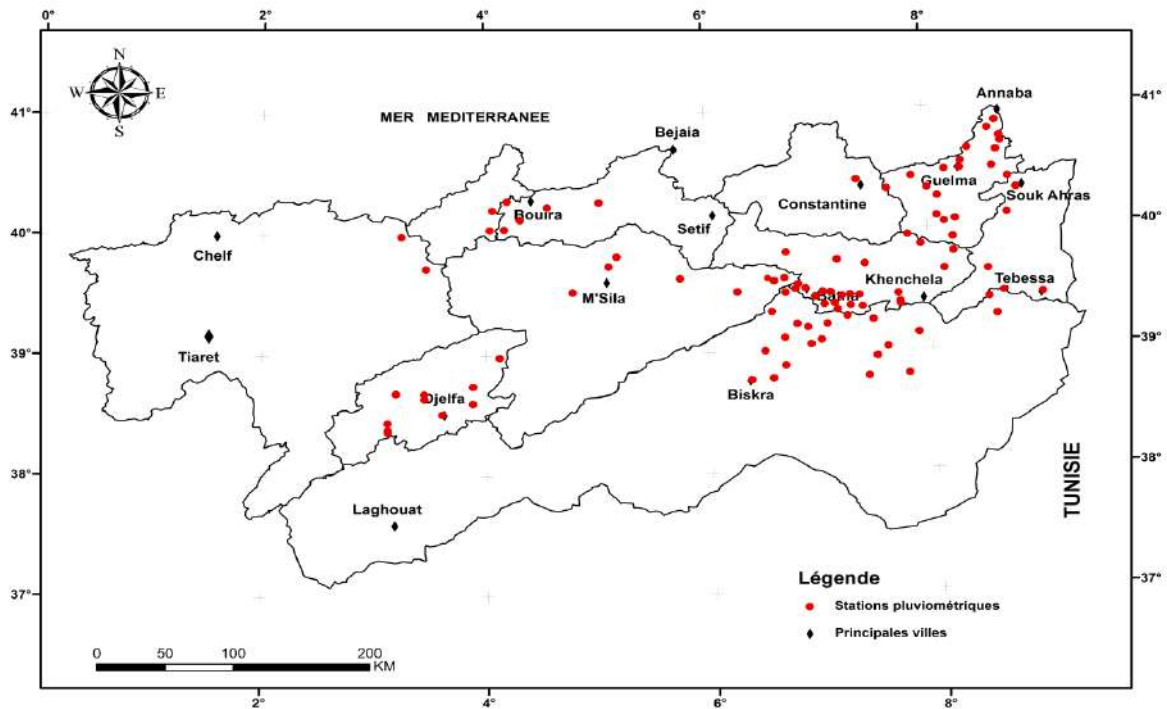


Figure II.12. Présentation de la région d'étude et emplacement des stations pluviométriques.

Tableau II.11. Caractéristiques du jeu de données (12 variables).

	Min (mm)	Médian (mm)	Moyenne (mm)	Max (mm)
Septembre	6.1	29.92	30.67	47.7
Octobre	9.5	53.12	52.89	71.6
Novembre	4.9	76.45	79.22	106
Décembre	4	81.65	84.87	118.8
Janvier	6.2	91.17	90.32	135.2
Février	3	79.69	79.45	116.6
Mars	2.4	78.35	80.43	154.9
Avril	4.5	74.58	71.98	107.4
Mai	4.7	29.88	28.56	48.9
Juin	1.7	17.16	17.25	28.2
Juillet	0.3	11.55	9.32	16.3
Août	1.2	8.10	6.33	33.8

Min: Minimum des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

Médiane: Médiane des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

Moyenne: Moyennes des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

Maximum: Maximum des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

2.1.3.2. Résultats de l'ACP

L'ACP est effectuée sous R, par le package FactoMiner, Les résultats, en l'occurrence la projection des données de précipitations sur l'axe factoriel CP1 et CP2 sont indiqués par la figure II.13.

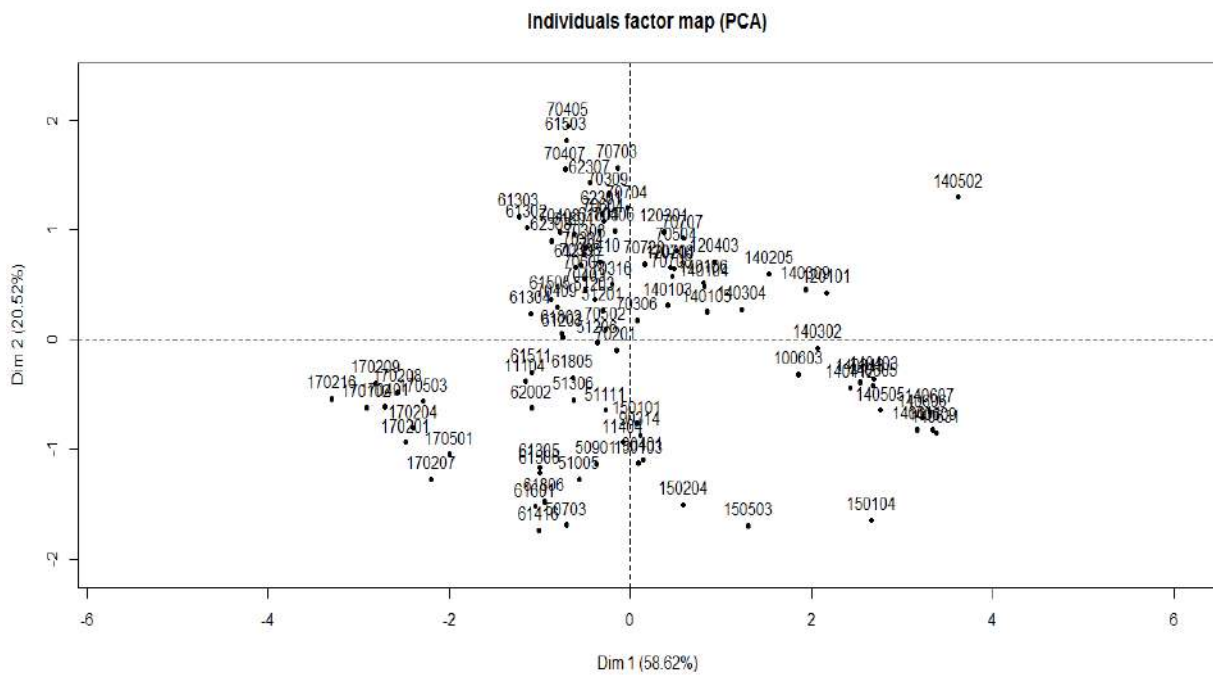


Figure II.13. Coordonnées des stations sur F1 et F2.

A la lumière de la figure II.13, nous remarquons que l'axe1(F1) explique le maximum de variation (58.62 %) des profils de réponse pluviométriques entre les stations d'observations, quant à l'axe factoriel 2 (F2), elle est de 20.52 %. le retour aux données sources est de mise pour expliquer la signification de ces deux axes factoriels.

Nous présentons dans la figure II.14, le graphique qui met en relief les coordonnées factorielles des stations pluviométriques et leurs précipitations annuelles sur l'axe factoriel (F1).

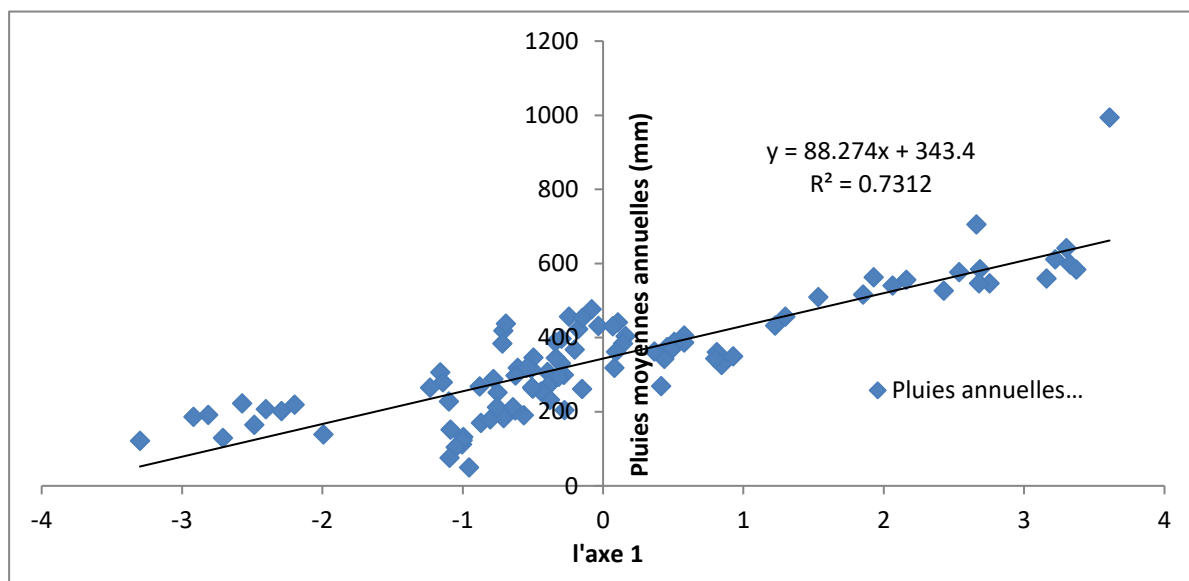


Figure II.14. Pluies moyennes annuelles en fonctions des coordonnées de l'axe1.

Une corrélation très significative $R^2= 0.731$ est observée, les précipitations annuelles varient entre 49 et 993 mm enregistrées aux stations 61806 et 150502 respectivement. De facto, des stations se trouvant au nord représente la première variable synthétique (F1) qui explique à 58.62% la variabilité spatiale des précipitations.

La contribution des stations pluviométriques à F1 est montrée sur la figure II.15.

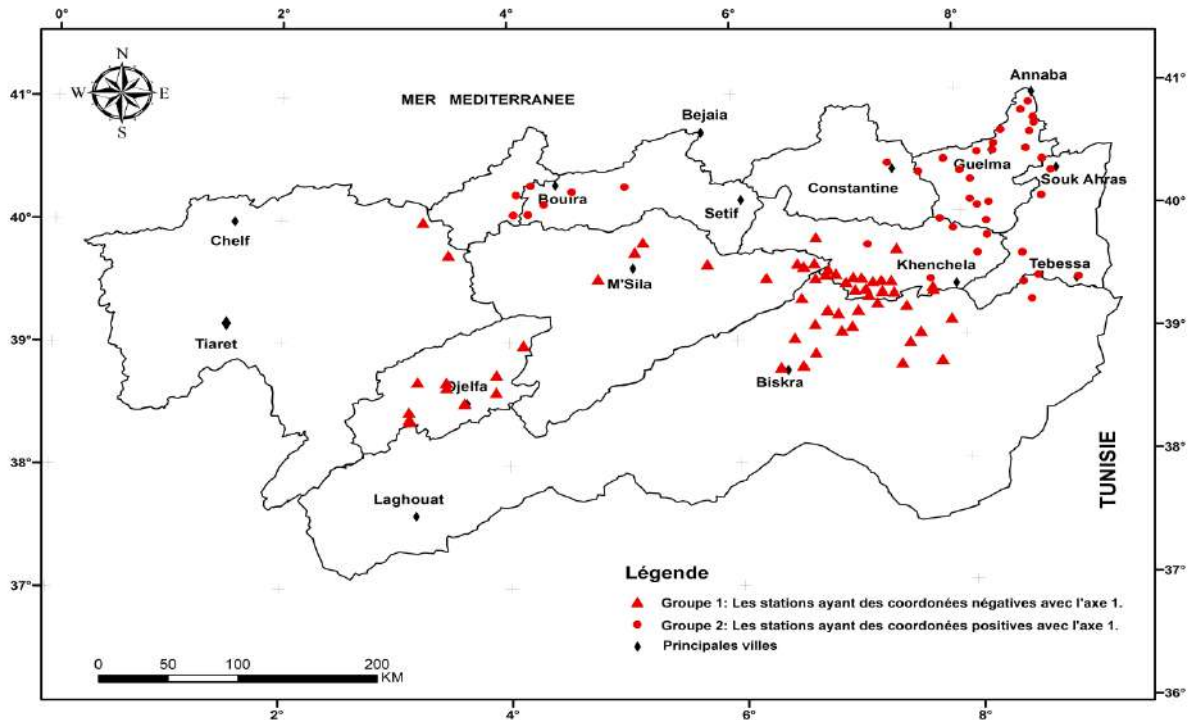


Figure II.15. Contribution des stations sur l'axe factoriel 1 (F1).

Concernant la deuxième variable synthétique, comme le montre la figure II.16., une corrélation très significative entre la contribution des stations pluviométriques pour F1 et les précipitations d'automne (du mois de septembre au mois novembre). Les stations se trouvant en haute altitude et ceux qui sont exposées au flux Nord reçoivent en moyenne 42.43mm durant l'automne, les autres stations quant à elles, reçoivent en moyenne 22.18 mm sur la même période d'observation. Cet axe donc présente la première variable synthétique expliquant ainsi seulement 58 % de la variabilité des précipitations

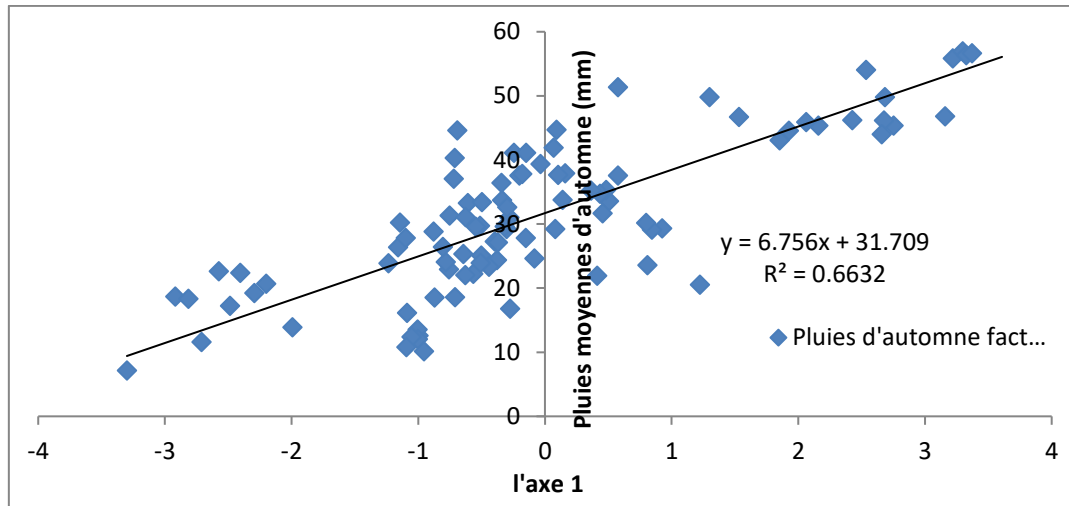


Figure II.16. Pluies moyennes d’automne en fonction de coordonnées F1.

La projection des variables sur les deux axes principaux (Fig.II.17) montre un regroupement des variables du mois de septembre au mois avril autour du premier axe factoriel, leurs coefficients de corrélation dépassant le 0.6. Ce groupe forme ainsi la grande saison humide où on enregistre l’essentiel des précipitations 83%, puis on observe un décrochage des autres mois (du mois de mai au mois d’Aout) qui constituent la saison sèche.

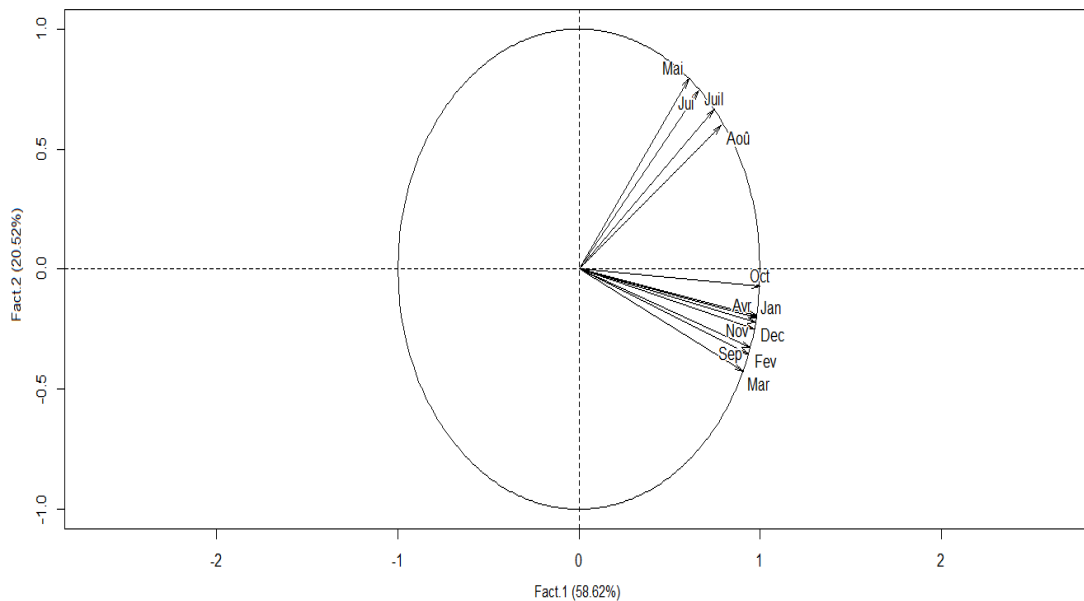


Figure II.17. Projection des variables sur l’axe1 et l’axe2.

Une classification hiérarchique par K-mean, qu’on peut résumer de la manière suivante (David Arthur et Sergei Vassilvitskii, 2009) :

1. Choisir K objet formant ainsi K clusters.
2. Ré(affecter)chaque objet (O) au clusters Ci de centre de gravité Mi tel que la distance au centre de gravité soit minimale $d(O, Mi) = \min$.
3. Recalculer Mi de chaque cluster (le barycentre).

4. Aller l'étape de si on vient de faire une affectation (Zeggane, 2017).

K-means nous a permis de dégager deux principaux groupes, un groupe où la quasi-totalité des stations se trouvant au nord et au nord-est de la région d'étude, un deuxième groupe se trouvant au sud de la région d'étude, comme le montre la figure II.15. Les caractéristiques des deux groupes sont données par les tableaux II.12 et II.13.

Tableau II.12. Caractéristiques du groupe1.

Stations	X(m)	Y(m)	Z(m)	Pluies annuelles	Pluies moy.automne	F1	F2
11104	540.75	287.8	1250	306	26.35	-1.15980	-0.38353
11404	513.5	312.6	932	476	24.62	-0.08253	-0.93724
50703	642.8	260.55	440	182.71	18.59	-0.70846	-1.69365
50901	673.35	289.65	636	232.05	24.35	-0.37916	-1.13545
51005	668.7	282.75	600	190.54	22.23	-0.56574	-1.27569
51111	721.5	268.75	720	299.08	31.02	-0.27987	-0.64401
51201	790.75	263.65	1000	330.31	29.21	-0.30221	0.26501
51203	798.25	265.75	1050	306.6	27.25	-0.39626	0.36332
51206	786.1	266.6	900	277.82	27.12	-0.37078	-0.02914
51306	764.1	255.1	730	203.66	22.01	-0.62754	-0.55151
61203	790.1	235.9	917	251.5	31.32	-0.75204	0.02167
61211	799.4	252.6	1180	317.9	33.25	-0.60835	0.65834
61302	810	225	1350	279.2	30.2	-1.14357	1.02357
61303	817.6	222.75	1390	265	23.89	-1.23343	1.12006
61304	801.2	213.8	1005	227.5	27.8	-1.09849	0.23869
61305	782.35	199.8	400	131.4	12.6	-0.99679	-1.16630
61416	776.1	178.2	130	111.3	13.52	-1.00581	-1.73583
61503	849.7	230.5	1570	418.7	40.3	-0.71083	1.81769
61505	828.85	210.5	980	267.8	28.8	-0.87931	0.36704
61506	802.01	188.35	330	123.1	12.03	-1.00126	-1.21885
61511	821.9	207.65	740	151.4	16.11	-1.08904	-0.29642
61601	795.1	177.65	200	104.3	12.36	-1.05206	-1.52198
61802	877.9	203.9	750	211.5	22.9	-0.75684	0.05246
61803	867	228.5	1140	388	36.4	-0.34226	0.99431
61804	901.1	217	1100	297.8	31.05	-0.62502	0.95443
61805	870.55	197.1	560	212.1	25.3	-0.64249	-0.35085
61806	866.3	175.8	105	49.5	10.11	-0.95498	-1.47362
62002	896.15	180.15	450	75	10.8	-1.09372	-0.62460
62301	959.05	231.15	1080	293.7	29.6	-0.31815	1.14513
62307	963.1	250.9	1252	254.2	23.3	-0.44184	1.43105
62308	953.03	216.75	1045	169.5	18.52	-0.87090	0.89815
70201	798.35	289.1	865	260.9	27.8	-0.15130	-0.09408
70303	822.65	248.65	1200	346	33.41	-0.49771	0.84183
70304	827.4	254.9	1180	315.7	29.73	-0.51259	0.77465
70308	806.75	256.2	1174	318.5	29.55	-0.54528	0.67506
70309	809.3	260.6	1400	456.3	41.12	-0.24417	1.31843
70316	81437	257.35	1040	367	37.58	-0.20244	0.50431
70403	848.1	250.25	1002	261.7	25.06	-0.50121	0.44151
70405	839.6	237.5	1650	437.5	44.6	-0.69243	1.95102
70406	849.35	241	1160	422.6	37.8	-0.17762	0.98984
70407	829.65	242.65	1510	384.1	37.05	-0.71822	1.55012
70408	837.15	244	1275	287.5	24.09	-0.78202	0.98143
70409	841.75	250.9	1000	178.9	26.4	-0.80433	0.29771
70410	833.7	253.25	1112	344.6	33.71	-0.33685	0.70690
70502	858.4	277.55	859	204	16.8	-0.27570	0.09184
70604	858.45	239.65	1200	396.5	32.6	-0.29682	1.07583

Tableau II.12. Caractéristiques du groupe1 (Suite).

Stations	X(m)	Y(m)	Z(m)	Pluies annuelles	Pluies moy.automne	F1	F2
70605	856.1	249.75	1040	265.8	23.9	-0.50708	0.55839
70703	887.2	241.4	1345	452.7	41.12	-0.14751	1.56450
70704	886.35	243.6	1180	431.2	39.35	-0.03514	1.19951
170102	509.5	147.25	1200	185.7	18.66	-2.91824	-0.62195
170201	533.65	174.65	1020	164.2	17.22	-2.48494	-0.93670
170204	539.6	167.4	1040	207	22.36	-2.40364	-0.80499
170207	514.45	172.15	854	219	20.66	-2.19925	-1.27555
170216	509.2	139.5	1280	121.5	7.16	-3.29992	-0.54093
170401	572	162.5	1117	128.7	11.56	-2.70959	-0.60984
170501	590.1	203.6	875	138.4	13.89	-1.99373	-1.04842
170503	572	178	1100	201.4	19.2	-2.29259	-0.56357
170208	551	153	1160	222.2	22.6	-2.57296	-0.47868
170209	545.35	148.55	1230	190.9	18.32	-2.81346	-0.40040

Tableau II.13. Caractéristiques du groupe2.

Stations	X(m)	Y(m)	Z(m)	Pluies annuelles	Pluies moy.automne	F1	F2
70306	836	281.6	876	318	29.2	0.08078	0.17714
70504	888.4	303.2	1045	387.8	33.56	0.50554	0.81252
70707	924.15	288	1004	405.6	37.58	0.57612	0.92737
70708	916.9	272.75	856	374.2	31.66	0.45655	0.57498
70716	898.55	295.05	950	366.3	35.33	0.48267	0.64709
70720	884.5	250.15	950	403.6	37.89	0.15996	0.68707
90314	578.5	316.35	850	441	37.65	0.10434	-0.86959
90401	579.15	334.35	782	384	33.77	0.14083	-1.09983
100603	848.5	352.8	509	516.2	43.06	1.85221	-0.31619
120101	967.25	342.25	590	555.3	45.35	2.15887	0.42723
120201	949.7	271	845	342.3	34.7	0.43563	0.65482
120301	991.9	247.2	890	362.2	35.2	0.36456	0.98225
120403	960.85	320.65	870	349.6	29.32	0.92522	0.70682
140103	921.85	300.5	800	269	21.9	0.41273	0.31152
140104	910.5	319	860	360.1	23.55	0.80934	0.48367
140105	922.5	318.5	740	326.2	29.12	0.84435	0.25095
140106	928.18	317.5	850	343.4	30.17	0.79890	0.51986
140205	908.8	337.4	830	509.4	46.7	1.53204	0.59634
140302	889.1	355.1	525	540.4	45.88	2.06176	-0.07752
140304	870.85	343.1	807	432.1	20.5	1.22357	0.27468
140309	905.7	350.9	740	562.3	44.56	1.92704	0.45880
140313	913.4	359.1	295	576.7	54.06	2.53604	-0.38724
140403	925.15	366.85	280	584	49.8	2.68322	-0.36505
140412	924.1	361.4	280	526.4	46.19	2.42651	-0.44095
150502	961.15	351.55	750	993.3	75.44	3.60827	1.29943
140505	949.15	362.2	110	545.8	45.33	2.75184	-0.64657
140605	930.5	377.9	270	545.9	46.14	2.67638	-0.42556
140606	937.6	387.75	73	610.9	55.83	3.22116	-0.71220
140607	951.7	376.45	40	641	56.93	3.29911	-0.66347
140609	944.6	395.5	14	597.5	56.33	3.32673	-0.82650
140611	953.8	389.5	19	559.2	46.8	3.15813	-0.82120
140631	950.25	402.8	3	583.3	56.63	3.37173	-0.85129
150101	590.6	316.45	882	430	41.9	0.06892	-0.76786
150103	600.65	325.1	730	361	44.68	0.09148	-1.13066
150104	678.2	376.47	100	705	43.98	2.65872	-1.64791
150204	608	342.25	520	386	51.32	0.57631	-1.50430
150503	654.49	352.06	280	456	49.8	1.29872	-1.69867

Le test global du découpage de la région d'étude en un sous région (un groupes) est donné par le tableau II.14.

Tableau II.14. Résultats du test global du découpage.

	Rapport corrélation	P-value
Sep	0.76	9.1035e-5
Jan	0.74	2.6433 e-4
Avr	0.77	4.0995 e-4
Fev	0.75	4.8039 e-4
Dec	0.73	7.9036 e-4
Oct	0.62	8.8080 e-4
Mar	0.73	9.7406 e-4
Nov	0.72	1.3475 e-4
Juil	0.10	2.3525 e-2
Juin	0.09	4.3203 e-2
Mai	0.08	8.4196 e-2

Les rapports de corrélation entre les variables quantitatives (qui sont les moyennes mensuelles des précipitations) et la variable classe sont significatifs vue que les P-value sont inférieur au seuil de 5%.

Les rapports de corrélation entre les variables quantitatives (qui sont les moyennes mensuelles des précipitations) et la variable classe sont significatifs vue que les P-value sont inférieur au seuil de 5% (Zaggane, 2017). Il apparait dans cette étude descriptive multidimensionnelle que les régions se trouvant au nord de la région d'étude sont plus arrosées que celles se trouvant au sud, aussi les régions exposées au flux du Nord-Ouest, Nord-Est reçoivent plus de pluies que celles moins exposée du fait que les stations de ces régions ont une bonne corrélation en terme les totaux annuels avec F1. L'essentiel des précipitations sont enregistrées durant les huit mois de l'année (de Septembre à Avril) où 83% des précipitations sont mesurées. On remarque une nette corrélation entre certaines variables, qui sont les précipitations moyennes mensuelles de Novembre au mois Janvier, qui constituent la saison hivernale avec un taux de 42 % des précipitations est enregistré.

Un fort gradient de précipitations Nord-Est qui reflète une topographie particulière de la région d'étude, en effet le mont du Djurdjura (Kabylie) et celui de Chréa (algérois) qui se logent de l'Est vers l'ouest, au nord de la zone d'étude, jouent un rôle de masque contre le flux atmosphérique Nord. De ce fait, les régions derrière cette barrière topographique reçoivent moins de précipitations, l'écart des précipitations moyennes interannuelles entre les régions Nord, Nord-Est et la région Sud, est considérable vue les distances courtes qui les séparent. La région Nord reçoit en moyenne une pluviométrie annuelle de 650 mm, la région sud quant à elle reçoit uniquement 400mm en moyenne (Zaggane, 2017).

Trois grandes saisons sont ressorties au terme de cette étude, une saison humide du mois de septembre à Mars et une saison sèche du mois de Juin à Aout (été), séparées par une saison intermédiaire courte de deux mois (le printemps). La corrélation très significative des précipitations en été avec F1, de ce fait celui-ci représente la première variable synthétique.

2.2. ETUDE DU REGIME PLUVIOMETRIQUE

2.2.1. Analyse des précipitations annuelles

Selon Musy (2003), il est indispensable avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité.

2.2.1.1. Détection de rupture dans les séries de pluie annuelle

Les séries chronologiques homogénéisées ont été analysées avec le logiciel *KhronoStat* (IRD, 1998), pour la détection de rupture. *KhronoStat* est un logiciel qui regroupe des tests de vérification du caractère aléatoire de l'échantillon (test d'autocorrélation et test de corrélation sur le rang) et de détection de rupture. La détection de rupture utilise le test de Buishand et l'ellipse de Bois, la méthode non paramétrique de Pettit, l'approche bayésienne de Lee et Heghinian et la méthode de Hubert (Lubès *et al.*, 1994). Toutes ces méthodes (test de Buishand, test de Pettit, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert), sont adaptées à la détermination d'une rupture unique à l'exception de la méthode de Hubert, qui propose plusieurs dates de rupture. On présentera brièvement les méthodes utilisées et les résultats obtenus.

A. Test de Mann Kendall

Le test utilise la série des rangs qui nous permet de déterminer le niveau de signification pour la présence d'un terme tendanciel. Pour chaque élément de la série x_i ($i=1, 2, 3, \dots, N$), on calcule le nombre N_i d'élément précédents qui lui sont inférieurs. La statistique de tendance est la grandeur :

$$t = \sum_{i=1}^N N_i \quad (\text{II.9})$$

La variable t est distribuée selon une loi normale avec :

$$E(t) = \frac{N(N-1)}{4} \quad (\text{II.10}) \quad \text{var}(t) = \frac{N(N-1)(2N+5)}{72} \quad (\text{II.11})$$

La statistique réduite du test est donnée par :

$$u(t) = \frac{[t - E(t)]}{\sqrt{\text{var}(t)}} \quad (\text{II.12})$$

Si on détermine la probabilité α_1 à l'aide de la table de la loi normale réduite telle que $\alpha_1 = P(|u| > |u(t)|)$, l'hypothèse nulle (absence de tendance) est acceptée ou rejetée au niveau α_0 selon que l'on a $\alpha_1 > \alpha_0$ ou $\alpha_1 < \alpha_0$.

Dans le cas d'une tendance significatif et que l'on désire situer l'époque à partir de laquelle la tendance s'est manifestée, la statistique du second test (Mann Kendall) se prête mieux au calcul progressif et rétrograde nécessaire à cet effet. On fait la même procédure qu'avant, en inversant la direction du calcul ; la variabilité $u(t')$ obtenu est appelée série rétrograde (Ketrouti *et al.*, 2002 et Ketrouti *et al.*, 2004).

B. Test de Pettit

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979), examine l'existence d'une rupture à un instant inconnu de la série à partir d'une formulation dérivée de celle du test de Mann-Whitney (Dagnélie, 1970). Ce test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne et, si l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série est rejetée, il propose une estimation de la date de rupture.

C. Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian

La méthode bayésienne de Lee & Heghinian (Lee & Heghinian, 1977; Bruneau & Rassam, 1983) est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées. Elle fait l'hypothèse d'une rupture en moyenne à un instant inconnu. La distribution a priori de l'instant de la rupture est uniforme, et compte tenu de cette information et des données, la méthode produit la distribution de probabilité a posteriori de l'instant de la rupture.

D. Statistique U de Buishand

La statistique de Buishand (Buishand ,1982 et Buishand ,1984) est dérivée d'une formulation originale donnée par Gardner (1969) pour établir un test bilatéral de rupture en moyenne à un instant inconnu. Le test de Buishand est paramétrique, supposant normalité de la série, non autocorrélation et constance de la variance de part et d'autre du point de rupture éventuel. Ce test est performant pour détecter une rupture en milieu de série, mais il ne fournit pas d'estimation du point de rupture.

E. La méthode de segmentation de Hubert

La procédure de segmentation non paramétrique de séries hydrométéorologiques (Hubert & Carbonnel, 1987 ; Hubert et al., 1989) est adaptée à la recherche de multiples changements de moyenne dans la série. Son principe est de "découper" la série en plusieurs segments de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s) par application du test de Scheffé qui repose sur le concept de contraste (Dagnélie, 1970).

2.2.1.2. Méthodes retenues dans l'étude

Il est évident qu'il n'a pas lieu ici de tester toutes les méthodes, donc ces tests qui viennent d'être présentés ne constituent en aucun cas une liste exhaustive des procédures qui ont l'objectif d'analyser «les traits » d'une série chronologique. Mais il s'agit plutôt de celles qui sont les plus appropriées et aussi les plus couramment utilisées en climatologie. Parmi les méthodes présentées précédemment, ont été retenus pour l'étude des séries chronologiques de pluies annuelles, que les tests non paramétriques (Test de Pettitt , Bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert).

2.2.1.3. Analyse des résultats du test de Pettitt

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979), examine l'existence d'une rupture à un instant inconnu de la série à partir d'une formulation dérivée de celle du test de Mann-Whitney (Dagnélie, 1970). Ce test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne et, si l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série est rejetée, il propose une estimation de la date de rupture.

Le test de Pettitt a été appliqué à chacune des séries chronologiques étudiées. Les résultats montrent qu'une rupture (c'est-à-dire, ici, une diminution de la pluviométrie annuelle) y est détectée majoritairement autour 1979, 1987 et 1999. En effet, pour les stations de Reboa, Biskra et Khanget Sidi Nadji, ce changement est parvenu plutôt vers 1979, pour les stations de Charf El Ain, Rocad Sud et Kheirane, ce changement est parvenu plutôt vers 1987. Alors que pour les autres, il n'est intervenu que vers 1999. Les résultats sont donnés par le tableau II.15 et les figure II.18 et II.19.

Tableau II.15. Date de rupture des stations.

Région	Stations	Période d'étude	Date de rupture
BV05	Cherf El Ain	1974-2006	1987
	Merouana		1999
	N'Gaous		1994
	Rocad Sud		1988
BV06	Medina	1970-2008	2001
	Khangat Sidi Nadji		1979
	Biskra		1979
	Kheirane		1987
	Babar		2001
BV07	Batna	1971-2008	1998
	Reboa		1976

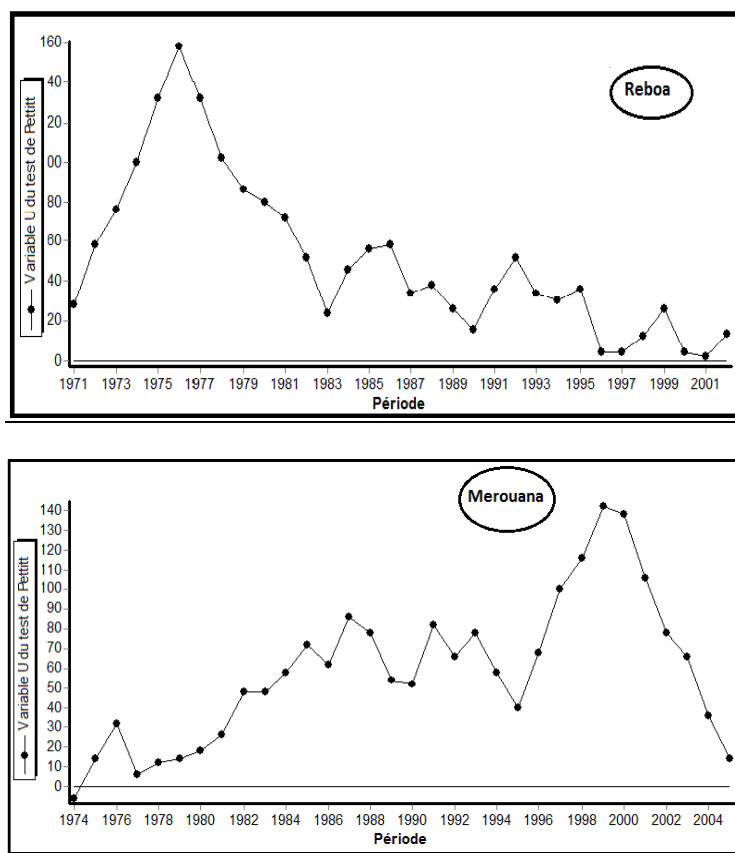


Figure II.18. Test de Pettitt appliqué aux pluies annuelles des stations (Reboa et Merouana).

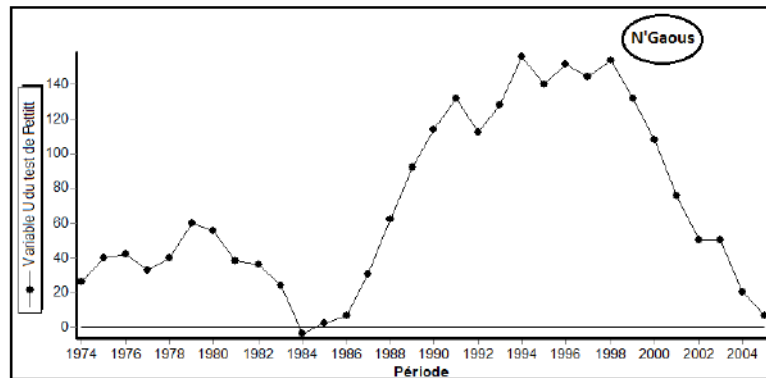


Figure II.19. Test de Pettitt appliqué aux pluies annuelles des stations (N'gaous).

2.2.1.4. Analyse des résultats des deux tests (de Bayésienne de Lee et Heghinian et segmentation d'Hubert)

Le test Bayésienne de Lee et Heghinian consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne est parvenu plutôt vers 1976 et 2000. En effet, pour les stations de Khangat Sidi Nadji, Djemorah, Seirah, Reboa, et Sidi Maancer, ce changement est parvenu plutôt vers 1976. Alors que pour les autres, il n'est intervenu que vers 2000.

Il est à noter également, que la procédure de la segmentation d'Hubert fait aussi apparaître, une rupture pour la quasi-totalité des séries étudiées. Cette dernière apparaît entre 1976 et 2000. Ces résultats confirment l'apparition d'un déficit pluviométrique à partir du milieu des années 70 (met en évidence par les tests appliqués antérieurement) et la poursuite de celui-ci durant les décennies 1970-1980 et 1990-2000. La réduction la plus importante est enregistrée aux stations Khangat Sidi Nadji, de Seirah et de Rocad Sud, avec plus de 50% de diminution des pluies annuelles après la date de rupture. Cependant pour les autres stations, la baisse pluviométrique s'échelonne entre 60 et 70%. Les tests utilisés et les résultats trouvés confirment la tendance à la baisse des dernières décennies. Ces résultats sont en conformité avec les conclusions du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat de 2001 et de 2007 (GIEC, 2007) ainsi qu'avec les conclusions du rapport régional des Nations unies sur le changement en Afrique du Nord. La totalité de l'information contenue dans les séries chronologiques retenues a été traitée. Les résultats des deux tests appliqués sont consignés au tableau II.16 et la figure II.20.

Tableau II.16. Résultats du test statistique de Bayésienne de Lee et Heghinian et segmentation d’Hubert appliqué sur les totaux pluviométriques annuels.

Région	Stations	Période d'étude	Bayésienne de Lee et Heghinian	segmentation d’Hubert			
			Année	Début	Fin	Moyenne	Ecart-Type
BV05	Cherf El Ain	1974-2006	2001	1974	2001	256.77	66.70
				2002	2006	395.84	75.76
	Ksob Barrage		2005	1974	2005	209.70	58.30
				2006	2006	388.90	0
	Merouana		2000	1974	1995	313.77	76.25
				1996	1999	496.25	93.04
				2000	2006	204.61	70.56
	N’Gaus		1998	1974	1986	273.78	73.21
				1987	1994	391.04	93.61
				1995	2006	217.46	73.10
Rocad Sud	2000	1974	2000	175.66	87.01		
		2001	2006	334.32	107.82		
BV06	Medina	1970-2008	2001	1970	2001	393.76	116.86
				2002	2008	630.30	146.73
	Khangat Sidi Nadji		1979	1970	1971	65.37	23.42
				1972	2005	143.02	39.07
				2006	2008	62.70	25.80
	Djamorah		1979	1970	1970	323.100	0
				1971	2000	127.32	47.64
				2001	2008	193.90	45.65
	Biskra		2002	1970	2002	111.65	33.34
				2003	2008	169.7	45.83
	Kheirane		2001	1970	1987	221.76	66.71
				1988	2002	358.17	114.34
				2003	2003	896.40	0
				2004	2008	494	71.61
	Seirah		1976	1970	1970	32.5	0
				1971	1971	158.1	0
1972		2008		58.23	25.58		
Babar	2002	1970	2002	300.71	94.81		
		2003	2008	560.72	122.30		
BV07	Batna	1971-2008	2004	1971	1998	353.10	102.20
				1999	2008	482.38	106.13
	Ain Djasser		2001	1971	2001	253.64	76.93
				2002	2008	362.64	67.63
	Reboa		1976	1971	1976	456.09	103.35
				1977	2003	218.83	72.60
	Ain Tin		1989	1971	1989	423.67	190.34
				1990	2003	190.84	107.84
Sidi Manncer	1971	1971	1971	529.10	0		
		1972	2003	273.10	64.59		

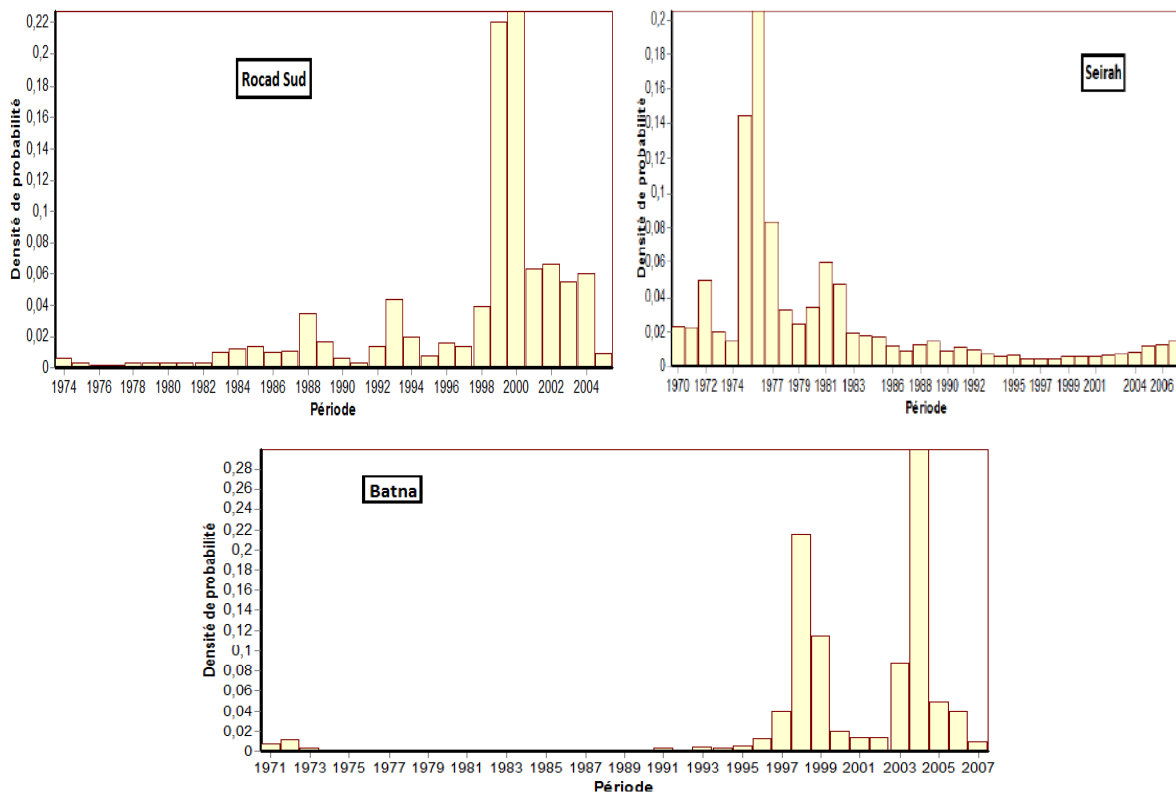


Figure II.20. Test de Bayésienne de Lee et Heghinian appliqué aux pluies annuelles des stations (Rocad Sud, Seirah et Batna).

2.2.1.5. variabilité interannuelle des précipitations annuelles

La pluviométrie interannuelle est très variable d’une année à une autre et d’une période à une autre. Une année très pluvieuse et une année sèche peuvent se succéder brusquement sans transition : *par exemple* entre 1977 et 1978, la station de Ksob Barrage a reçu respectivement 101,3 et 116,8 mm (Figures II.21, II.22, II.23 et II.24). D’une période à une autre, la courbe des moyennes mobiles pondérées fait ressortir deux périodes contrastées : avant la période de rupture pour l’ensemble des stations, période caractérisée par une pluviosité un peu abaisser par rapport à la moyenne (1970-2008) avec une moyenne de 175,66 mm, 245,08 mm, 353,10 mm respectivement pour Ksob Barrage, Merouana et Ain Tin; après la rupture, les précipitations sont Excédent à l’exception de quelques années (1992 pour Ksob Barrage, Ain Tin et 1991 pour Merouana), la moyenne interannuelle Augmentant à 334.10 mm pour Ksob Barrage , 276,18 mm pour Merouana et 482,38mm pour Ain Tin. Entre les deux phases, le excédent de la seconde est de 77,74 % pour ksob Barrage, 12,75 % pour Merouana et 33,4 % pour Ain Tin.

Pour mieux saisir et préciser la variation pluviométrique annuelle, on s’est basé sur le coefficient de variation ; paramètre très efficace pour le mesure du degré de dispersion relative des valeurs particulières autour de la moyenne globale (Tableaux II.17, II.18 et II.19).

Tableau II.17. Moyenne, écart type et coefficient de variation de la série pluviométrique (1974-2006).

Station		Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Année
Medjez	\bar{P}	28.15	21.29	25.46	19.16	20.80	17.25	19.99	25.66	31.93	10.17	4.23	7.96	232.05
	δ	28.63	17.21	18.67	15.31	19.65	12.94	18.43	15.83	25.04	10.32	12.16	9.77	66.91
	c.v	1.02	0.81	0.73	0.80	0.94	0.75	0.92	0.62	0.78	1.01	2.87	1.23	0.26
Oued.E.Ma	\bar{P}	28.20	28.20	27.30	34.70	30.20	25.90	28.80	32.60	36.90	18.80	4.20	8.70	306.60
	δ	21.50	23.80	24.00	26.60	23.40	20.20	30.00	27.10	33.50	23.00	7.20	12.70	86.10
	c.v	0.80	0.80	0.90	0.80	0.80	0.80	1.00	0.80	0.90	1.20	1.70	1.50	0.30
N'Gaous	\bar{P}	23.69	20.24	20.74	20.06	17.79	19.35	20.64	20.73	21.98	8.47	2.41	7.16	203.86
	δ	26.77	23.70	22.73	16.00	16.22	16.50	20.23	16.92	23.18	12.11	5.53	11.77	61.01
	c.v	1.13	1.17	1.10	0.80	0.91	0.85	0.98	0.82	1.05	1.43	2.30	1.64	0.40
K.Barrage	\bar{P}	20.29	21.50	24.33	21.70	16.80	16.50	20.74	25.15	27.26	10.50	4.40	5.95	190.54
	δ	14.82	18.60	18.01	12.48	15.52	12.52	15.15	14.98	20.66	8.58	7.42	7.58	56.99
	c.v	0.73	0.87	0.74	0.58	0.92	0.76	0.73	0.60	0.76	0.82	1.68	1.27	0.30
S.Ouadah	\bar{P}	29.78	29.58	31.92	33.39	31.59	27.75	29.33	28.43	35.62	11.61	2.90	7.17	299.08
	δ	25.05	25.49	22.55	25.54	27.38	22.33	29.57	20.28	27.63	13.51	4.93	11.19	91.28
	c.v	0.84	0.86	0.71	0.76	0.87	0.80	1.01	0.71	0.78	1.16	1.70	1.56	0.31
Merouana	\bar{P}	29.08	26.51	32.05	40.62	32.67	29.13	35.41	36.59	38.82	15.11	5.40	8.93	330.31
	δ	22.73	21.05	24.80	28.28	29.11	23.39	23.25	23.16	30.06	16.73	8.56	12.25	79.86
	c.v	0.78	0.79	0.77	0.70	0.89	0.80	0.66	0.63	0.77	1.11	1.59	1.37	0.24
C.El Ain	\bar{P}	24.03	30.47	29.04	30.82	29.44	25.35	27.26	28.62	26.24	13.29	4.78	8.48	277.82
	δ	19.62	27.21	24.43	21.60	22.76	23.11	19.63	19.16	25.30	15.02	6.26	11.18	72.61
	c.v	0.82	0.89	0.84	0.70	0.77	0.91	0.72	0.67	0.96	1.13	1.31	1.32	0.26
R.Sud	\bar{P}	16.91	20.50	20.48	12.72	19.84	14.56	11.90	16.83	26.77	13.64	4.23	8.22	182.71
	δ	11.57	24.12	19.55	11.12	22.28	13.14	10.30	9.94	25.56	14.07	6.34	10.93	77.71
	c.v	0.68	1.18	0.95	0.87	1.12	0.90	0.87	0.59	0.95	1.03	1.50	1.33	0.48

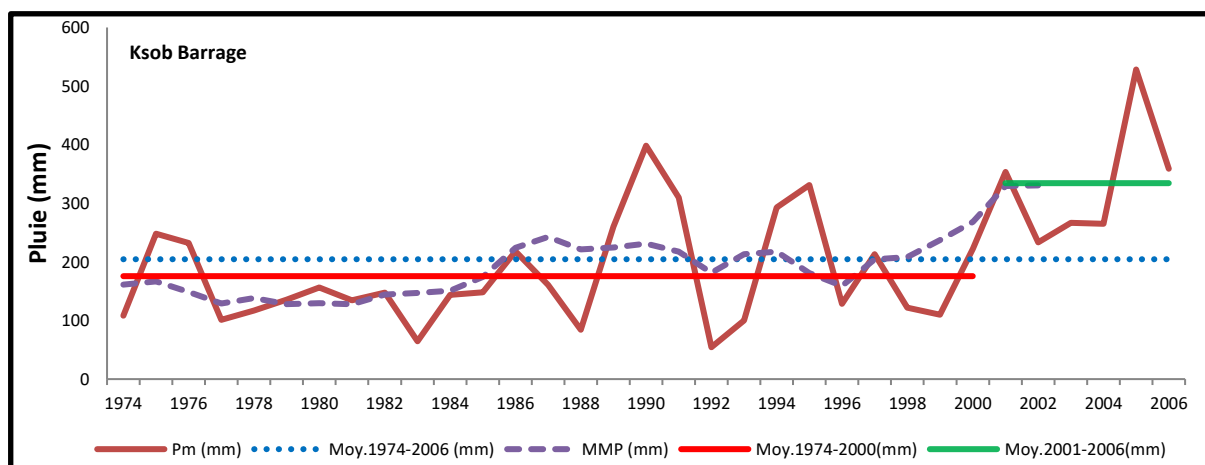


Figure II.21. Variabilité interannuelle de la pluviométrie de Rocard Sud.

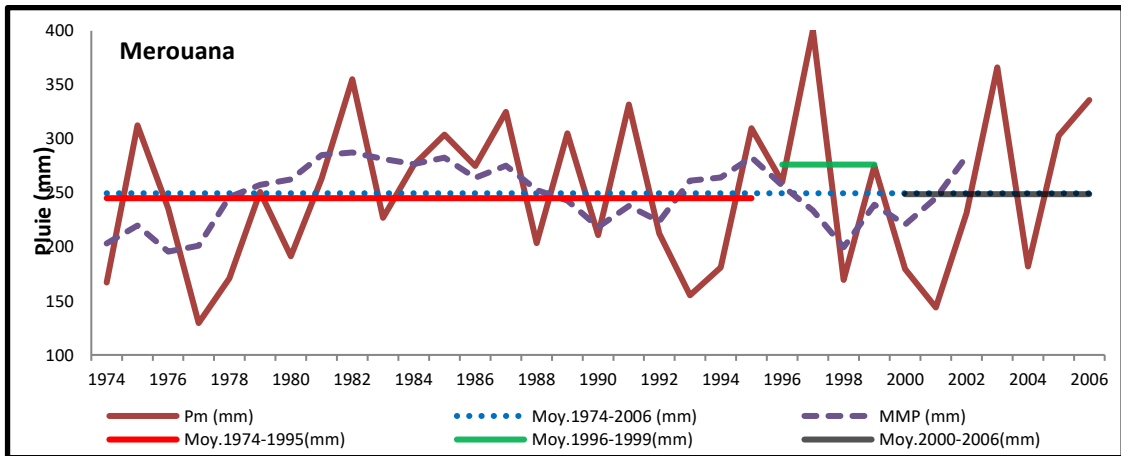


Figure II.22. Variabilité interannuelle de la pluviométrie de Merouana

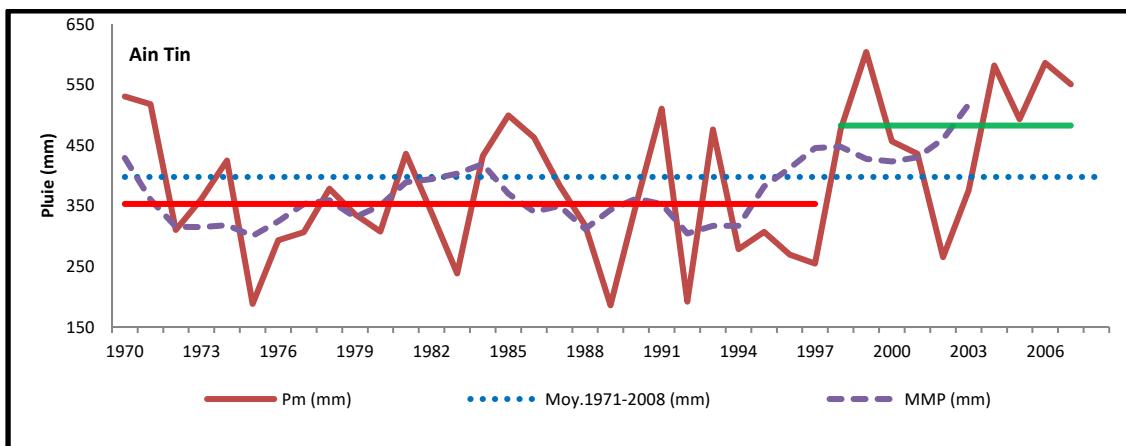


Figure II.23. Variabilité interannuelle de la pluviométrie d'Ain Tin.

Tableau II.18. Moyenne, écart type et coefficient de variation de la série pluviométrique (1974-2006).

station		Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Année
Djemorah	\bar{P}	11.73	11.03	17.52	13.27	18.12	13.09	12.96	15.94	15.12	5.32	0.95	4.96	140.03
	δ	15.59	11.92	16.27	10.26	14.73	12.01	15.31	17.84	22.53	8.72	3.27	9.87	50.50
	c.v	1.33	1.08	0.93	0.77	0.81	0.92	1.18	1.12	1.49	1.64	3.46	1.99	0.36
Biskra Secteur	\bar{P}	11.55	10.33	16.65	8.58	15.88	8.67	14.28	13.05	9.30	4.38	2.29	2.72	117.70
	δ	15.67	12.71	14.31	8.34	19.72	8.76	15.80	18.57	12.07	7.98	7.08	5.20	40.48
	c.v	1.36	1.23	0.86	0.97	1.24	1.01	1.11	1.42	1.30	1.82	3.09	1.91	0.34
Bouhmama	\bar{P}	34.45	30.77	41.89	35.34	33.80	33.23	40.45	32.52	37.46	25.66	13.87	23.55	383.00
	δ	36.20	23.20	31.23	31.01	32.31	29.69	27.74	20.65	25.49	24.11	17.59	29.55	100.40
	c.v	1.05	0.75	0.75	0.88	0.96	0.89	0.69	0.63	0.68	0.94	1.27	1.25	0.26
Ain Babouche	\bar{P}	19.89	14.06	15.90	14.31	18.56	15.48	22.10	12.79	21.26	15.07	5.74	8.15	197.32
	δ	18.30	12.05	13.53	12.24	18.28	14.07	25.60	13.55	21.95	15.94	14.29	9.59	77.81
	c.v	0.92	0.86	0.85	0.86	0.98	0.91	1.16	1.06	1.03	1.06	2.49	1.18	0.39
Ouled Chelih	\bar{P}	33.58	27.02	35.87	35.98	27.60	27.24	30.08	30.91	28.59	11.43	4.56	13.04	305.89
	δ	28.08	27.27	30.73	31.64	22.27	25.88	25.81	24.39	30.27	15.23	8.55	19.94	110.72
	c.v	0.84	1.01	0.86	0.88	0.81	0.95	0.86	0.79	1.06	1.33	1.87	1.53	0.36
Medina	\bar{P}	43.58	34.13	46.49	43.11	35.77	31.99	39.75	38.36	45.27	24.00	10.00	29.78	422.22
	δ	32.54	24.80	39.75	29.14	26.19	30.20	26.83	21.84	30.94	24.21	12.79	35.39	140.88
	c.v	0.75	0.73	0.85	0.68	0.73	0.94	0.67	0.57	0.68	1.01	1.28	1.19	0.40
Babar	\bar{P}	37.14	31.84	31.61	21.78	19.60	26.53	34.36	27.46	31.97	22.44	14.69	22.76	322.18
	δ	35.37	24.76	25.73	14.31	17.89	24.31	28.64	16.52	31.62	23.04	19.79	26.42	94.30
	c.v	0.95	0.78	0.81	0.66	0.91	0.92	0.83	0.60	0.99	1.03	1.35	1.16	0.29
Seirah	\bar{P}	6.17	7.02	7.62	4.13	4.77	4.67	4.00	8.56	4.87	4.25	1.70	1.30	59.48
	δ	5.73	5.30	7.81	3.98	7.16	6.15	4.91	9.15	7.69	8.34	8.23	3.01	21.67
	c.v	0.93	0.76	1.02	0.96	1.50	1.32	1.23	1.07	1.58	1.96	4.85	2.31	0.36
Guentis	\bar{P}	31.16	23.74	21.71	15.17	23.69	16.11	28.75	23.02	26.18	15.09	6.83	10.67	242.11
	δ	22.88	15.77	18.02	16.62	22.87	15.45	28.53	15.63	22.60	17.78	7.60	16.35	81.13
	c.v	0.73	0.66	0.83	1.10	0.97	0.96	0.99	0.68	0.86	1.18	1.11	1.53	0.34
Khanget Sidi Nadji	\bar{P}	5.95	6.00	5.57	3.79	8.36	3.85	2.55	6.43	6.29	2.24	0.76	2.58	77.00
	δ	8.29	5.61	6.96	4.12	6.12	4.94	3.25	4.93	8.38	2.90	1.67	7.05	28.50
	c.v	1.39	0.94	1.25	1.09	0.73	1.28	1.27	0.77	1.33	1.29	2.21	2.73	0.37
Kheirane	\bar{P}	25.70	26.18	26.70	13.18	18.06	18.34	22.60	23.10	28.68	15.74	9.18	9.35	330.00
	δ	31.79	29.18	56.78	20.34	36.22	23.84	28.29	40.82	44.26	27.49	15.61	20.52	141.00
	c.v	1.24	1.11	2.13	1.54	2.01	1.30	1.25	1.77	1.54	1.75	1.70	2.19	0.43

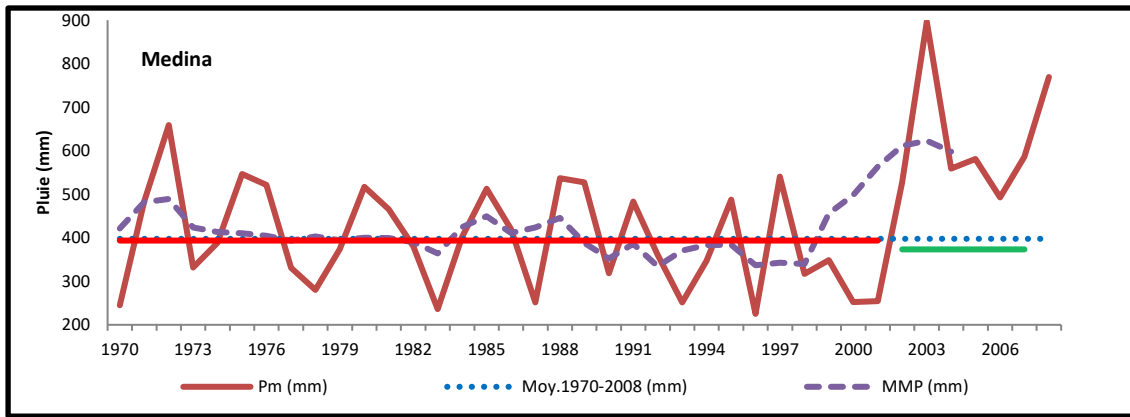


Figure II.24. Variabilité interannuelle de la pluviométrie de Medina.

Tableau II.19. Moyenne, écart type et coefficient de variation de la série pluviométrique (1971-2003).

Station		Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Août	année
Reboa	\bar{P}	30.57	22.45	21.70	24.33	23.02	18.80	35.18	27.73	34.03	18.63	7.13	11.40	261.96
	δ	28.65	27.65	21.67	23.59	20.68	13.67	33.19	26.09	27.68	23.29	9.78	27.94	98.98
	c.v	0.94	1.23	1.00	0.79	0.90	0.73	0.94	0.94	0.81	1.25	1.37	2.45	0.53
A. Tin	\bar{P}	54.45	47.58	45.59	41.54	35.57	32.08	54.13	42.37	45.46	24.50	12.01	28.45	324.20
	δ	51.71	42.43	43.59	32.28	31.77	23.22	39.03	31.21	36.72	22.13	17.82	33.06	119.27
	c.v	0.95	0.89	0.96	0.78	0.89	0.72	0.72	0.74	0.81	0.90	1.48	1.16	0.43
Ain Djassar	\bar{P}	28.09	21.29	23.40	30.20	25.87	20.54	27.37	33.47	34.75	12.23	5.34	12.44	283.94
	δ	12.53	14.35	8.73	19.81	10.86	7.62	11.77	11.50	18.34	15.60	10.68	9.68	101.58
	c.v	0.45	0.67	0.37	0.66	0.42	0.37	0.43	0.34	0.53	1.27	2.00	0.78	0.50
Bouhmar	\bar{P}	36.83	28.02	32.91	33.99	27.30	29.81	48.36	33.96	28.28	17.48	4.28	11.07	283.94
	δ	66.92	29.21	37.61	35.58	29.82	29.16	46.52	30.20	32.99	21.78	7.56	17.28	113.00
	c.v	1.82	1.04	1.14	1.05	1.09	0.98	0.96	0.89	1.17	1.25	1.77	1.56	0.40
Timgad	\bar{P}	32.69	22.55	26.18	28.85	26.71	20.23	29.05	31.25	35.52	17.13	8.92	15.68	289.60
	δ	28.48	23.38	19.93	21.48	25.66	20.55	26.93	23.54	24.52	17.84	12.36	21.95	112.34
	c.v	0.87	1.04	0.76	0.74	0.96	1.02	0.93	0.75	0.69	1.04	1.39	1.40	0.39
S.Maancer	\bar{P}	34.31	34.67	31.86	29.45	38.05	27.75	38.75	37.10	37.20	22.23	6.27	12.69	280.85
	δ	34.37	38.34	26.81	20.99	38.60	26.00	31.81	38.72	34.80	31.62	9.24	17.82	104.85
	c.v	1.00	1.11	0.84	0.71	1.01	0.94	0.82	1.04	0.94	1.42	1.47	1.40	0.48
Batna	\bar{P}	40.73	30.22	34.73	34.82	32.26	28.79	38.39	36.74	37.65	20.26	28.15	24.38	387.12
	δ	32.15	30.63	30.74	27.53	28.37	21.73	28.38	28.42	29.90	21.23	13.63	14.67	118.31
	c.v	0.79	1.01	0.89	0.79	0.88	0.75	0.74	0.77	0.79	1.04	1.67	1.02	0.31
Yabous	\bar{P}	40.48	25.70	41.39	33.85	33.06	30.23	49.02	40.10	44.12	24.31	11.58	18.38	379.69
	δ	29.01	22.92	36.81	34.17	33.41	31.13	34.05	34.38	31.34	20.16	14.68	21.03	114.08
	c.v	0.72	0.89	0.89	1.01	1.01	1.03	0.69	0.86	0.71	0.83	1.27	1.14	0.30

Afin de caractériser la pluviosité propre à chaque année, il convient de tenir compte de "l'écart type" correspondant à l'excédent, ou au déficit des précipitations de l'année considérée rapportée à la moyenne de 33 ans; nous avons relevé toutes les années pluviométriques extrêmes humides et sèches (Tableaux II.20, II.21 et II.22).

A titre *d'exemple*, l'année la plus pluvieuse pour ces séries est 2005/2006 à Rocad Sud avec un écart à la moyenne de 96%, à Seirah un écart à la moyenne de 145 % de la série 91/92 et à Ain Tin un écart à la moyenne de 130% de la série 74/75. Par contre, l'année la plus sèche est l'année 1991/1992 à Rocad Sud, son déficit par rapport à la moyenne est de -90% à Khanget Sidi Nadji c'est l'année 1995/1996 avec un déficit de -86% et à Timgad c'est l'année 1976/1977 avec un déficit de -79%.

Tableau II.20. Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1974-2006).

Station	Moy. annuelle	Année humide	Ecart à la moyenne $e_i = \frac{P_i - P_m}{P_m} .100$	Année sèche	Ecart à la moyenne $e_i = \frac{P_i - P_m}{P_m} .100$
	(1974- 2006) (Pm)	extrême (Pi)		extrême (Pi)	
Medjez	232.05	2002-2003	58%	1982-1983	-44%
Oued el ma	306.60	1987-1988	68%	1983-1984	-56%
N'Gaous	169.40	2002-2003	58%	1982-1983	-44%
Ksob Barrage	206.00	2005-2006	89%	1981-1982	-48%
Sidi Ouadah	299.08	2004-2005	77%	1997-1998	-55%
Merouana	330.31	2002-2003	76%	1976-1977	-46%
Cherf El Ain	277.82	2002-2003	69%	1976-1977	-55%
Rocad Sud	182.71	2005-2006	96%	1991-1992	-71%

Tableau II.21. Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1974-2006).

Station	Moy. annuelle	Année humide	Ecart à la moyenne $e_i = \frac{P_i - P_m}{P_m} .100$	Année sèche	Ecart à la moyenne $e_i = \frac{P_i - P_m}{P_m} .100$
	(1974- 2006) (Pm)	extrême (Pi)		extrême (Pi)	
Biskra	117.70	2002-2003	114%	1983-1984	-79%
Djemorah	140.03	2001-2002	99%	1999-2000	-60%
Medina	422.22	2002-2003	112%	1996-1997	-47%
Bouhmama	383.00	1988/1989	50%	1977-1978	-53%
Seirah	59.48	1975/1976	83%	1996-1997	-66%
Kheirane	330.00	2002-2003	141%	1984-1985	-64%
Guentis	242.11	1988-1989	91%	1999-2000	-60%
Khan. Sidi Nadji	77.00	2001-2002	78%	1995-1996	-90%
Babar	322.18	2002-2003	65%	1999-2000	-60%
Ouled chelih	305.89	1984-1985	58%	1998-1999	-69%
Ain babouche	197.32	1991-1992	145%	2001-2002	-69%

Tableau II.22. Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1971-2003).

Station	Moy. annuelle	Année humide	Ecart à la moyenne		Année sèche	Ecart à la moyenne
	(1971- 2003) (Pm)	extrême (Pi)	$e_i = \frac{P_i - P_m}{P_m} .100$		extrême (Pi)	$e_i = \frac{P_i - P_m}{P_m} .100$
Reboa	261.96	1974-1975	124%		1995-1996	-70%
A. Tin	324.20	1974-1975	130%		2002-2003	-77%
Ain Djassar	283.94	1988/1989	102%		1970-1971	-53%
Bouhmar	283.94	1995/1996	89%		1977-1978	-75%
Timgad	289.60	1971-1972	70%		1976-1977	-79%
S.Manser	280.85	1970-1971	88%		1976-1977	-43%
Batna	387.12	1999-2000	56%		1989-1990	-52%
Yabous	379.69	1970-1971	65%		1999-2000	-63%

2.2.2. Ajustement des totaux pluviométriques annuels

Dans la littérature, plusieurs auteurs recommandent l’utilisation de la loi normale et log-normale dans nos régions (Achite *et al.*,2004 ; Belloula, 2008; Belagoune, 2012). L’ajustement graphique de quelques séries pluviométriques dans notre zone d’étude sur la période (1974-2006) pour le bassin 05, la période (1970-2008) pour le bassin 06 et la période (1971-2008) pour le bassin 07, (Figures II.25, II.26 et II.27) montre que les totaux pluviométriques annuels s’ajustent en général suivant une loi normale de Gauss ou une loi log normale.

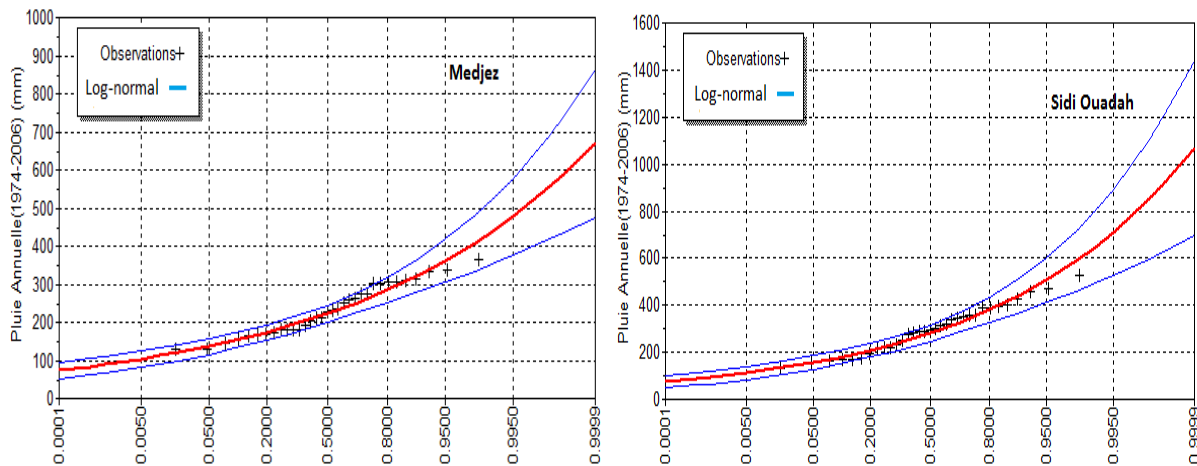


Figure II.25. Ajustements de loi Log-normal des séries de pluies maximales annuelles de : Medjez et Sidi Ouadah.

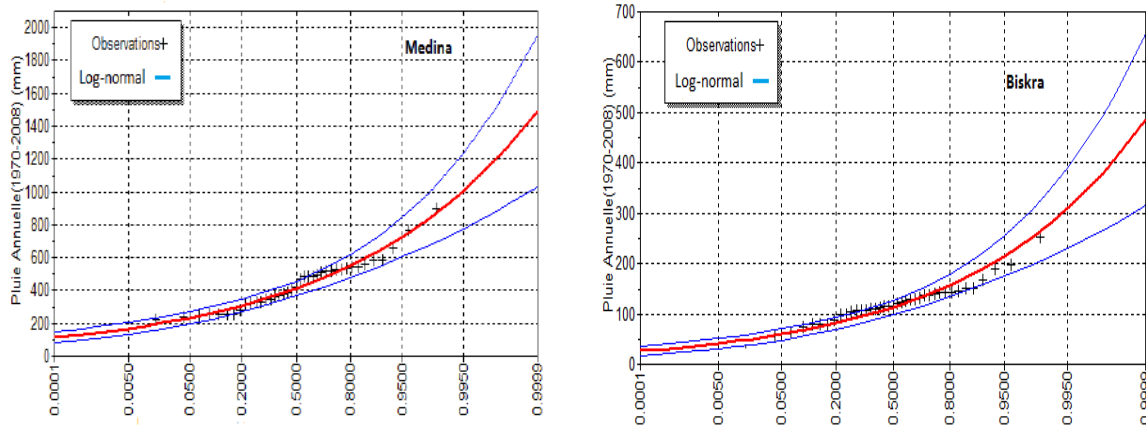


Figure II.26. Ajustements de loi Log-normal des séries de pluies maximales annuelles de : Medina et Biskra.

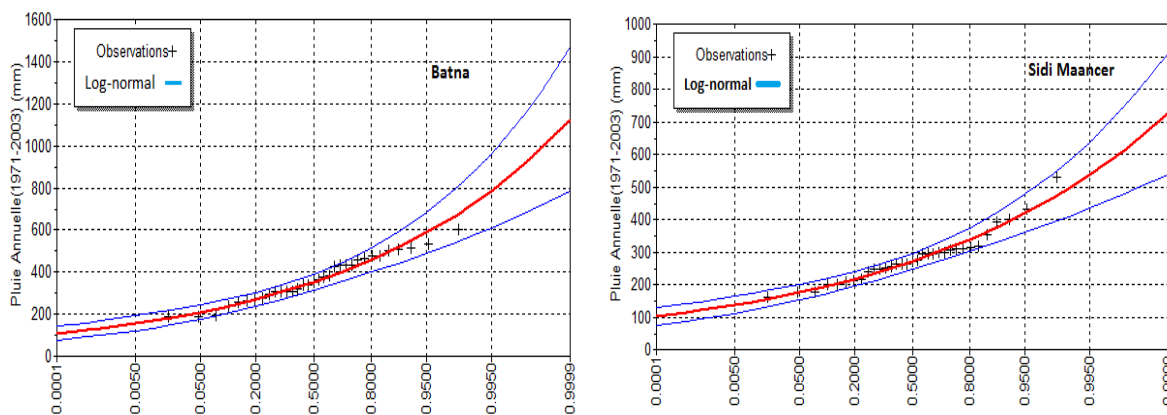


Figure II.27. Ajustements de loi Log-normal des séries de pluies maximales annuelles de : Batna et Sidi Maancer.

2.2.3. Evolution des totaux pluviométriques mensuels

L'étude de la répartition des pluies dans l'année et en particulier des hauteurs mensuelles de précipitations pose le problème de l'hétérogénéité des données de base (Dacosta, 1989). En effet, toutes les stations n'ont pas la même période d'observation d'une part, et d'autre part, pour une même station, il peut y avoir des lacunes à l'échelle mensuelle d'où des relevés mensuels de tailles différentes. Cette étude des précipitations mensuelles a une grande importance. Elle permet d'affiner l'analyse des pluies annuelles en mettant en évidence la répartition saisonnière et intermensuelle (Laroubi, 2007). Car si le total annuel est important, la distribution mensuelle de cet apport donne une répartition mensuelle des pluies et leur contribution respective au total annuel, mais aussi l'intervalle de variation qui est la différence entre le maximum et le minimum de chaque mois. Les figures II.28, II.29 et II.30., présentant la variabilité des précipitations mensuelles montrent qu'à l'exception des mois de juillet et août les précipitations ont globalement diminué au cours de la deuxième sous période. Cette baisse n'est pas uniforme, ni sur toute l'année, ni sur l'ensemble de la région. Toutefois, on peut remarquer que les mois de septembre et novembre ne sont pas toujours affectés de la même façon par cette diminution. Pour les stations de Medjez, Djemorah et Reboa, ces deux mois (septembre et novembre) ont reçu des pluies excédentaires au cours de la deuxième période.

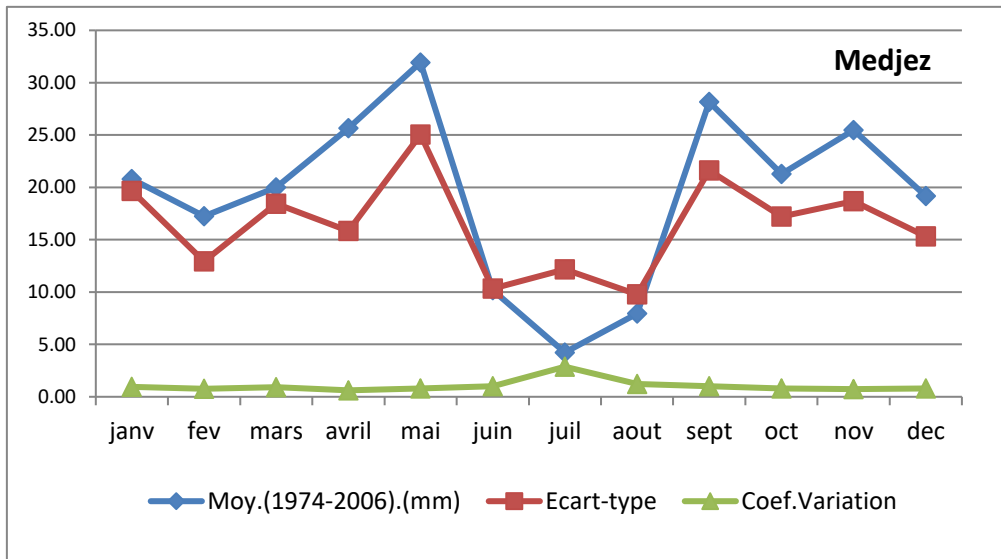


Figure II.28. La variabilité des précipitations mensuelles de Medjez.

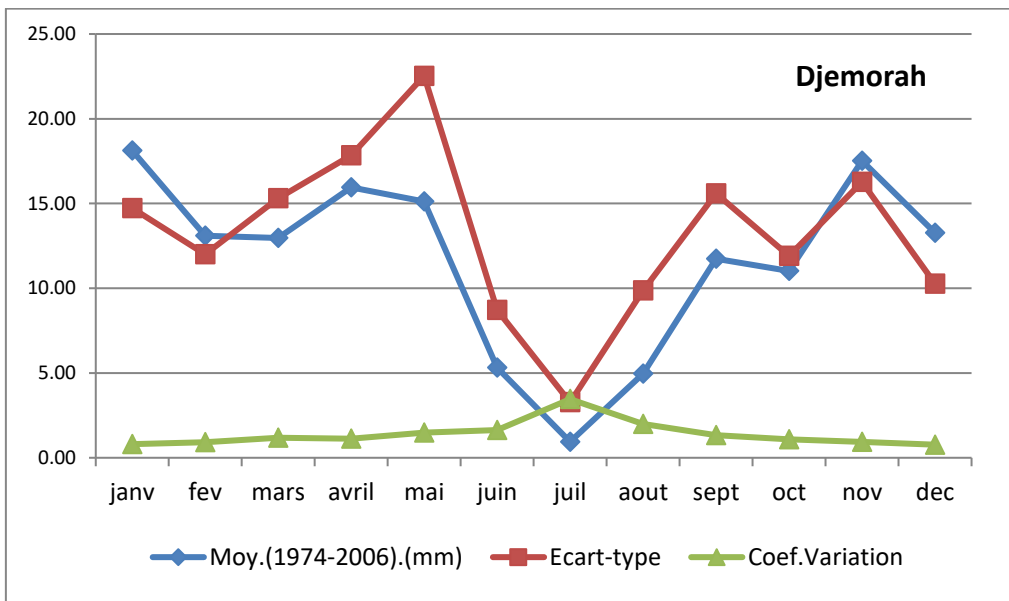


Figure II.29. La variabilité des précipitations mensuelles de Djemorah.

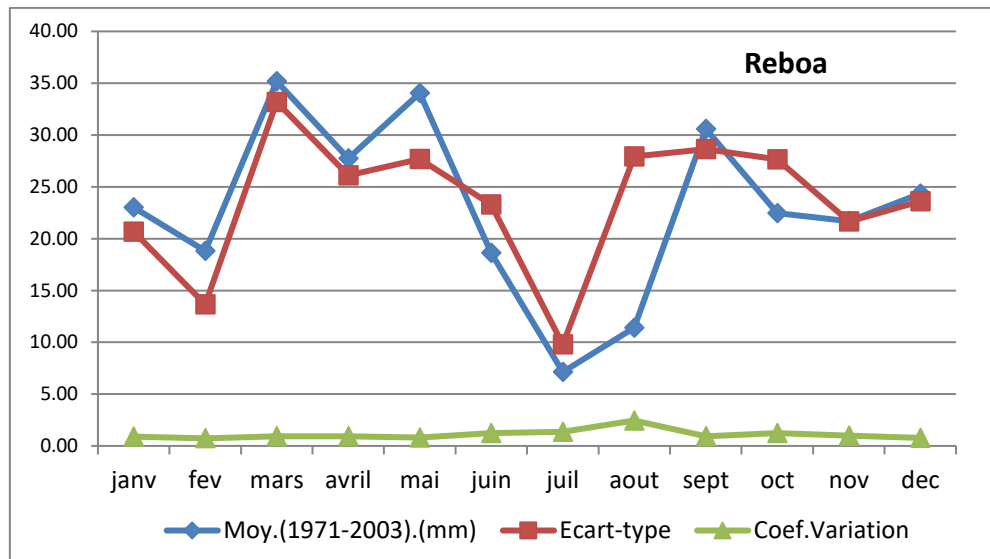


Figure II.30. La variabilité des précipitations mensuelles de Reboa.

2.3. ETUDE REGIONAL DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES FREQUENTIELLES

2.3.1. Introduction

L'estimation des précipitations associées aux événements extrêmes est un sujet qui suscite de plus en plus d'intérêt dans le domaine des sciences de l'eau. Parmi les méthodes couramment utilisées en hydro-météorologie pour estimer les précipitations en des sites ayant peu ou aucune donnée, on peut distinguer d'une part, les méthodes d'interpolation spatiale (e.g. Delhomme, 1978; Creutin & Obled, 1982; Amani & Lebel, 1998). Les méthodes d'analyse de fréquence régionale sont aussi utilisées plus généralement pour permettre une description globale des caractéristiques de la structure spatiale des différents phénomènes hydrologiques dans une région (Onibon et al, 2004).

L'analyse fréquentielle des pluies maximales journalières s'appuie sur l'ajustement des données (informations ponctuelles) à des lois de probabilité pour le calcul des quantiles, après avoir traité statistiquement la série de donnée. Dans la majorité des cas, l'ingénieur est confronté à un dilemme, quelle crédibilité d'un calcul fréquentiel, un quantile pour période de retour de 500 ans calculé à partir d'une série de 30 ans d'observation (Zeggane, 2017).

Les travaux d'analyse régionale ont d'abord été appliqués aux estimations des crues. Les méthodes qui ont été principalement développées par les hydrologues peuvent être définies de façon succincte comme étant l'utilisation de données provenant de plusieurs sites afin d'estimer la distribution de données observées à un site où l'on dispose de peu ou aucune information (Hosking et Wallis, 1993). Gupta et Waymire (1998), les méthodes d'analyse de fréquence régionale permettent d'estimer pour un site donné, et sur la base de l'information régionale, les quantiles (X_T) de période de retour T (Onibon et al, 2004). Les méthodes d'analyse de fréquence régionale sont aussi utilisées plus généralement pour permettre une description globale des caractéristiques de la structure spatiale des différents phénomènes hydrologiques dans une région. Elles ont été initialement développées pour l'estimation des débits de crues (Darlymple, 1960 ; Cunnane, 1988 ; Gupta et Waymire, 1998 ; Ouarda et al, 2001).

Une méthodologie d'analyse régionale complète des précipitations journalières a été mise en oeuvre la zone d'étude de trois grands bassins versants (05, 06 et 07). L'objectif de cette partie d'étude est d'appliquer la méthode d'analyse de fréquence régionale devant permettre d'estimer de quantiles de précipitations à des sites pour lesquels l'on ne dispose d'aucune mesure. La méthode utilisée repose sur l'application de la théorie des L-moments.

2.3.2. Méthode de régionalisation

2.3.2.1. Données des pluies maximales journalières et L-moments

A. Données des pluies maximales journalières

Les précipitations moyennes annuelles (PMA) sont souvent utilisées pour caractériser les différents types de climats d'une zone donnée. Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont relatives aux précipitations journalières observées en soixante-sept (67) stations climatologiques localisées au zone d'étude (Fig.II.31).

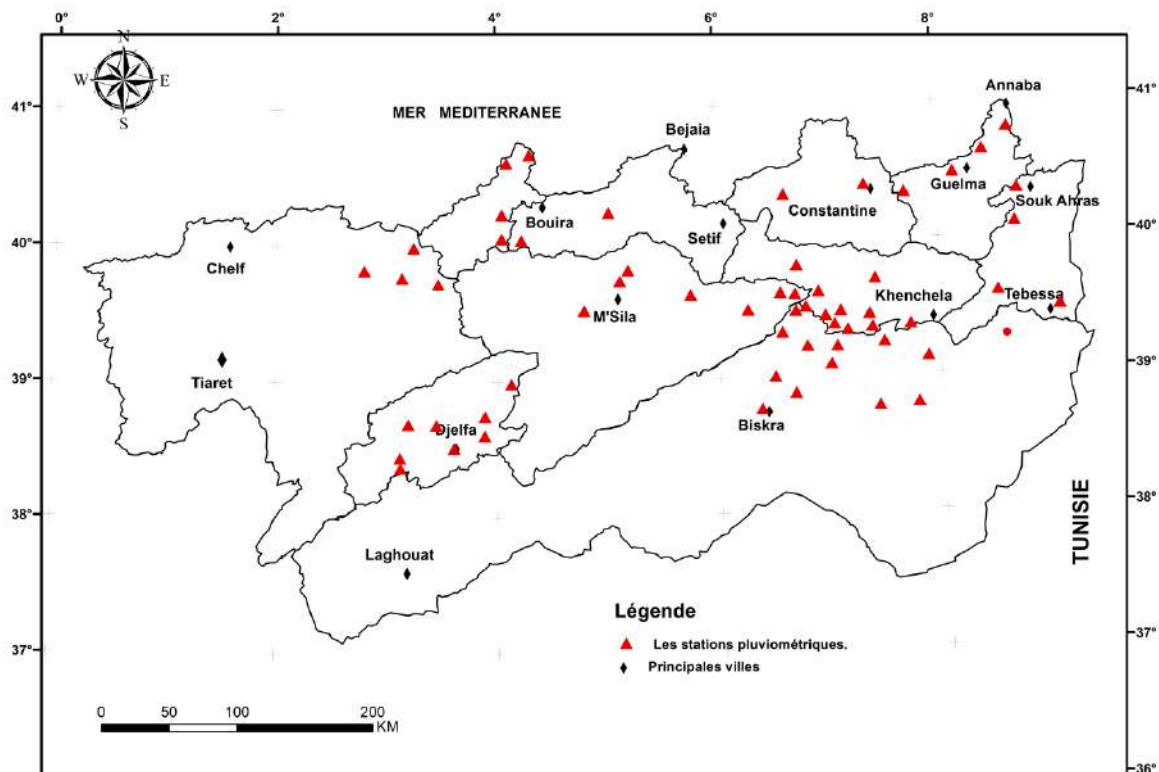


Fig.II.31. Localisation des stations climatologiques.

Le nombre d'années de données exploitables par station varie de 06 à 43 avec une moyenne de 34 années (Tableau II.23). De même, comme le montre le Tableau II.23, le cumul moyen annuel est assez variable d'une station à une autre. Il est compris entre 111 et 896 mm an⁻¹, la moyenne pour la zone d'étude étant de 371 mm an⁻¹. La classification ascendante hiérarchique (CAH) des caractéristiques des stations (longitude, latitude, altitude, précipitations moyennes annuelles et nombres d'années d'observations) a été utilisée comme outil auxiliaire pour la formation des groupes de stations. Le tableau II.23., donne le détail concernant les caractéristiques des données.

Tableau II.23. Détail des données de stations en coordonnées Lambert Nord Algérie.

Code	Stations	X(m)	Y(m)	Z(m)	N	PMA	G	Moy Pmax	Max Pmax	cv
11301	Ksar El Boukhari	503800	287900	630	22	313	1	36.6	101.2	0.56
11405	Ghrib bge	487250	318400	460	35	430.3	1	41.84	115.3	0.38
11604	Od Hallal	481900	293300	1290	34	322	1	24	190	1.45
11404	Zouberia	513500	312600	932	34	476	1	42.33	95.4	0.43
50703	Rocad Sud	642800	260550	440	35	182.71	1	28.65	79.65	0.39
50901	Medjez	673350	289650	636	38	232.27	1	37.9	101.23	0.42
51005	Ksob Barrage	668700	282750	600	38	211.23	1	29.1	89.65	0.46
51111	Sidi Ouadah	721500	268750	720	35	342	1	33.89	74.2	0.39
51203	Oued El Ma	798250	265750	1050	35	306.6	1	40.65	111.32	0.39
51206	Cherf El Ain	786100	266600	900	35	469	1	34.91	82.9	0.44
51306	N'Gaous	764100	255100	730	35	203.86	1	27.56	88.56	0.47
62003	Chechar	892650	200150	1100	16	378.96	1	29.63	81.56	0.44
61305	Djemorah	782350	199800	400	39	131.4	1	26.98	80.32	0.37
61416	Biskra Secteur	776100	178200	130	33	111.3	1	25.45	78.25	0.41
61505	T'Kout	828850	210500	980	28	267.8	1	41.25	89.32	0.48
61511	Tifelffel	821900	207650	740	27	151.4	1	32.65	78.12	0.39
61205	El Ouataya	767350	190250	222	21	167.58	1	26.34	74.95	0.39
60104	Seklef	467500	378500	995	13	233.84	1	33.12	84.56	0.33
61805	Kheirane	870550	197100	560	37	414.6	1	39.88	95.2	0.54
61806	Khanget.S.Nadji	866130	174696	198	37	198.1	1	15.11	40	0.64
62002	Seiar	896150	180150	450	39	159	1	11.7	32.5	0.59
62308	Ain Babouche	953030	216750	1045	30	169.5	1	22.14	56.32	0.41
70102	Ain Azel	754477	283344	114	6	459.1	1	47.88	88	0.57
70201	Ain Djasser	798350	289100	865	39	481.2	1	36.39	84.5	0.44
70303	Tazoult	822650	248650	1200	35	346	1	38.17	102.35	0.47
70308	Hamla	806750	256200	1174	35	318.5	1	34.56	88.25	0.41
70403	Reboa	848100	250250	1002	35	261.7	1	32.14	89.56	0.39
70405	Ain Tin	839600	237500	1650	35	437.5	1	44.32	112.25	0.51
70408	Bouhmar	837150	244000	1275	35	287.5	1	29.65	78.89	0.33
70409	Timgad	841750	250900	1000	35	178.9	1	26.22	81.65	0.41
70410	Sidi Manncer	833700	253250	1112	35	344.6	1	48.98	113.25	0.44
70604	Yabous	858450	239650	1200	35	396.5	1	39.25	89.56	0.46
61211	Ouled Chelih	799400	252600	1180	39	516.5	1	37.87	79.6	0.43
61503	Medina	849700	230500	1570	39	896.4	1	83.25	160	0.39
61803	Bouhmama	867000	228500	1140	39	806.7	1	45.33	87.6	0.44
61804	Babar	901100	217000	1100	39	752	1	36.66	76.6	0.38
70316	Batna Ferme	814700	257350	1040	39	603.8	1	36.86	64.4	0.35
11509	Medea Secteur	504850	329800	934	29	599.5	1	56.95	147	0.46
51201	Merouana	790750	263650	1000	39	596	1	41.62	98	0.46
170102	Charef	509500	147250	1200	41	185.7	1	28.2	61.45	0.37
170201	Rochet de Sel	533650	174650	1020	41	164.2	1	23.81	58.11	0.41
170204	Ain Maabed	539600	167400	1040	41	207	1	33.14	77.24	0.44

170207	Zaafrane	514450	172150	854	41	219	1	36.66	79.25	0.43
170216	Gouttaya	509200	139500	1280	41	121.5	1	21.11	48.69	0.51
170401	Ain Mouileh	572000	162500	1117	41	128.7	1	23.55	51.32	0.53
170501	Medjedel	590100	203600	875	41	138.4	1	27.88	66.98	0.49
170503	Dar Echioukh	572000	178000	1100	41	201.4	1	37.52	59.38	0.45
90314	Dechmia	578500	316350	850	28	441	1	48.05	107	0.42
90401	Khoubouzia	579150	334350	782	38	384	1	33.82	99	0.44
11302	derrag	472000	289850	1160	32	542.8	2	50	123	0.49
70306	Ain Yagout	836000	281600	876	35	318	2	32.56	89.12	0.44
70707	Ain Baida	924150	288000	1004	35	405.6	2	44.12	109.25	0.43
150101	Sour El Gouzlane	590600	316450	882	25	430	2	34.71	54.5	0.22
150103	El Hachimia	600650	325100	730	24	361	2	39.91	80.2	0.52
140609	El Kerma	944600	395500	14	35	597.5	2	70.12	165.69	0.42
140205	Ain Mekhlouf	908800	337400	830	35	509.4	2	52.34	111.34	0.41
100601	Grarem	826172	354653	537	21	527.6	2	48.66	131.5	0.51
100603	Hamma bouziane	848500	352800	509	25	516.2	2	47.52	111.32	0.43
120101	Souk Ahras	967250	342250	590	35	555.3	2	39.65	143.25	0.37
90506	Tizi Ghenief	596300	366100	415	43	623	2	64.55	148.7	0.38
90502	Lakhdaria	579300	369500	50	41	611	2	61.75	117.4	0.38
120201	La Meskiana	949700	271000	845	35	342.3	3	41.25	98.56	0.41
120301	Tebessa	991900	247200	890	35	362.2	3	40.87	78.12	0.45
120403	M'Daourouch	960850	320650	870	35	349.6	3	55.26	135.98	0.44
140103	Berriche	921850	300500	800	35	269	3	20.37	73.26	0.39
140304	El Aria	870850	343100	807	35	432.1	3	45.88	100.63	0.4
70720	F. El Gueiss	884500	250150	950	35	403.6	3	48.78	121.45	0.49

N : nombre d'observation.

Z (m) : altitude de la station pluviométrique.

Pmoy,an : Les précipitations moyennes annuelles.

Moy Pmax (mm) : La moyenne des pluies maximales journalières (mm).

Max Pmax (mm) : Le max des pluies maximales journalières (mm).

G : Groupe.

CV : coefficient de variation.

B. L-moments

La théorie des L-moments a été développée par Hosking (1990). Les L-moments ont pour but de rendre les ajustements statistiques plus robustes contrairement aux moments traditionnels d'ordre élevé dont les valeurs sont très sensibles à la variabilité d'échantillonnage. Les L-moments sont analogues aux moments traditionnels mais ils sont estimés à partir de combinaisons linéaires des données ordonnées (Benabdesselam et al, 2013).

Soient *X* une variable aléatoire ayant une fonction de probabilité au non dépassement *F* et $x_{1:n}, x_{2:n}, \dots, x_{n:n}$ les statistiques d'ordre 1, 2, ..., *n* d'un échantillon de taille *n*. Les L-moments peuvent être estimés par (Hosking, 1990) :

$$\beta_0 = n^{-1} \sum_{j=1}^n x_{j:n} \tag{II.13}$$

$$\beta_1 = n^{-1} \sum_{j=2}^n \frac{j-1}{n-1} x_{j:n} \quad (\text{II.14})$$

$$\beta_2 = n^{-1} \sum_{j=3}^n \frac{(j-1)(j-2)}{(n-1)(n-2)} x_{j:n} \quad (\text{II.15})$$

$$\beta_3 = n^{-1} \sum_{j=4}^n \frac{(j-1)(j-2)(j-3)}{(n-1)(n-2)(n-3)} x_{j:n} \quad (\text{II.16})$$

Les L-moments sont donnés par :

$$l_1 = \beta_0 \quad (\text{II.17})$$

$$l_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (\text{II.18})$$

$$l_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (\text{II.19})$$

$$l_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (\text{II.20})$$

Le premier L-moment l_1 est égal à la moyenne de la distribution et l_2 est un paramètre d'échelle (L-écart-type). De plus, les rapports des L-moments suivants ont été introduits :

L-coefficient de variation $L-Cv$:

$$t = \frac{l_2}{l_1} \quad (\text{II.21})$$

L-coefficient d'asymétrie $L-Cs$:

$$t_3 = \frac{l_3}{l_2} \quad (\text{II.22})$$

L-coefficient d'aplatissement $L-Ck$:

$$t_4 = \frac{l_4}{l_2} \quad (\text{II.23})$$

Les statistique l_1 , l_2 , l_3 et l_4 ont été calculées à l'aide d'un programme R propose par *Juha Karvanen* (fonction 'Lmoments') dans la bibliothèque 'Lmoments', <https://cran.r-project.org/web/packages/Lmoments/Lmoments.pdf> . Les résultats de calcul pour les trois groupes sont donnés dans les tableaux II.24, II.25 et II.26.

Tableau II.24. Résultats de calcul de la zone 1.

Code	Stations	N	PMA	l_1	l_2	t	t_3	l_4	t_4
11301	Ksar El Boukhari	22	313	36.6	8.23	0.22	0.29	2.12	0.26
11405	Ghrib bge	35	430.3	41.84	7.58	0.18	0.17	1.17	0.15
11604	Od Hallal	34	322	24	4.65	0.19	0.20	0.98	0.21
11404	Zouberia	34	476	42.33	6.98	0.16	0.35	1.32	0.19
50703	Rocad Sud	35	182.71	28.65	3.78	0.13	0.19	0.69	0.18
50901	Medjez	38	232.27	37.9	5.98	0.16	0.20	0.56	0.09
51005	Ksob Barrage	38	211.23	29.1	6.55	0.23	0.24	1.30	0.20
51111	Sidi Ouadah	35	342	33.89	7.11	0.21	0.24	0.54	0.08
51203	Oued El Ma	35	306.6	40.65	6.33	0.16	0.19	0.64	0.10
51206	Cherf El Ain	35	469	34.91	6.19	0.18	0.33	0.71	0.11
51306	N'Gaous	35	203.86	27.56	7.13	0.26	0.27	0.63	0.09
62003	Chechar	16	378.96	29.63	6.33	0.21	0.18	1.54	0.24
61305	Djemorah	39	131.4	26.98	5.78	0.21	0.26	0.63	0.11
61416	Biskra Secteur	33	111.3	25.45	4.25	0.17	0.24	0.23	0.05
61505	T'Kout	28	267.8	41.25	6.32	0.15	0.17	1.98	0.31
61511	Tifelffel	27	151.4	32.65	5.87	0.18	0.19	0.32	0.05
61205	El Ouataya	21	167.58	26.34	6.32	0.24	0.17	1.11	0.18
60104	Sklef	13	233.84	33.12	4.35	0.13	0.20	0.47	0.11
61805	Kheirane	37	414.6	39.88	8.65	0.22	0.29	1.54	0.18
61806	Khanget.S.Nadji	37	198.1	15.11	3.65	0.24	0.24	0.36	0.10
62002	Seiar	39	159	11.7	2.18	0.19	0.26	0.78	0.36
62308	Ain Babouche	30	169.5	22.14	3.02	0.14	0.29	0.12	0.04
70102	Ain Azel	6	459.1	47.88	7.35	0.15	0.16	1.85	0.25
70201	Ain Djasser	39	481.2	36.39	6.99	0.19	0.21	0.75	0.11
70303	Tazoult	35	346	38.17	5.62	0.15	0.17	1.32	0.23
70308	Hamla	35	318.5	34.56	6.22	0.18	0.20	1.14	0.18
70403	Reboa	35	261.7	32.14	4.65	0.14	0.23	0.56	0.12
70405	Ain Tin	35	437.5	44.32	5.12	0.12	0.17	1.02	0.20
70408	Bouhmar	35	287.5	29.65	6.33	0.21	0.32	0.66	0.10
70409	Timgad	35	178.9	26.22	4.89	0.19	0.20	0.89	0.18
70410	Sidi Manncer	35	344.6	48.98	8.04	0.16	0.29	1.31	0.16
70604	Yabous	35	396.5	39.25	8.65	0.22	0.23	0.91	0.11
61211	Ouled Chelih	39	516.5	37.87	9.69	0.26	0.21	0.69	0.07
61503	Medina	39	896.4	83.25	14.89	0.18	0.28	2.01	0.13
61803	Bouhmama	39	806.7	45.33	12.09	0.27	0.26	1.89	0.16
61804	Babar	39	752	36.66	10.46	0.29	0.21	1.17	0.11
70316	Batna Ferme	39	603.8	36.86	9.86	0.27	0.21	1.10	0.11
11509	Medea Secteur	29	599.5	56.95	9.36	0.16	0.20	0.96	0.10
51201	Merouana	39	596	41.62	7.98	0.19	0.15	1.01	0.13
170102	Charef	41	185.7	28.2	5.18	0.18	0.28	0.49	0.09
170201	Rochet de Sel	41	164.2	23.81	5.27	0.22	0.21	0.23	0.04
170204	Ain Maabed	41	207	33.14	6.03	0.18	0.18	1.02	0.17

170207	Zaafrane	41	219	36.66	6.17	0.17	0.24	2.12	0.34
170216	Gouttaya	41	121.5	21.11	4.25	0.20	0.19	0.89	0.21
170401	Ain Mouileh	41	128.7	23.55	4.11	0.17	0.21	1.00	0.24
170501	Medjedel	41	138.4	27.88	6.19	0.22	0.17	1.19	0.19
170503	Dar Echioukh	41	201.4	37.52	6.66	0.18	0.23	1.06	0.16
90314	Dechmia	28	441	48.05	10.01	0.21	0.26	2.03	0.20
90401	Khabouzia	38	384	33.82	8.88	0.26	0.24	1.56	0.18

N: Nombre d'années de données exploitables, *G*: Groupe d'appartenance d'une station
PMA: Moyenne des cumuls annuels (mm an⁻¹).

Tableau II.25. Résultats de calcul de la zone 2.

Code	Stations	N	PMA	<i>l</i> ₁	<i>l</i> ₂	<i>t</i>	<i>t</i> ₃	<i>l</i> ₄	<i>t</i> ₄
11302	derrag	32	542.8	50	10.03	0.20	0.18	1.98	0.20
70306	Ain Yagout	35	318	32.56	4.87	0.15	0.23	0.88	0.18
70707	Ain Baida	35	405.6	44.12	7.03	0.16	0.20	0.74	0.11
150101	Sour El Gouzlane	25	430	39.91	8.74	0.22	0.19	0.69	0.08
150103	El Hachimia	24	361	34.71	5.88	0.15	0.28	1.06	0.18
140609	El Kerma	35	597.5	70.12	9.03	0.13	0.26	1.03	0.11
140205	Ain Mekhlouf	35	509.4	52.34	7.81	0.15	0.25	0.90	0.12
100601	Grarem	21	527.6	48.66	9.87	0.20	0.19	1.06	0.11
100603	Hamma bouziane	25	516.2	47.52	8.54	0.18	0.15	1.28	0.15
120101	Souk Ahras	35	555.3	39.65	8.19	0.21	0.26	1.02	0.12
90506	Tizi Ghenief	43	623	64.55	13.51	0.21	0.23	2.17	0.16
90502	Lakhdaria	41	611	61.75	13.27	0.21	0.21	2.19	0.17

Tableau II.26. Résultats de calcul de la zone 3.

Code	Stations	N	PMA	<i>l</i> ₁	<i>l</i> ₂	<i>t</i>	<i>t</i> ₃	<i>l</i> ₄	<i>t</i> ₄
120201	La Meskiana	35	342.3	41.25	8.32	0.20	0.25	1.89	0.23
120301	Tebessa	35	362.2	40.87	7.35	0.18	0.25	1.96	0.27
120403	M'Daourouch	35	349.6	55.26	7.95	0.14	0.16	1.65	0.21
140103	Berriche	35	269	20.37	3.56	0.17	0.28	1.06	0.30
140304	El Aria	35	432.1	45.88	8.55	0.19	0.21	2.11	0.25
70720	F. El Gueiss	35	403.6	48.78	9.58	0.20	0.24	1.84	0.19

Nous présentons sur la figure II.32, l'emplacement des stations formant les groupes 1, 2, 3.

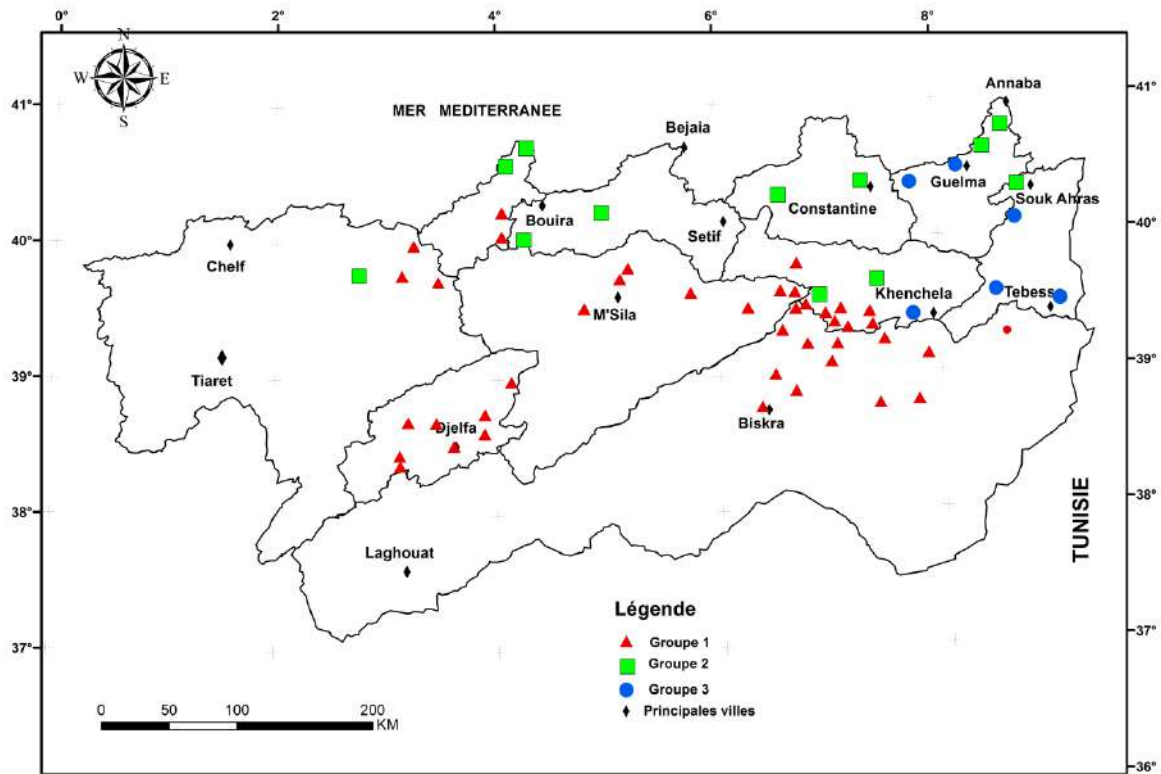


Figure II.32. Situation géographique des groupes homogènes des pluies maximales journalières.

Ces statistiques sont utilisées pour estimer les rapports de L-moments à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude (Tabl.II.27).

Tableau II.27. L-moments et rapports de L-moments moyens par groupe.

	l_1	l_2	l_3	l_4	t	t_3	t_4
Ensemble	67	38.06	7.17	1.62	1.14	0.19	0.23
Zone 1	49	34.93	6.70	1.53	1.03	0.19	0.23
Zone2	12	48.82	8.90	1.93	1.25	0.18	0.22
Zone3	6	42.07	7.55	1.71	1.75	0.18	0.23

2.3.2.2. Test d'homogénéité statistique

Pour tester l'homogénéité d'une région (groupe de stations) en termes de rapports des L-moments le test d'homogénéité statistique proposé par Hosking et Wallis (1993) est utilisé. Dans ce test, les paramètres représentatifs d'une région sont les moyennes pondérées des statistiques des L-moments. Ainsi, pour une région de N stations chacune de taille n_i , les rapports des L-moments et les L-moments régionaux sont calculés de manière suivante :

$$\bar{t}_r = \frac{\sum_{i=1}^N n_i t_r^{(i)}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad r \leq 3 \quad (II.24)$$

où : $t_r^{(i)}$ sont les rapports des L-moments d'ordre r à la station i .

L'objectif du test H est de vérifier que les pluies journalières maximales de différents sites peuvent être considérées comme étant issues d'une même distribution-mère. Le principe du test H est de comparer la variance régionale observée des ratios des L-moments à la distribution de cette variance régionale sous l'hypothèse d'homogénéité de la région (hypothèse H_0). Cette distribution de variance régionale est obtenue par une méthode de Monte Carlo ; qui consiste en une série de simulations basées sur la génération de variables distribuées selon la loi GEV, choisie a priori pour représenter les précipitations extrêmes. Les trois mesures suivantes de la variabilité intersites des rapports des L-moments sont calculées comme suit (Hosking et Wallis (1997)) :

La variance pondérée du $L-Cv$:

$$V_1 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i (t^{(i)} - \bar{t})^2}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (II.25)$$

L'écart-type pondéré pour les rapports des L-moments t et t_3 :

$$V_1 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \sqrt{(t^{(i)} - \bar{t})^2 + (t_3^{(i)} - \bar{t}_3)^2}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (II.26)$$

L'écart-type pondéré pour les rapports des L-moments t_3 et t_4 :

$$V_1 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \sqrt{(t_3^{(i)} - \bar{t}_3)^2 + (t_4^{(i)} - \bar{t}_4)^2}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (II.27)$$

Où :

$t^{(i)}$, $t_3^{(i)}$ et $t_4^{(i)}$ désignent respectivement les $L-Cv$, $L-Cs$ et $L-Ck$ du site i ; \bar{t} , \bar{t}_3 et \bar{t}_4 désignent respectivement les rapports L-moments $L-Cv$, $L-Cs$ et $L-Ck$ régionaux calculées selon l'équation (II.24) et N est le nombre de sites. Si on désigne par V l'une de ces trois valeurs, V_1 , V_2 et V_3 , le critère d'homogénéité d'une région est calculé comme suit :

$$H_v = \frac{V_{obs} - \mu_v}{\sigma_v} \quad (II.28)$$

Où :

V_{obs} est la valeur observée de V . μ_v et σ_v sont respectivement la moyenne et l'écart-type de V obtenu par simulations. La variable H mesure la dispersion des observations à celle des simulations. Selon Hosking et Wallis (1993), une région peut être considérée comme étant acceptablement homogène si $H < 1$, probablement hétérogène si : $1 \leq H < 2$ et définitivement hétérogène si : $H \geq 2$.

Les résultats du test d'homogénéité pour la totalité de la région et les trois régions en termes de H_v sont donnés dans le tableau II.28.

Tableau II.28. Résultats du test d'homogénéité des différentes régions.

	H_{V1}	H_{V2}	H_{V3}
Ensemble	-0.56	-1.74	-1.93
Région1	-0.24	-1.12	-1.03
Région2	-0.91	-1.31	-1.97
Région3	-0.74	-1.17	-1.38

D'après les résultats du tableau II.28, on constate la présence des valeurs négatives de H_{V1} et H_{V2} et H_{V3} . Selon Hosking et Wallis (1997), cela indique que la variabilité des statistiques des séries est moindre. La totalité de la région étant pas homogène en termes de H_{V2} et H_{V3} .

Sur la figure II.32, on observe une distribution géographique des stations pluviométriques, la région 3, qui se trouve sur la partie Nord-Est de la région est bien arrosée les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 350 mm, la région 2 qui est localisée sur le versant nord de la région d'étude, les zone proche de la mer reçoit en moyenne 560 mm et enfin la région 1, qui est localisée sur la partie sud de la région d'étude, elle reçoit moins de précipitations annuelles que les autres régions, elles sont de l'ordre de 320 mm.

2.3.2.3. Identification de la distribution régionale

Les L-moments de la distribution d'une région homogène sont identifiés aux moyennes pondérées des L-moments de chacun des postes d'observations, soit \bar{t}_1 , \bar{t}_3 , \bar{t}_4 . On peut ensuite déterminer les paramètres de la loi régionale à partir des L-moments. Le choix de la loi peut être orienté par un diagramme des rapports des L-moments (Hosking et Wallis, 1997 ; Vogel et al, 2009), en particulier le diagramme qui représente le L-coefficient d'aplatissement τ_4 en fonction du L-coefficient d'asymétrie τ_3 (Meylan et al, 2008). Les valeurs régionales moyennes des L-moments, estimés à partir des observations disponibles en chacun des sites de la région, peuvent être comparées aux L-moments théoriques de différentes lois de distribution.

Dans cette étude, nous faisons l'hypothèse que les distributions *GEV*, *LN3* et *GLO* (*Generalized Logistic*) s'ajustent aux séries des valeurs réduites des précipitations maximales annuelles journalières de la région d'étude. La pertinence de l'ajustement de chacune de ces distributions à trois paramètres est évaluée en termes de différence entre le L-aplatissement théorique de la distribution ajustée et le L-aplatissement régional. La signification de cette différence est estimée par la statistique Z (Hosking et Wallis, 1993) :

$$Z^{DIST} = \frac{\tau_4^{DIST} - \bar{t}_4 + \beta_4}{\sigma_{t_4}^-} \quad (II.29)$$

Où :

\bar{t}_4 est le L-Aplatissement régional observé, τ_4^{DIST} est le L-aplatissement théorique de la distribution estimé à partir du L-asymétrie régional observé. β_4 et $\sigma_{\bar{t}_4}$ sont respectivement le biais et l'écart-type de \bar{t}_4 obtenus par simulations d'une région homogène avec la distribution Kappa. La statistique Z^{DIST} est basée sur la normalité asymptotique et l'ajustement est satisfait au niveau de 90% si $|Z^{DIST}| \leq 1.64$.

La statistique Z^{DIST} a été calculée à l'aide d'un programme R propose par Hosking (fonction `regtst`) dans la bibliothèque `lmomRFA`, <http://cran.r-project.org/web/packages/lmomRFA/lmomRFA.pdf>. Les résultats de calcul des moments pondérés sont donnés par le tableau II.29.

Tableau II.29. Statistiques régionales.

		\bar{t}	\bar{t}_3	\bar{t}_4
Ensemble	67	0.22	0.24	0.17
Zone 1	49	0.23	0.25	0.17
Zone2	12	0.22	0.22	0.19
Zone3	6	0.20	0.24	0.15

N: nombre de stations.

Le tableau II.30., montre *Z* statistique sur la totalité de la région et pour les trois régions.

Tableau II.30. *Z*-statistique des différentes distributions.

Distributions	Région1	Région2	Région3	Totalité de la Région
GLO	-0.57	-0.97	1.26	-0.49
GEV	1.01	-0.76	-0.73	0.19
GNO	-0.89	-0.93	-1.33	-1.14
PE3	-1.69	-2.02	-1.22	-3.08
GPA	-3.01	-3.89	-4.51	-6.31

Parmi les cinq distributions considérées, les deux distributions *GEV* et *GLO* sont les distributions dont l'ajustement aux données régionales de trois régions est le plus satisfaisant. De plus, la valeur absolue de la statistique *Z* de la distribution *GEV* des régions 1 et 2 est inférieure à celle de *GLO*, en revanche pour la région 3 la distribution est la meilleure du fait que *Z* égale à 1.26. Pour faire le choix définitif des distributions régionales, le diagramme des rapports des L-moments a été utilisé. Les rapports des L-moments t_3 et t_4 des échantillons et leurs moyennes régionales pondérées ont été portés sur le diagramme (Figure II.33, II.34 et II.35). Les points définis par les valeurs les moyennes régionales pondérées des rapports L- moments des L-Cs et L-Ck sont quasiment sur la courbe de la distribution *GEV* pour la région 1 et 2. Quant à la région 3, elles sont plus proches de la courbe de distribution *GLO*.

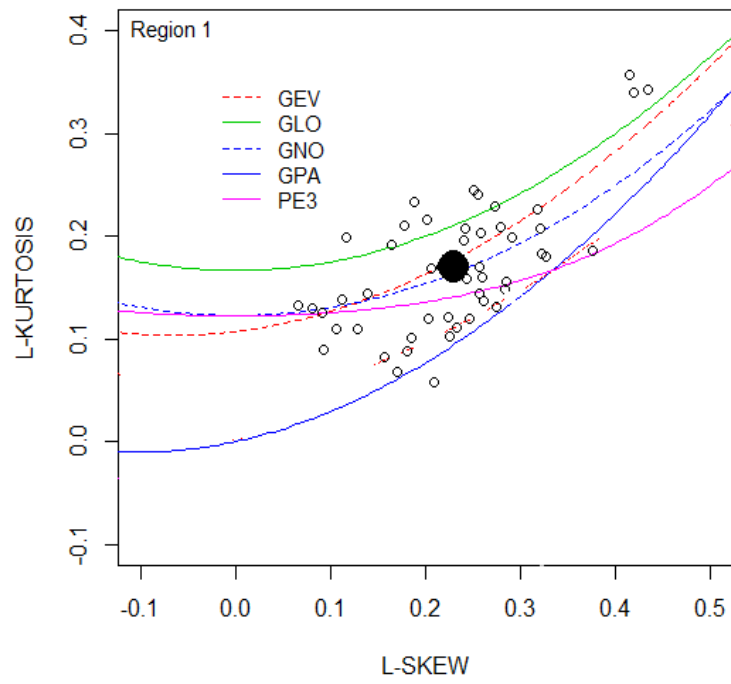


Figure II.33. L-moment diagramme groupe1.

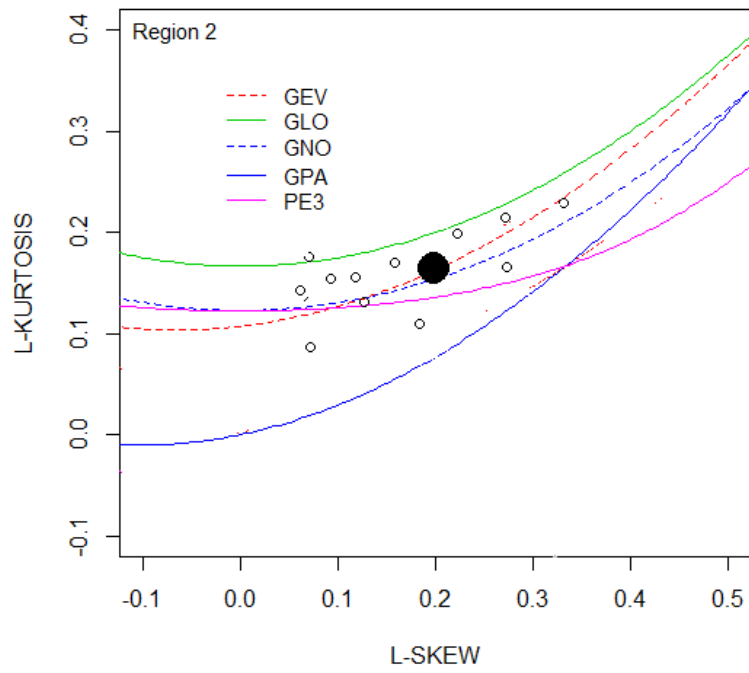


Figure II.34. L-moment diagramme groupe2.

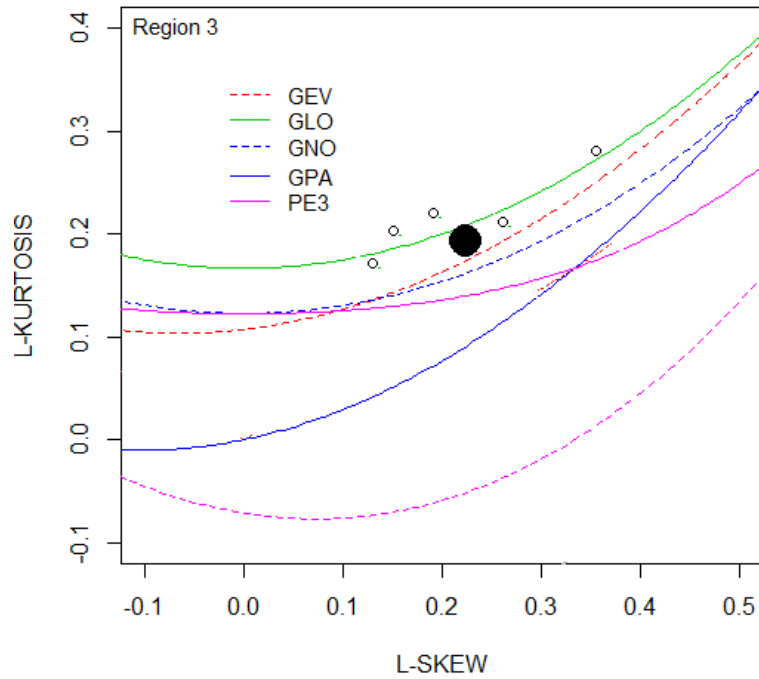


Figure II.35. L-moment diagramme groupe3.

2.3.2.4. Paramètres des distributions régionales

A. Pour la distribution GEV

$$\xi = l_1 - \frac{\alpha}{k} [1 - \Gamma(1+k)] \tag{II.30}$$

$$\alpha = \frac{l_2 k}{(1 - 2^{-k}) \Gamma(1+k)} \tag{II.31}$$

$$k = 7.859 \left(\frac{2}{3+t_3} - \frac{\ln 2}{\ln 3} \right) + 2.9554 \left(\frac{2}{2+t_3} - \frac{\ln 2}{\ln 3} \right) \tag{II.32}$$

Où :

k , α et ξ représentent respectivement les paramètres de forme, d'échelle et de position.

B. Pour la distribution GLO

La loi GLO (Generalized logistique distribution) avec k , α et ξ représentent respectivement. La fonction d'estimation des quantiles se présente sous la forme suivante :

$$x(F) = \xi + \frac{\alpha}{k} \left(1 - \left(\frac{1-F}{F} \right)^k \right) \tag{II.33}$$

Les paramètres des lois des distributions régionales ressorties en terme de cette étude, une loi régionale de type GEV pour la région 1, qui se trouve au sud de la région d'étude, et une loi de type GLO pour la région Nord de la zone d'étude, sont présentés dans le tableau II.31

Tableau II.31. Les Paramètres des lois des distributions régionales.

	Lois	ξ	α	k
Totalité de la région	GEV	0.7902248	0.2655365	-0.1392763
Region 1	GEV	0.7198652	0.3065982	-0.1789321
Region 2	GEV	0.7921568	0.2763129	-0.1548932
Region 3	GLO	0.8586523	0.2136985	-0.1236594

2.3.2.5. Quantiles estimés pour différentes périodes de retour

Dans une première étape, nous calculons pour chaque station les quantiles de période de retour T, en utilisant les paramètres de la loi GEV estimés localement. Dans une seconde phase, nous excluons la station cible et calculons le L-CV et la L-CS régionaux. Pour estimer les quantiles à partir de l'information régionale, nous combinons les rapports de L-moments régionaux ainsi calculés à la moyenne des précipitations journalières maximales annuelles observées à la station cible. Afin d'évaluer la fiabilité de la méthode régionale d'estimation des quantiles proposée, nous calculons pour chaque période de retour, le biais relatif lié à l'estimation régionale :

$$BIAIS(\%) = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_i^R - Q_i^L}{Q_i^L} \right) \tag{II.34}$$

Où :

Q_i^R et Q_i^L représentent les quantiles de période de retour T estimés pour le site i respectivement à partir des paramètres régionaux et locaux de la loi GEV et N le nombre de stations. Les graphiques des quantiles régionaux des trois lois sont présentés du la figure II.36.

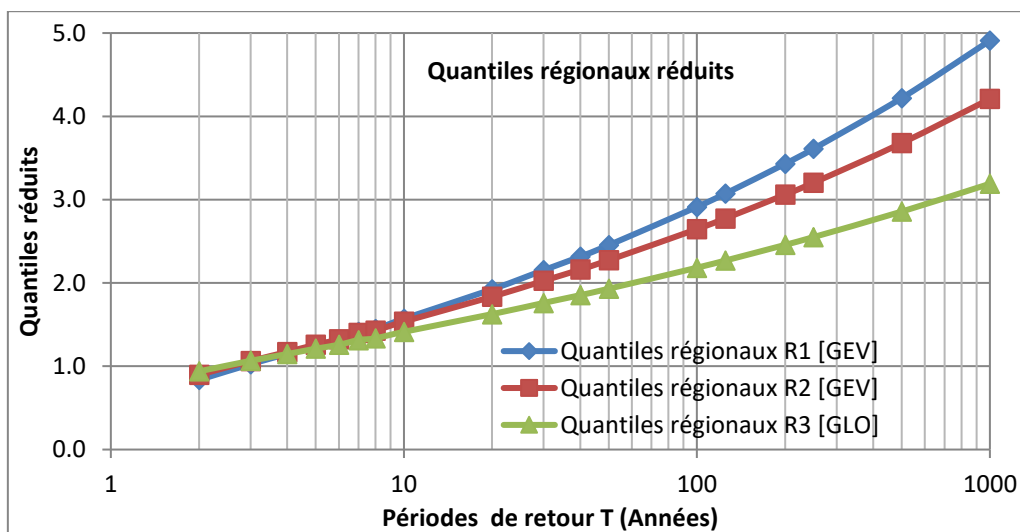


Figure II.36. Quantiles réduits des trois lois régionales.

A. Station représentative de la région 1

La figure II.37., montre les quantiles calculés par le modèle régional et les quantiles données par un ajustement classique la série des données de la station représentative (050901) de la région 1 à loi GEV (quantiles locaux), les quantiles, pour cette station, calculés par le modèle régional sont inférieurs à ceux calculés par un ajustement de la série d'observation à une loi GEV. Les écarts entre les quantiles peut atteindre 2.17 mm pour une période de retour de 1000 ans.

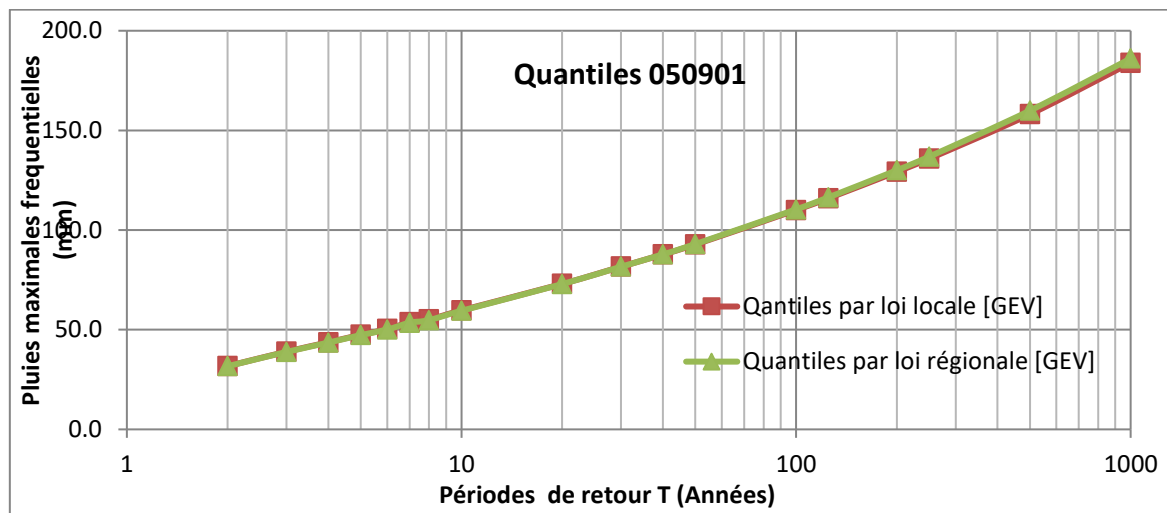


Figure II.37. Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 1(050901).

Le détail de calcul pour la station représentative 050901 est donné par le tableau II.32. Le modèle régional surestime les quantiles par rapport le modèle local de 0.23 mm pour la période de retour de 50 ans à 2.17 mm pour une période de retour de 1000 ans.

Tableau II.32. Résumé de calcul pour la station représentative 050901.

Période de retour (ans)	Fréquence	Quantiles réduits	Quantiles locales	Quantiles calculés par loi régionale	$(Q^R - Q^L)/Q^L$	Ecart (mm)
Moyenne des précipitations maximales annuelles (mm)						37.9 mm
2	0.5	0.84	31.72	31.69	-0.0009	-0.03
3	0.67	1.03	38.98	38.85	-0.0033	-0.13
4	0.75	1.15	43.69	43.52	-0.0039	-0.17
5	0.8	1.25	47.44	47.30	-0.0030	-0.14
6	0.83	1.32	50.30	50.09	-0.0042	-0.21
7	0.86	1.41	53.74	53.48	-0.0048	-0.26
8	0.87	1.45	55.12	54.79	-0.0060	-0.33
10	0.9	1.57	59.73	59.52	-0.0035	-0.21
20	0.95	1.92	72.97	72.89	-0.0011	-0.08
30	0.967	2.15	81.63	81.62	-0.0001	-0.01
40	0.975	2.32	87.77	87.79	0.0002	0.02
50	0.98	2.45	92.74	92.97	0.0025	0.23
100	0.99	2.91	110.04	110.36	0.0029	0.32
125	0.992	3.07	115.97	116.42	0.0039	0.45
200	0.995	3.43	129.21	129.99	0.0060	0.78
250	0.996	3.61	135.83	136.84	0.0074	1.01
500	0.998	4.22	158.10	159.93	0.0116	1.83
1000	0.999	4.91	183.88	186.05	0.0118	2.17

Pour le détail des biais sur les quantiles pour les données de quelques stations de la région 1, nous proposons le tableau II.33 et la figure II.38.

Tableau II.33. Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 1.

moyenne			29.1	28.65	22.14	26.98	32.14	38.17	BIAIS (%)
T	F	QR1	51105	50703	62308	61305	70403	70303	
2	0.5	0.84	-0.001	0.001	0.001	0.002	-0.001	0.001	0.40
3	0.67	1.03	-0.006	0.003	0.005	0.007	-0.002	0.001	0.21
4	0.75	1.15	-0.007	0.004	0.005	0.009	-0.004	0.002	0.11
5	0.8	1.25	-0.007	0.013	0.008	0.012	-0.001	0.002	0.58
6	0.83	1.32	-0.008	0.011	0.009	0.012	0.000	0.002	0.87
7	0.86	1.41	-0.010	0.009	0.011	0.013	0.001	0.002	0.47
8	0.87	1.45	-0.008	0.008	0.012	0.017	0.003	0.004	0.52
10	0.9	1.57	-0.008	0.004	0.012	0.017	0.005	0.006	0.90
20	0.95	1.92	-0.006	0.004	0.010	0.017	0.007	0.006	1.10
30	0.967	2.15	-0.005	0.001	0.011	0.018	0.014	0.011	1.48
40	0.975	2.32	-0.003	0.000	0.015	0.018	0.021	0.012	1.90
50	0.98	2.45	-0.001	0.000	0.016	0.031	0.026	0.014	2.10
100	0.99	2.91	0.000	-0.001	0.026	0.031	0.032	0.013	2.90
125	0.992	3.07	0.001	-0.001	0.035	0.037	0.032	0.013	3.10
200	0.995	3.43	0.002	-0.002	0.042	0.034	0.031	0.015	3.45
250	0.996	3.61	0.004	-0.003	0.054	0.033	0.034	0.015	3.60
500	0.998	4.22	0.007	-0.003	0.052	0.033	0.031	0.016	3.80
1000	0.999	4.91	0.011	-0.002	0.048	0.031	0.027	0.017	3.88

QR1 : quantiles régionaux ; T : périodes de retour ; F : fréquences

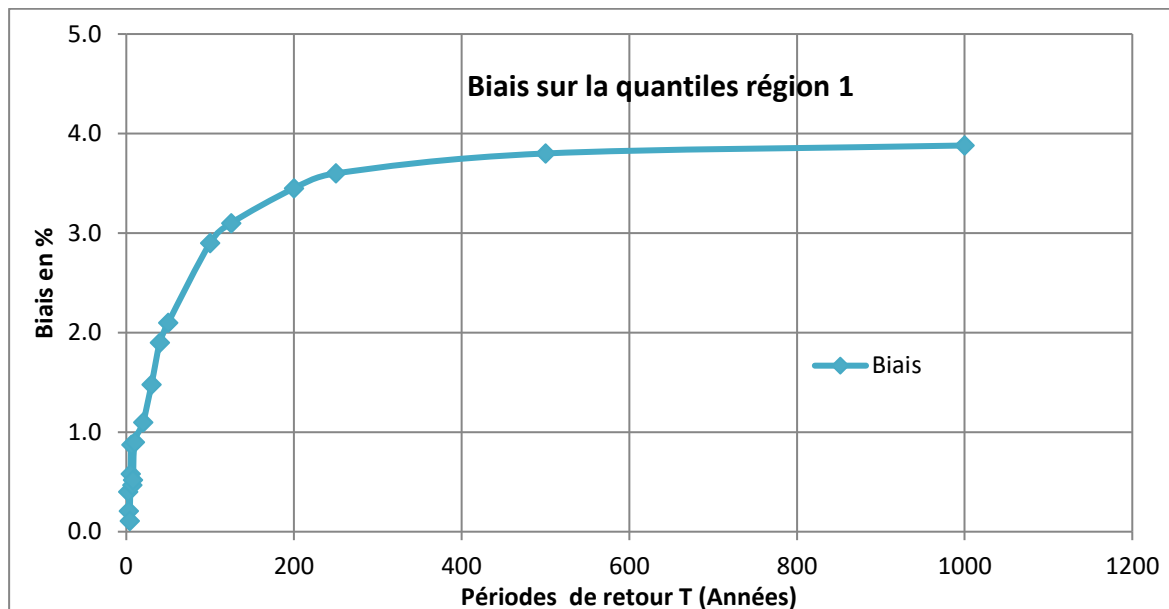


Figure II.38. Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 1.

B. Station représentative de la région 2

La figure II.39., montre les quantiles calculés par le modèle régional et les quantiles données par un ajustement classique la série des données de la station représentative (070306) de la région 2 à loi GEV (quantiles locaux), les quantiles, pour cette station, calculés par le modèle régional sont inférieurs à ceux calculés par un ajustement de la série d’observation à une loi GEV. Les écarts entre les quantiles peut atteindre 5.03 mm pour une période de retour de 1000 ans.

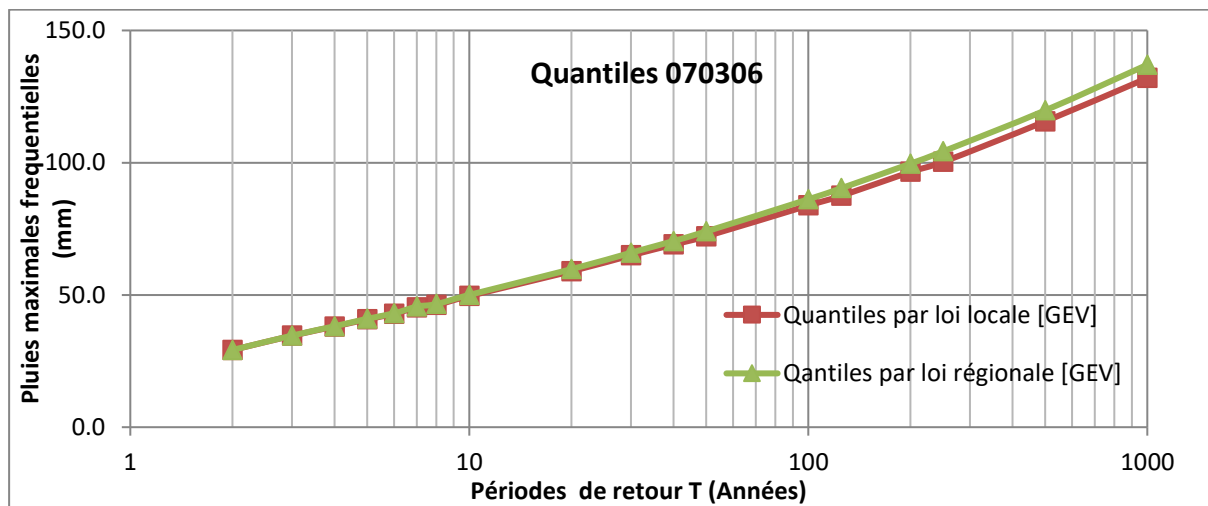


Figure II.39. Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 2(070306).

Le détail de calcul pour la station représentative 070306 est donné par le tableau II.34. Le modèle régional surestime les quantiles par rapport le modèle local de 1.01 mm pour la période de retour de 30 ans à 5.03 mm pour une période de retour de 1000 ans.

Tableau II.34. Résumé de calcul pour la station représentative 070306.

Période de retour (ans)	Fréquence	Quantiles réduits	Quantiles locales	Quantiles calculés par loi régionale	$(Q^R - Q^L) / Q^L$	Ecart (mm)
Moyenne des précipitations maximales annuelles (mm)					52.56 mm	
2	0.5	0.90	29.18	29.19	0.000	0.01
3	0.67	1.06	34.58	34.64	0.002	0.06
4	0.75	1.17	38.04	38.16	0.003	0.12
5	0.8	1.26	40.79	40.98	0.005	0.19
6	0.83	1.32	42.85	43.06	0.005	0.21
7	0.86	1.40	45.26	45.57	0.007	0.31
8	0.87	1.43	46.18	46.53	0.008	0.35
10	0.9	1.54	49.61	50.02	0.008	0.41
20	0.95	1.83	58.94	59.72	0.013	0.78
30	0.967	2.03	64.96	65.97	0.016	1.01
40	0.975	2.16	69.04	70.36	0.019	1.32
50	0.98	2.27	72.16	74.01	0.026	1.85
100	0.99	2.65	83.81	86.15	0.028	2.34
125	0.992	2.77	87.44	90.33	0.033	2.89
200	0.995	3.06	96.51	99.63	0.032	3.12
250	0.996	3.20	100.32	104.28	0.039	3.96
500	0.998	3.68	115.62	119.78	0.036	4.16
1000	0.999	4.21	132.00	137.03	0.038	5.03

Pour le détail des biais sur les quantiles pour les données de quelques stations de la région 2, nous proposons le tableau II.35 et la figure II.40.

Tableau II.35. Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 2.

moyenne			32.56	44.12	34.71	39.91	61.75	64.55	BIAIS (%)
T	F	QR2	70306	70707	150101	150103	90502	90506	
2	0.5	0.90	0.000	0.000	-0.001	-0.001	0.001	0.001	0.09
3	0.67	1.06	0.002	0.001	-0.005	-0.003	0.001	0.001	0.04
4	0.75	1.17	0.003	0.002	-0.006	-0.004	0.002	0.001	0.04
5	0.8	1.26	0.005	0.004	-0.006	-0.003	0.006	0.001	1.20
6	0.83	1.32	0.005	0.004	-0.007	-0.004	0.005	0.001	1.20
7	0.86	1.40	0.007	0.005	-0.008	-0.005	0.004	0.001	1.56
8	0.87	1.43	0.008	0.007	-0.007	-0.006	0.004	0.002	1.89
10	0.9	1.54	0.008	0.007	-0.007	-0.003	0.002	0.003	2.02
20	0.95	1.83	0.013	0.011	-0.005	-0.001	0.002	0.003	2.30
30	0.967	2.03	0.016	0.013	-0.004	0.000	0.001	0.007	2.45
40	0.975	2.16	0.019	0.021	-0.002	0.000	0.000	0.007	2.60
50	0.98	2.27	0.026	0.021	-0.001	0.003	0.000	0.009	2.70
100	0.99	2.65	0.028	0.025	0.000	0.003	0.000	0.008	3.10
125	0.992	2.77	0.033	0.025	0.001	0.004	-0.001	0.009	3.20
200	0.995	3.06	0.032	0.028	0.002	0.006	-0.001	0.010	3.40
250	0.996	3.20	0.039	0.032	0.004	0.008	-0.002	0.010	3.50
500	0.998	3.68	0.036	0.032	0.007	0.013	-0.002	0.011	3.80
1000	0.999	4.21	0.038	0.033	0.011	0.013	-0.001	0.012	4.10

QR2: quantiles régionaux ; T : périodes de retour ; F : fréquences

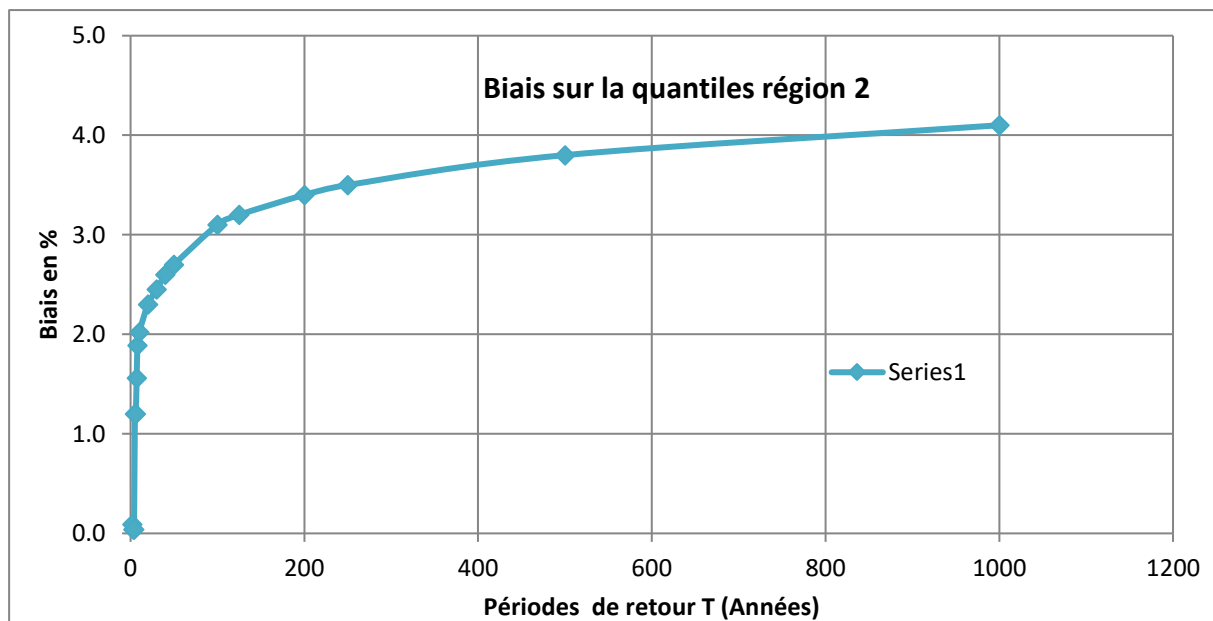


Figure II.40. Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 2.

C. Station représentative de la région 3

La figure II.41., montre les quantiles calculés par le modèle régional et les quantiles données par un ajustement classique la série des données de la station représentative (070720) de la région 3 à loi GLO (quantiles locaux), les quantiles, pour cette station, calculés par le modèle régional sont inférieurs à ceux calculés par un ajustement de la série d'observation à une loi GLO. Les écarts entres les quantiles peut atteindre 47 mm pour une période de retour de 1000 ans.

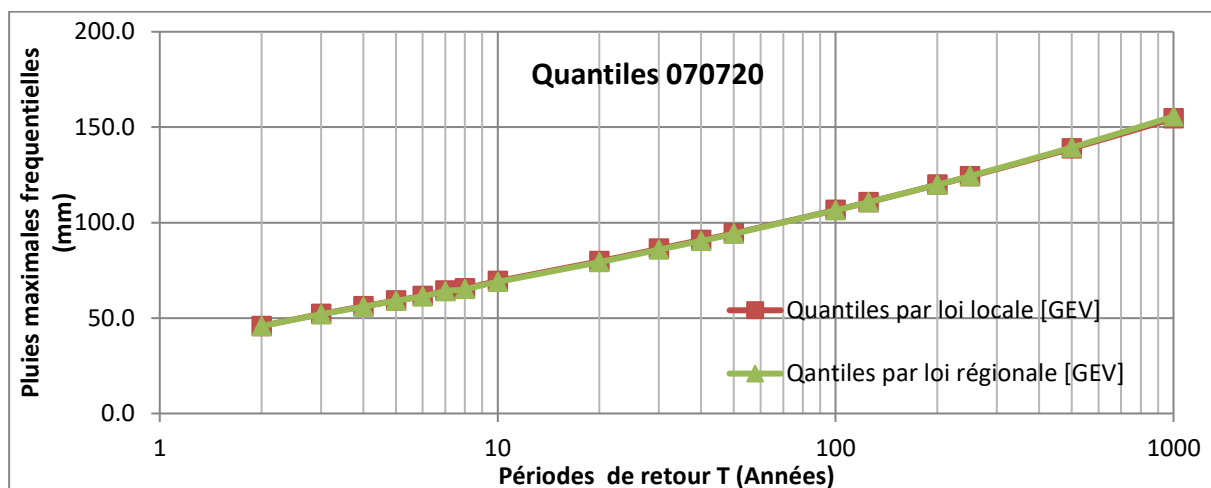


Figure II.41. Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 3(070720).

Le détail de calcul pour la station représentative 070720 est donné par le tableau II.34. Le modèle régional surestime les quantiles par rapport le modèle local de 0.19 mm pour la période de retour de 250 ans à 1.01 mm pour une période de retour de 1000 ans.

Tableau II.36. Résumé de calcul pour la station représentative 070720.

Période de retour (ans)	Fréquence	Quantiles réduits	Quantiles locales	Quantiles calculés par loi régionale	$(Q^R - Q^L)/Q^L$	Ecart (mm)
Moyenne des précipitations maximales annuelles (mm)					48.78 mm	
2	0.5	0.94	45.82	45.79	-0.001	-0.03
3	0.67	1.07	52.11	51.98	-0.002	-0.13
4	0.75	1.15	56.10	55.93	-0.003	-0.17
5	0.8	1.21	59.20	59.06	-0.002	-0.14
6	0.83	1.26	61.56	61.35	-0.003	-0.21
7	0.86	1.31	64.36	64.10	-0.004	-0.26
8	0.87	1.34	65.49	65.16	-0.005	-0.33
10	0.9	1.41	69.34	68.93	-0.006	-0.41
20	0.95	1.63	79.74	79.30	-0.006	-0.44
30	0.967	1.76	86.28	85.85	-0.005	-0.43
40	0.975	1.85	90.88	90.40	-0.005	-0.48
50	0.98	1.93	94.39	94.16	-0.002	-0.23
100	0.99	2.18	106.59	106.48	-0.001	-0.11
125	0.992	2.27	110.69	110.66	0.000	-0.03
200	0.995	2.46	119.84	119.85	0.000	0.01
250	0.996	2.55	124.21	124.40	0.002	0.19
500	0.998	2.86	138.88	139.35	0.003	0.47
1000	0.999	3.19	154.62	155.63	0.007	1.01

Pour le détail des biais sur les quantiles pour les données de quelques stations de la région 3, nous proposons le tableau II.37 et la figure II.42.

Tableau II.37. Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 3.

moyenne		48.78	41.25	40.87	55.26	20.37	45.88	BIAIS (%)	
T	F	QR3	70702	120201	120301	120403	140103	140304	
2	0.5	0.94	-0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	-0.001	0.90
3	0.67	1.07	-0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	-0.001	0.80
4	0.75	1.15	-0.003	0.003	0.002	0.004	0.006	-0.003	0.40
5	0.8	1.21	-0.002	0.004	0.004	0.006	0.019	-0.001	0.09
6	0.83	1.26	-0.003	0.005	0.004	0.006	0.017	0.000	0.06
7	0.86	1.31	-0.004	0.006	0.006	0.007	0.014	0.000	0.04
8	0.87	1.34	-0.005	0.007	0.008	0.009	0.013	0.002	1.01
10	0.9	1.41	-0.006	0.007	0.008	0.009	0.007	0.004	1.10
20	0.95	1.63	-0.006	0.007	0.014	0.010	0.007	0.006	1.40
30	0.967	1.76	-0.005	0.007	0.016	0.011	0.003	0.012	1.60
40	0.975	1.85	-0.005	0.010	0.027	0.011	0.000	0.018	1.78
50	0.98	1.93	-0.002	0.011	0.027	0.019	-0.001	0.023	1.90
100	0.99	2.18	-0.001	0.019	0.033	0.020	-0.002	0.030	2.40
125	0.992	2.27	0.000	0.026	0.034	0.024	-0.002	0.030	2.60
200	0.995	2.46	0.000	0.031	0.038	0.023	-0.005	0.031	3.10
250	0.996	2.55	0.002	0.041	0.043	0.023	-0.006	0.034	3.40
500	0.998	2.86	0.003	0.041	0.045	0.024	-0.007	0.032	4.10
1000	0.999	3.19	0.007	0.040	0.048	0.023	-0.005	0.029	4.45

QR3: quantiles régionaux ; T : périodes de retour ; F : fréquences

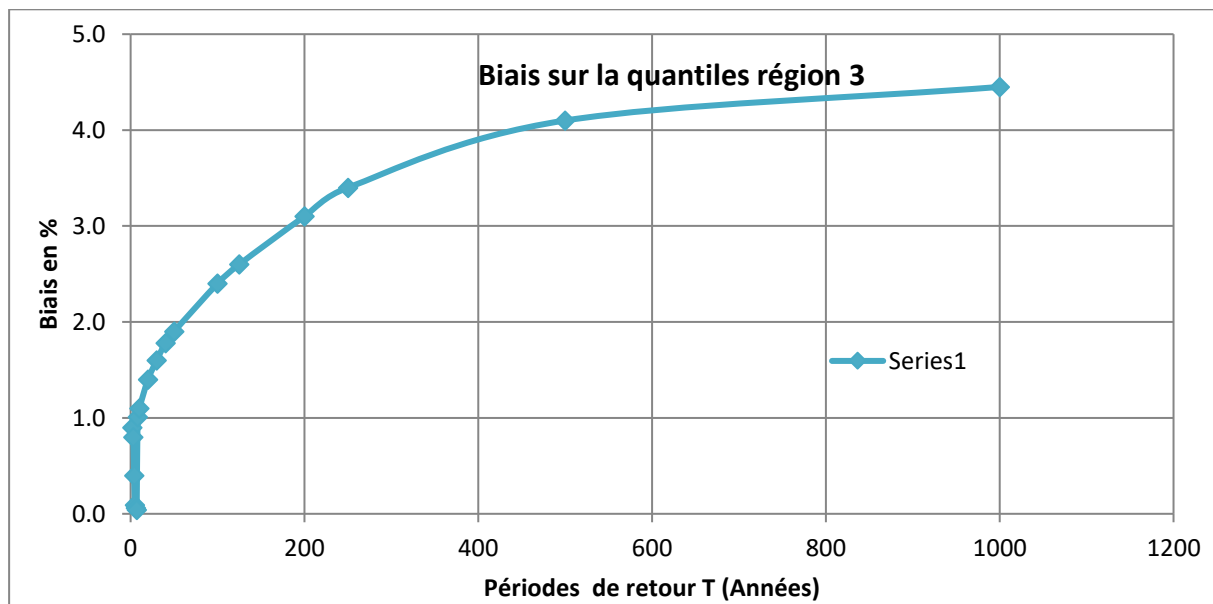


Figure II.42. Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 3.

2.4. ETABLISSEMENT DU MODELE REGRESSIF DES MOYENNES DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES ANNUELLES

La détermination des quantiles, de grandes périodes de retour, des pluies maximales en utilisant les trois modèles régionaux, développés précédemment, s'avère judicieux pour les stations ayant une courte période d'observation, en revanche pour les sites où on ne dispose pas de données de pluies maximales journalières, le problème demeure. Dans cette optique, nous développerons ci-après un modèle régressif, ayant comme variable à expliquer la moyenne des précipitations maximales journalières et les coordonnées géographiques, l'altitude et les pluies moyennes annuelles comme variables explicatives, sachant que les pluies moyennes annuelles sont disponibles (carte des pluies moyennes annuelles élaborée par J.P.Laborde (1993) pour le compte de l'ANRH). (Zaggane, 2017).

2.4.1. Jeu de Données

Nous utilisons dans cette étape, le jeu données présenté dans le tableau II.38.

Tableau II.38. Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières des stations pluviométriques.

Code	Stations	Longitude (km)	Latitude (km)	Z(m)	Pluies moyennes annuelles (mm)	Moyenne Pluies maximale journalières (mm)
11301	Ksar El Boukhari	503.8	287.9	630	313	36.6
11405	Ghrib bge	487.25	318.4	460	430.3	41.84
11604	Od Hallal	481.9	293.3	1290	322	24
11404	Zouberia	513.5	312.6	932	476	42.33
50703	Rocad Sud	642.8	260.55	440	182.71	28.65
50901	Medjez	673.35	289.65	636	232.27	37.9
51005	Ksob Barrage	668.7	282.75	600	211.23	29.1
51111	Sidi Ouadah	721.5	268.75	720	342	33.89
51203	Oued El Ma	798.25	265.75	1050	306.6	40.65
51206	Cherf El Ain	786.1	266.6	900	469	34.91
51306	N'Gaous	764.1	255.1	730	203.86	27.56
62003	Chechar	892.65	200.15	1100	378.96	29.63
61305	Djemorah	782.35	199.8	400	131.4	26.98
61416	Biskra Secteur	776.1	178.2	130	111.3	25.45
61505	T'Kout	828.85	210.5	980	267.8	41.25
61511	Tifelffel	821.9	207.65	740	151.4	32.65
61205	El Ouataya	767.35	190.25	222	167.58	26.34
60104	Seklef	467.5	378.5	995	233.84	33.12
61805	Kheirane	870.55	197.1	560	414.6	39.88
61806	Khanget.S.Nadji	866.13	174.696	198	198.1	15.11
62002	Seiar	896.15	180.15	450	159	11.7
62308	Ain Babouche	953.03	216.75	1045	169.5	22.14
70102	Ain Azel	754.477	283.344	114	459.1	47.88
70201	Ain Djasser	798.35	289.1	865	481.2	36.39

70303	Tazoult	822.65	248.65	1200	346	38.17
70308	Hamla	806.75	256.2	1174	318.5	34.56
70403	Reboa	848.1	250.25	1002	261.7	32.14
70405	Ain Tin	839.6	237.5	1650	437.5	44.32
70408	Bouhmar	837.15	244	1275	287.5	29.65
70409	Timgad	841.75	250.9	1000	178.9	26.22
70410	Sidi Manncer	833.7	253.25	1112	344.6	48.98
70604	Yabous	858.45	239.65	1200	396.5	39.25
61211	Ouled Chelih	799.4	252.6	1180	516.5	37.87
61503	Medina	849.7	230.5	1570	896.4	83.25
61803	Bouhmama	867	228.5	1140	806.7	45.33
61804	Babar	901.1	217	1100	752	36.66
70316	Batna Ferme	814.7	257.35	1040	603.8	36.86
11509	Medea Secteur	504.85	329.8	934	599.5	56.95
51201	Merouana	790.75	263.65	1000	596	41.62
170102	Charef	509.5	147.25	1200	185.7	28.2
170201	Rochet de Sel	533.65	174.65	1020	164.2	23.81
170204	Ain Maabed	539.6	167.4	1040	207	33.14
170207	Zaafrane	514.45	172.15	854	219	36.66
170216	Goultaya	509.2	139.5	1280	121.5	21.11
170401	Ain Mouileh	572	162.5	1117	128.7	23.55
170501	Medjedel	590.1	203.6	875	138.4	27.88
170503	Dar Echioukh	572	178	1100	201.4	37.52
90314	Dechmia	578.5	316.35	850	441	48.05
90401	Khabouzia	579.15	334.35	782	384	33.82
11302	derrag	472	289.85	1160	542.8	50
70306	Ain Yagout	836	281.6	876	318	32.56
70707	Ain Baida	924.15	288	1004	405.6	44.12
150101	Sour El Gouzlane	590.6	316.45	882	430	34.71
150103	El Hachimia	600.65	325.1	730	361	39.91
140609	El Kerma	944.6	395.5	14	597.5	70.12
140205	Ain Mekhlouf	908.8	337.4	830	509.4	52.34
100601	Grarem	826.172	354.653	537	527.6	48.66
100603	Hamma bouziane	848.5	352.8	509	516.2	47.52
120101	Souk Ahras	967.25	342.25	590	555.3	39.65
90506	Tizi Ghenief	596.3	366.1	415	623	64.55
90502	Lakhdaria	579.3	369.5	50	611	61.75
120201	La Meskiana	949.7	271	845	342.3	41.25
120301	Tebessa	991.9	247.2	890	362.2	40.87
120403	M'Daourouch	960.85	320.65	870	349.6	55.26
140103	Berriche	921.85	300.5	800	269	0.37
140304	El Aria	870.85	343.1	807	432.1	45.88
70720	F. El Gueiss	884.5	250.15	950	403.6	48.78

2.4.2.Établissement du modèle régressif des moyennes des pluies maximales journalières

2.4.2.1. Régression linéaire multiple

Les modèles classiques de régression (linéaire, logistique) sont anciens et moins l'occasion de battage médiatique que ceux récents issus de l'apprentissage machine. Néanmoins, compte tenu de leur robustesse, de leur stabilité face à des fluctuations des échantillons, de leur capacité à passer à l'échelle des données massives... tout ceci fait qu'ils restent toujours très utilisés en production notamment lorsque la fonction à modéliser est bien linéaire et qu'il serait contre productif de chercher plus compliqué.

Le principe de la régression linéaire multiple est simple :

- Déterminer la variable expliquée Y .
- Déterminer ($p - 1$) variables explicatives X_1, \dots, X_{p-1} .
- Il ne reste plus qu'à appliquer un modèle linéaire :

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \beta_3 x_3 + \dots + \beta_{p-1} x_{p-1} + \varepsilon \quad (\text{II.35})$$

Dans cette partie du travail.

Y_i : les moyennes des pluies maximales journalières considérées comme variable aléatoire.

β_0 : constante

$\beta_1; \beta_2; \beta_3; \beta_{p-1}$: estimateurs.

ε : résidus considérés comme variables.

2.4.2.2. Résultats

Les résultats de la détermination des paramètres du modèle ont été calculés à l'aide d'un programme R. Les résultats sont présentés dans le tableau II.39.

Tableau II.39. Résultats de calcul.

	Estimateurs	Std. Error	Valeurs de t	Pr(> t)
β_0	15.514840	8.675421	1.788	0.0786
X(km)	-0.005790	0.007164	-0.808	0.4221
Y(km)	0.035456	0.022403	1.583	0.1186
Z(m)	-0.001247	0.003469	-0.360	0.7204
P(mm)	0.050155	0.007740	6.480	1.7e-08

Le coefficient de corrélation multiple $R^2 = 0.58$ la statistique de Fischer égale à 20.98, ce qui montre que la partie expliquée par le modèle est plus grande la variance résiduelles avec une p-valeur de $5.66 \cdot 10^{-11}$ du test de Fisher étant inférieure à $\alpha = 5\%$, le test est significatif. Nous rejetons l'hypothèse nulle H_0 et décidons d'accepter l'hypothèse alternative H_1 , au seuil $\alpha = 5\%$. Le risque d'erreur associé à cette décision est un risque de première espèce $\alpha = 5\%$. On teste la signification des coefficients de régression ($\beta_0, \beta_1, \beta_2$) par le test de Student. Les teste de Student sur les coefficients de régression sont significatifs sur ($\beta_0, \beta_1, \beta_2$) avec les probabilités critiques inférieurs à 5 %. Le modèle s'écrit de la manière suivante :

$$\overline{P}_{Max} = 15.514840 - 0.005790X + 0.035456Y - 0.001247Z + 0.050155P \quad (\text{II.36})$$

Avec :

\overline{P}_{Max} : Moyenne des pluies maximales journalières (mm).

X : La longitude du lieu considéré en kilomètres

Y : La latitude du lieu considéré en kilomètres.

Z : L'Altitude du lieu considéré en mètres.

P : moyenne des pluies annuelles en (mm) tiré de carte de la pluviométrie d'Algérie (ANRH).

2.5. CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons procédé à l'étude critique des relevés pluviométriques car l'analyse des données pluviométriques d'un site ou encore la comparaison des observations d'un site à un autre, est difficile lorsque les séries d'observation ne sont pas homogènes ou lorsqu'elles sont incomplètes (Medjerab, 2005).

Un des avantages les plus significatif de la méthode de l'Analyse en Composantes Principales est la possibilité de faire le groupement des stations météorologiques d'une région sans aucune hypothèse *a priori*, dans le cas où le pourcentage de la variance totale exprimée par les composantes principales significatives est très élevé. Les méthodes de l'Analyse multidimensionnelle, à savoir l'analyse en composantes principales est un puissant outil pour la mise en évidence de régions pluviométriques homogènes (Medjerab, 2005).

L'application de l'Analyse en Composante Principale (ACP) a montré une très grande variabilité des précipitations dans l'espace, une région nord qui reçoit une forte pluviométrie contrairement à celle du sud ; conséquence d'une topographie assez particulière de la région d'étude. L'analyse des corrélations entre variables montre quant à elle un caractère très régulier des précipitations où leurs quasi-totalités sont enregistrées durant les mois d'automne et d'hiver sur toutes les stations de mesure.

L'indice standardisé des précipitations a montré que la persistance et la sévérité de la sécheresse ces dernières années sur la région d'étude se traduisent par l'augmentation des taux d'années à sécheresse modérée. Un constat alarmant montrant que la semi-aridité gagne les zones humides et subhumides d'où la nécessité d'adapter les politiques de gestion de la ressource hydrique à cette nouvelle donne.

Les paramètres des lois des distributions régionales ressorties en terme de cette étude, une loi régionale de type GEV pour la région 1, qui se trouve au sud de la région d'étude, et une loi de type GLO pour la région Nord de la zone d'étude.

3.1. ECOULEMENTS MOYENS ANNUELS ET FREQUENTIELS

3.1.1. Le choix des données hydrométriques

Les bassins versants dans la zone d'étude possède 19 stations hydrométriques réparties d'une façon plus ou moins homogène. Notre travail n'a finalement porté que sur 15 stations pour lesquelles les données sont disponibles, représentatives et validées sur une période de temps plus ou moins longue. Les données portent en partie sur des périodes différentes. La localisation des stations retenues est portée sur les figures (III.1., III.2 et III.3). Les chroniques de débit étudiées proviennent essentiellement de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques de Constantine, de Batna et d'Alger (A.N.R.H). La station de Rocas Sud pour le Bassin versant 05 ; dispose de la plus longue chronique de débits puisqu'elle débute en 1951 ; la station de El Kantara pour le Bassin versant 06 ; dispose de la plus longue chronique de débits puisqu'elle débute en 1967 et la station de Timgad Gue pour le Bassin versant 07 ; dispose de la plus longue chronique de débits puisqu'elle débute en 1968.

Tableau III.1. Code, période et coordonnées des stations hydrométriques.

Code	Station	Oued	Coordonnées lambert		Période des débits
			X(km)	Y(km)	
050301	Ain El Hadjel	El Ham	606.4	266.35	1994-1994
050501	Rocad Sud	El Ham	642.75	260.6	1951-1993
050801	Ced Fagues	Lougmane	656.4	278.05	1954-1995
050901	Medjez	Ksob	673.35	289.65	1972-1993
051101	Sidi Ouadah	Soubella	721.6	269.45	1972-2005
061201	El Kantra	El Hai	773.35	219.2	1967-1995
062308	Ain Babouche	Chéria	953.05	216.75	1974-1995
061301	Djemorah	Djemorah	782.25	199.85	1975-1995
061811	Mellegue	Ktefssouda	866.8	181.5	1988-2004
061502	M'chounech	El Abiod	800.4	186.2	1970-1994
070404	Morri	Morri	851.3	255.7	1971-2005
070501	Chemorah	Chemorah	855.1	264.45	1968-1994
070403	Reboa	Reboa	848.2	250.2	1969-2005
070401	Timgad Gue	Soultez	841.8	281	1968-2005
070702	Foum El Gueiss	Gueiss	885.2	247.3	1968-2004

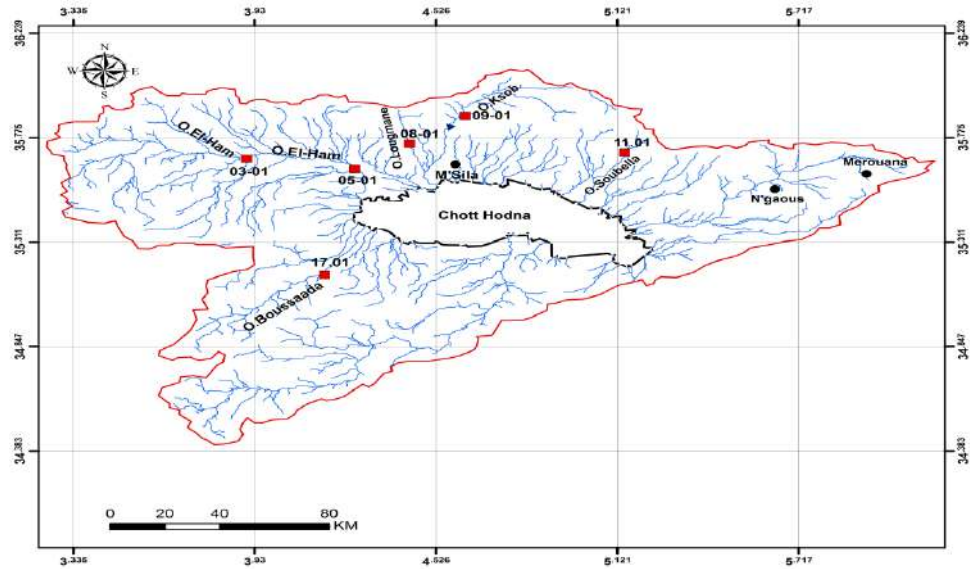


Figure III.1. Détail de la situation du bassin versant 05 (Chott Hodna).

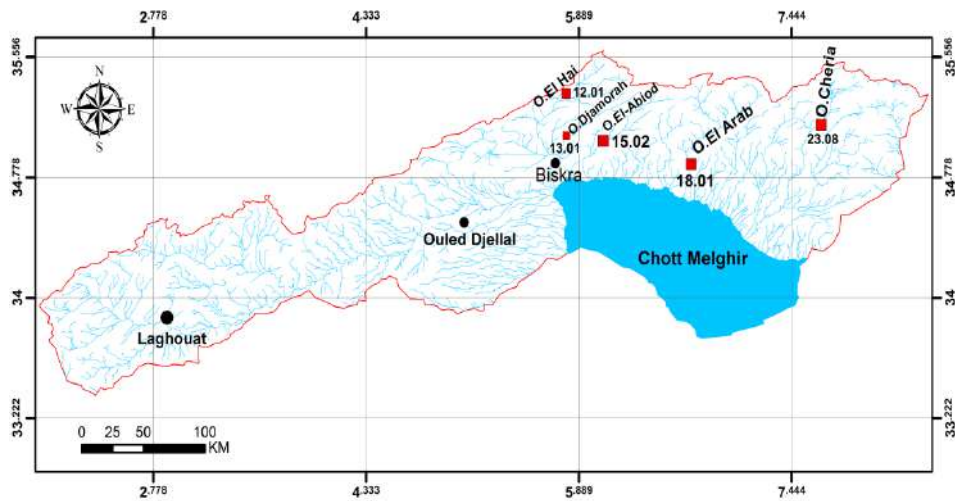


Figure III.2. Détail de la situation du bassin versant 06 (Chott Melghir).

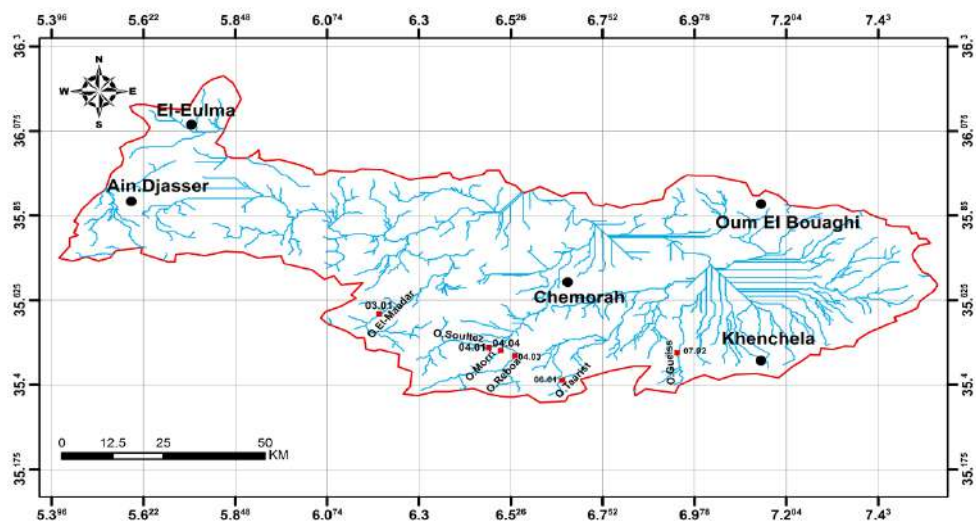


Figure III.3. Détail de la situation du bassin versant 07 (Haut.P.Constantinois).

3.1.2. Caractéristiques des données hydrométriques

Nous donnons sur les figures III.4 à III.6, un aperçu sur les données hydrométriques.

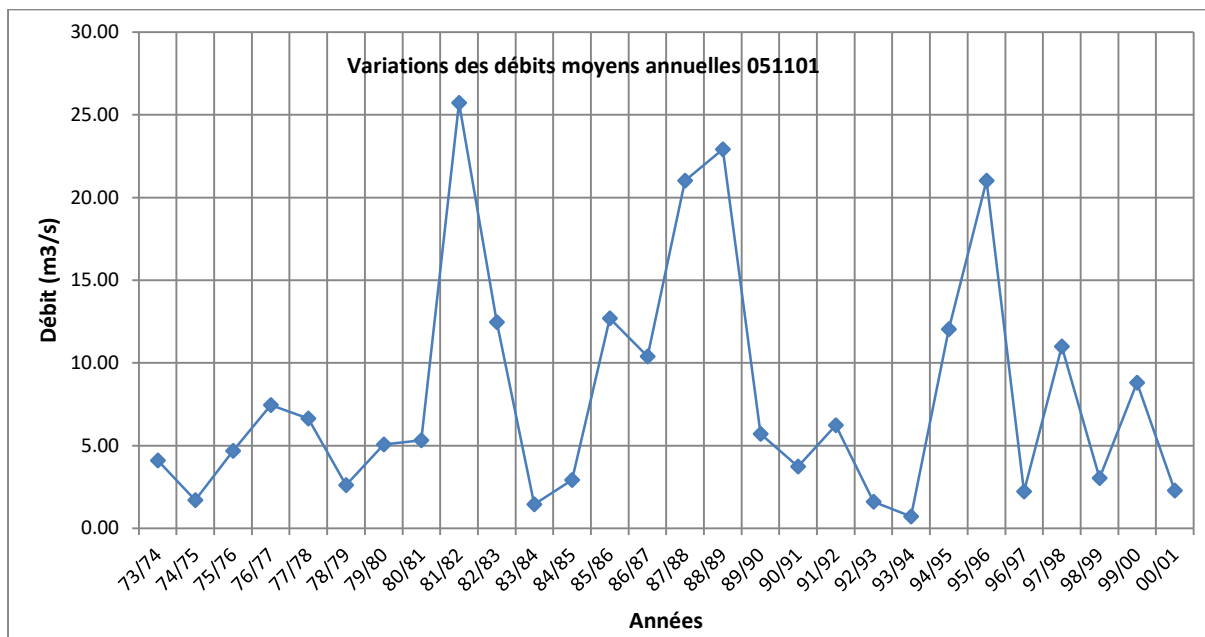


Figure III.4. Variation des débits moyens mensuels à la station 051101.

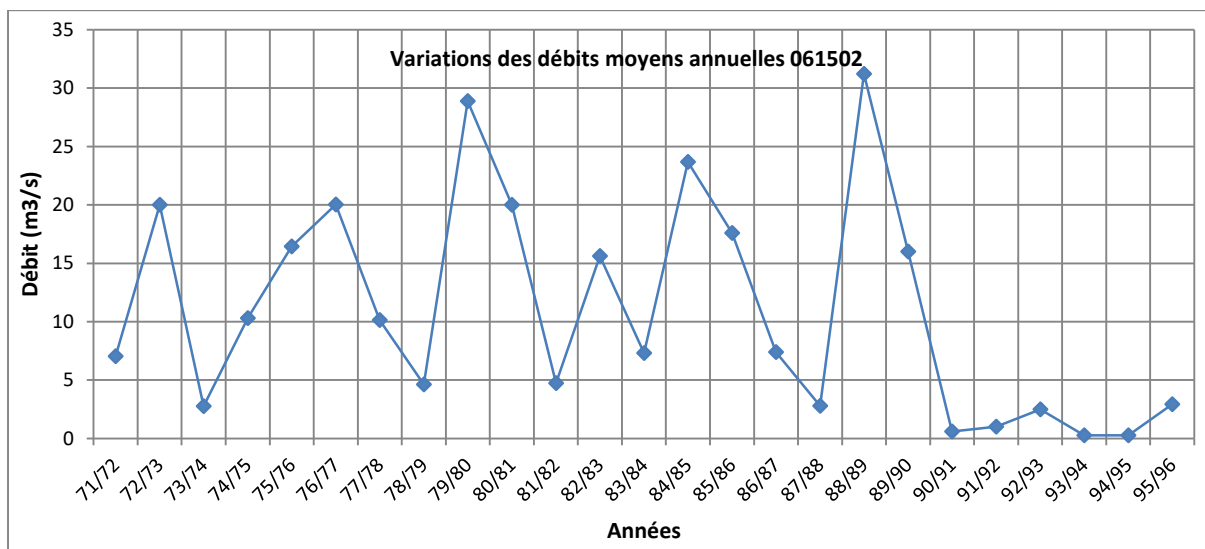


Figure III.5. Variation des débits moyens mensuels à la station 061502.

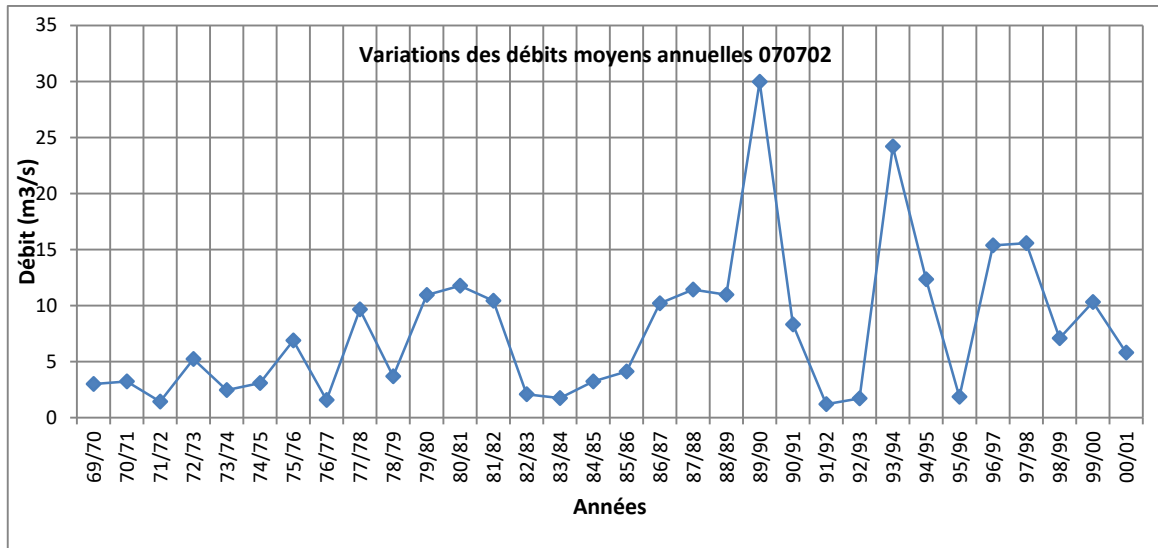


Figure III.6. Variation des débits moyens mensuels à la station 070702.

3.1.3. Étude du ruissellement interannuel

La norme du ruissellement est une donnée très importante dans les études et les aménagements hydrauliques. Elle permet la comptabilisation de la ressource en eau de n'importe quel territoire. En présence de donnée de mesure de longue durée de cette importante caractéristique, elle est facilement déterminable. Par contre en absence de donnée de mesure sur plusieurs cours d'eau, sa détermination devient très difficile (Zaggane, 2017).

3.1.3.1. Courbe des cumuls des écarts à la moyenne

Les variations cycliques d'une caractéristique hydrologique (pluies, ruissellement) sont établies par la méthode des courbes des cumuls des écarts à la moyenne :

$$f(t) = \frac{\sum_i^n (k_i - 1)}{C_v} \tag{III.1}$$

Avec :

k_i : Coefficient modulaire (rapport entre R_i / R_m ou P_i / P_m).

R_i et P_i : Apport ou pluie de l'année i respectivement.

R et P : Moyenne des ruissellemements ou des pluies respectivement.

C_v : Coefficient de variation et n nombre d'années de mesure.

Pour illustration nous donnons sur la figure III.7, la courbe de cumul des écarts à la moyenne des débits annuels de la station de El Kantra.

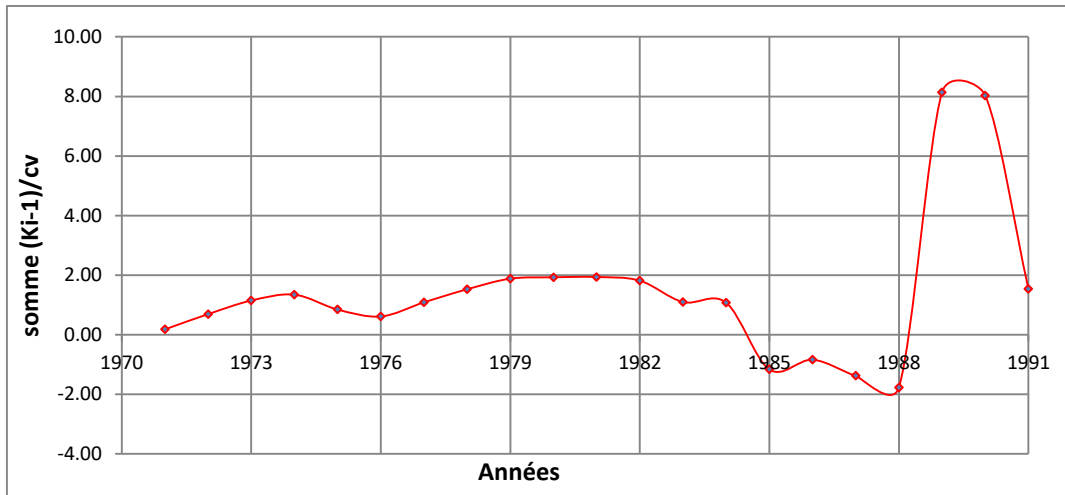


Figure III.7. Courbe des cumules des écarts à la moyenne des données de la station El Kantra.

La courbe des cumuls des écarts à la moyenne des débits mesurés à cette station comme le montre la figure III.7 permet de repérer deux cycles de différentes périodes, récapitulées dans le tableau III.2, ci-dessous :

Tableau III.2. Cycles humide et sec et leurs caractéristiques hydrologiques.

périodes	1970-1987	1987-1991
N° du cycle	1	2
Nombre d'année	17	4
Ruissellement moyen de chaque cycle	137.5	45.51
Ruissellement moyen de la série	91.505	

La valeur moyenne interannuelle du ruissellement du premier cycle (137.5mm) est supérieure à la valeur moyenne interannuelle du deuxième cycle (45.51 mm), cela est dû à la prédominance des années humides dans le premier cycle. Le deuxième cycle est caractérisé par une longue sécheresse (prédominance des années sèches). Les figures III.8. à III.10., illustre la courbe de cumul des écarts à la moyenne des débits annuels des quelques stations.

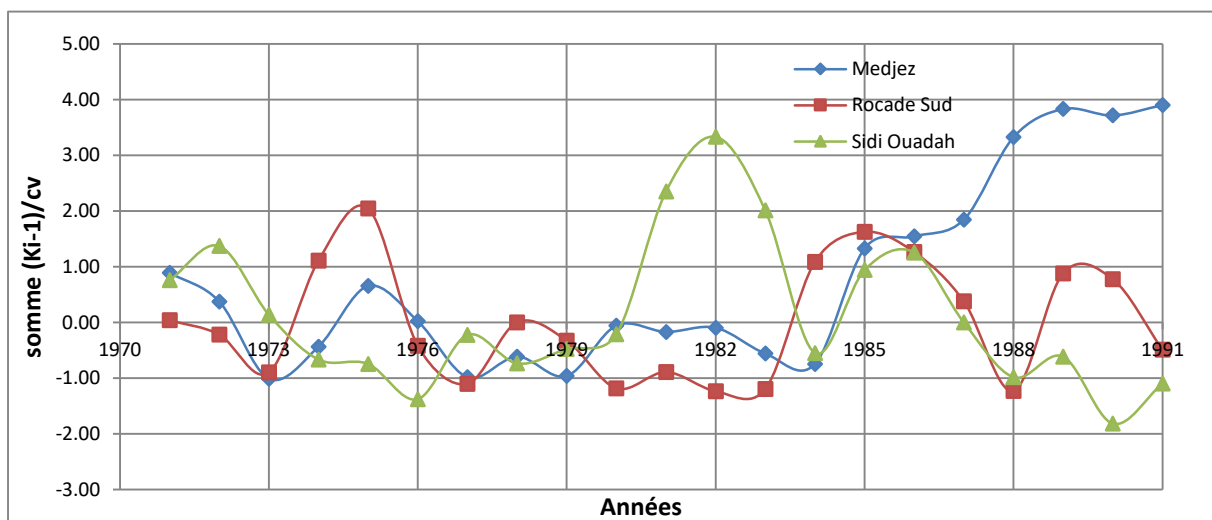


Figure III.8. Courbe des cumules des écarts à la moyenne des trois stations (B.V.05).

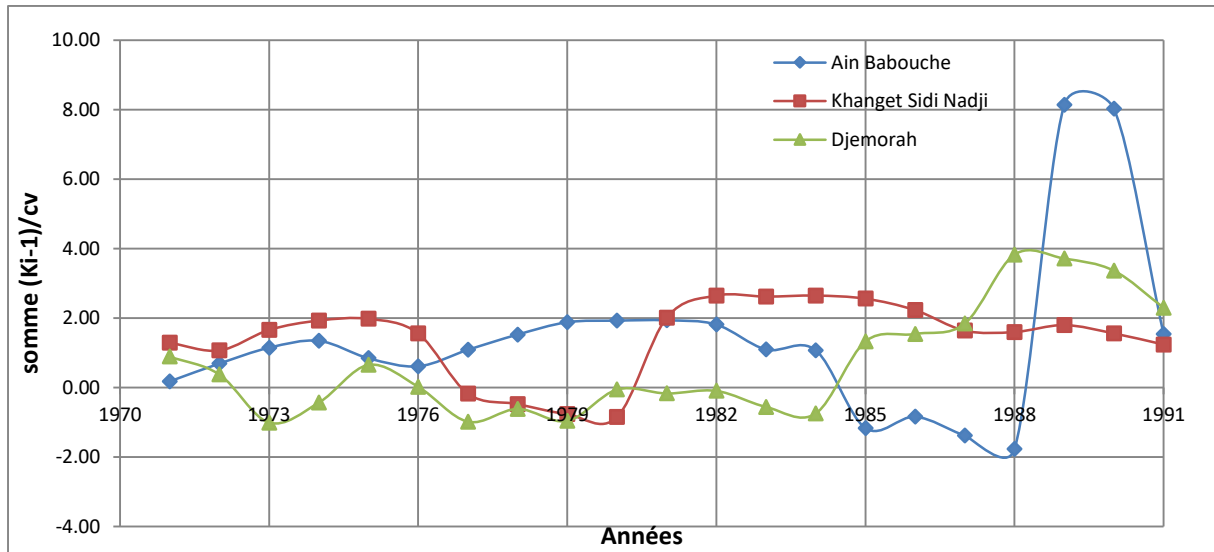


Figure III.9. Courbe des cumules des écarts à la moyenne des trois stations (B.V.06).

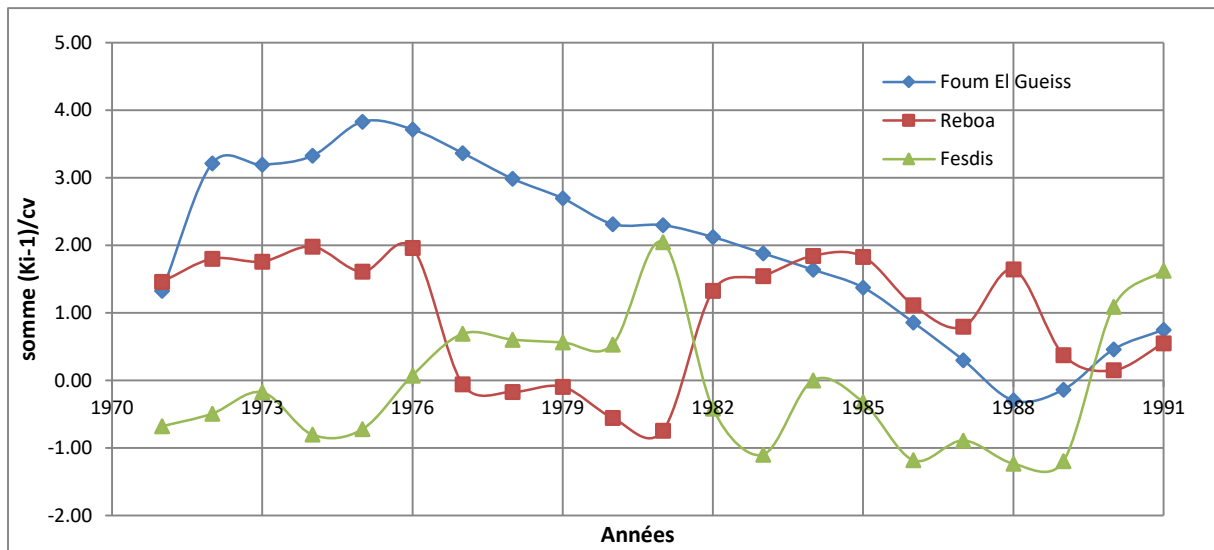


Figure III.10. Courbe des cumules des écarts à la moyenne des trois stations (B.V.07).

3.1.3.2. Construction d'une série des valeurs

Nous avons opté pour la première solution pour avoir des séries de données suffisamment longues car nous avons accès à d'autres données, provenant de stations comparables : peut distantes, mêmes caractéristiques (superficie de bassin versant comparable, pluviométrie proche, temps de réponse aux évènements pluvieux équivalent) (Bellout, 2015).

3.1.3.3. Comblement des lacunes et extension des séries des ruissellements annuels moyens

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. L'absence des données est l'hétérogénéité la plus apparente, à laquelle on remédie par l'extension des données de la station défaillante *B* à partir d'une corrélation entre les données de cette station et celles d'une station de référence *A*. Si les relevés n'ont pas été toujours effectués dans de bonnes conditions, on peut être amené à les éliminer, ou à faire

subir aux données une correction qui les rendra utilisables, ou moins dans une certaine mesure. L'analyse des séries d'observations des apports disponibles (ruissellements) relève que des stations disponibles présentent des lacunes à l'échelle mensuelle d'un à plusieurs mois et donc annuel, ces lacunes sont dues soit à l'absence de l'observation soit à une défaillance de apport. La restitution des données manquantes a été établie à l'aide de la méthode de corrélation linéaire qui consiste à estimer une valeur manquante d'une série hydrométrique lacunaire à partir des observations d'une autre série homogène (station de base).

Les lacunes d'observation ont été comblées année par année et cela pour toutes les stations qui présentent des lacunes sur toutes les années. Si la liaison entre les apports (ruissellements) n'est pas de type linéaire, et pour avoir des séries d'apports (ruissellements) très longues on doit obliger d'utiliser d'autre méthodes par des postes pluviométriques situés à l'intérieur des bassins versants ont été sollicités pour l'extension s'il le faut, malgré que la liaison entre les apports est de type linéaire dans la plupart des cas. Le coefficient de corrélation qui dépasse 0,6 est généralement exprime une forte corrélation entre les ruissellements de deux stations se qui donne de bon résultat (Bellout, 2015).

3.1.3.4. Etablissement du modèle de l'écoulement interannuel

La méthode de calcul du ruissellement (R) proposée pour les différentes régions des bassins versants de la zone d'étude est basée sur l'utilisation du coefficient de ruissellement et de la pluviométrie moyenne interannuelle.

Le tableau III.3., illustre la relation entre les composantes du bilan des trois bassins versants de la zone d'étude.

Tableau III.3. Les composantes du bilan des sous bassins versants de la zone d'étude.

Station	Code	Surface (Km ²)	Pluie annuelle P,mm	Ruissellement R, mm	Coef, de ruissellement(α)	
Bassin 05	Ain Nessissa	050101	460	145	39.5	0.27
	Rocad Sud	050501	6130	224	14.85	0.07
	Medjez	050901	1330	199	22.11	0.11
Bassin 06	Djemorah	061301	595	141	12.8	0.09
	Khan.S.Nadji	061801	2085	52	17.65	0.34
	Ain Babouche	062308	785	211	10.54	0.05
Bassin 07	Reboa	070403	296	79	48.9	0.62
	Morri	070404	24.50	81	31.85	0.39
	F.El.Gueiss	070702	144	98	53.93	0.55

L'analyse de la relation entre la pluviométrie et le coefficient de ruissellement montre que ce dernier augmente avec l'augmentation de la pluviométrie (Fig.III.11).

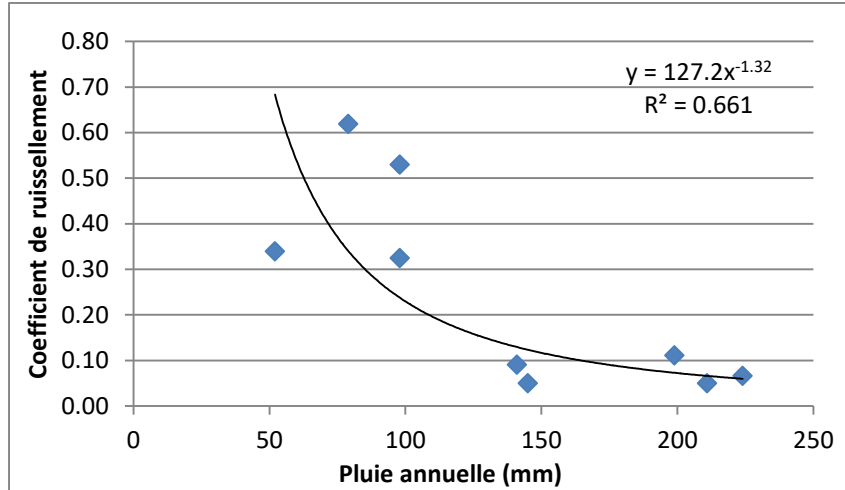


Figure III.11. Relation entre le coefficient de ruissellement et la pluviométrie annuelle des BV de la zone d'étude.

Le modèle empirique qui relie le coefficient de ruissellement et la pluviométrie reçu par le bassin versant est le suivant :

$$\alpha = 127,2 . (\bar{P})^{-1,32} \tag{III.2}$$

Le ruissellement de chaque bassin versant de la zone d'étude sera donc calculé au moyen de la relation $\alpha = \frac{R}{P}$ donnée plus haut, c'est-à-dire :

$$\bar{R} = \alpha . \bar{P} \tag{III.3}$$

Ou :

$$\bar{R} = [127,2 . (\bar{P})^{-1,32}] . \bar{P} \tag{III.4}$$

La comparaison entre les valeurs du ruissellement interannuel calculés par le modèle (III.4) et mesurés aux stations hydrométriques est donnée dans le tableau III.4.

Tableau III.4. Ruissellement mesuré-ruissellement calculé.

Ruissellement mesuré	Ruissellement calculé par (III.3)	Erreur (Δ), %
52.80	25.87	-53
14.85	22.51	34
22.11	23.38	5
12.80	26.11	51
17.65	35.92	51
10.54	22.95	54
78.82	31.42	-56
31.85	31.17	-2
55.54	29.32	-84
	Moyenne	1

Comme le montre le tableau III.4., l'erreur moyenne de calcul est de l'ordre de 1% cela permettra d'utiliser ce modèle empirique pour déterminer le ruissellement interannuel de chaque sous bassins versant de la zone d'étude dépourvu de données de mesure hydrométriques.

3.1.3.5. Distribution saisonnière (annuelle) des débits des cours d'eau

La distribution saisonnière des ruissellements dans un cours d'eau est conditionnée par des facteurs climatiques et par les caractéristiques physiques du bassin versant. Le régime d'écoulement mensuel résume la variabilité du ruissellement et sa distribution saisonnière. Les fluctuations d'écoulement pendant l'année sont en général conditionnées par la distribution des précipitations sur le bassin versant. L'analyse des ruissellements moyens mensuels permet de mettre en évidence le régime des cours d'eau et leur variation inter-saisonnière. La répartition saisonnière (annuelle) des débits des cours d'eau du bassin versant de la zone d'étude est donnée sur les figures III.12., III.13. et III.14.

Les régimes moyens de ces bassins à alimentation essentiellement pluviale comportent généralement des hautes eaux de saison froide, de Décembre à Mai et des basses eaux de saison chaude, de Juin à Septembre.

La distribution type du bassin versant 05 montre que les ruissellements sont mal réparties. Les ruissellements diminuent progressivement de Septembre jusqu'à le mois de Novembre suite à une augmentation pour atteindre le pique en Janvier puis ce décroissent en Février suite à une augmentation en Mars après ce mois les ruissellements décroissent progressivement jusqu'à le minimum qu'est observé en Juillet puis il ya une augmentation en Août (Fig.III.12).

A première vue, la saisonnalité du régime de ruissellements est conditionnée par les apports pluviométriques hivernaux, de sorte que le régime de ce cours d'eau est de type pluvial. Les pluies du début de l'année climatique interviennent donc efficacement au soutien de l'écoulement superficiel. Ceci peut s'expliquer, à priori par les variations saisonnières des précipitations, sans échapper aux effets importants de l'évapotranspiration potentielle (Bellout, 2015).

Pour la distribution type des ruissellements moyens mensuels du bassin versant 06, la période des hautes eaux se manifeste à Septembre suite à une diminution brusque jusqu'au mois de Décembre qui représente la période des basses eaux, après ce mois les ruissellements augmentent progressivement jusqu'au mois de Mars puis ils se décroissent graduellement (Fig.III.13).

Les périodes de crue et d'étiage ne sont pas bien définies, alors que le régime de ce cours d'eau n'est pas de type pluvial, surement est un régime complexes qui généralement se caractérise par l'influence de plusieurs facteurs. Ceci peut s'expliquer par les variations saisonnières des précipitations d'une part, l'évaporation et d'autre part peut être justifiée par la fréquence limitée des crues en saison chaude ainsi que par le rôle prépondérant des eaux souterraines alimentant les cours d'eau en périodes d'étiages (Bellout, 2015).

La distribution type des ruissellements moyens mensuels du bassin versant 07 montre que la période des hautes eaux se manifeste au mois de Mars avec une valeur de 17,28%, après ce mois les ruissellements diminuent progressivement pour atteindre une valeur minimum de 2,82 % qu'est observée en Juillet, suite à une augmentation jusqu'au mois de Septembre, après ce mois on observe une petite diminution des ruissellements jusqu'au mois de Décembre, puis ils croissent pour donner le départ à un nouveau cycle de crues (Fig.III.14).

La répartition saisonnière (annuelle) des débits des cours d'eau du bassin versant d'Isser est donnée dans le tableau III.5.

Tableau III.5. Répartition des débits.

Station	Code	Surface	Mois												
			SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	ANNEE
Medjez	50901	1330	6.12	5.89	9.47	16.33	27.84	8.12	12.86	4.56	3.12	2.03	0.89	2.77	100
Rocad Sud	50501	6130	5.66	7.35	5.12	13.65	24.89	10.46	14.91	6.36	6.12	2.78	1.02	1.68	100
Sidi Ouadah	51101	176	7.2	3.45	7.58	12.11	26.35	14.58	11.62	7.89	5.32	1.12	0.77	2.01	100
Ain Babouche	62308	785	18.12	11.12	6.05	4.5	6.82	10.87	14.12	9.15	6.98	6.20	4.04	2.03	100
Khanget Sidi Nadji	61801	2085	20.47	13.71	7.57	4.10	5.36	6.58	16.03	10.3	6.12	4.78	3.11	1.89	100
Djemorah	61301	595	22.32	11.06	10.32	3.26	5.13	7.03	11.22	9.78	7.09	5.47	2.2	5.12	100
Foum El Gueiss	70702	144	13.05	4.11	4.65	2.96	12.32	15.82	21.47	16.85	2.45	3.33	1.02	2.06	100
Reboa	70403	296	17.3	10.32	7.58	2.56	12.65	17.2	19.81	6.11	3.1	1.13	0.56	1.68	100
Fesdis	70301	305	14.55	11.12	7.3	3.08	8.33	10.05	20.98	9.9	8.3	3.12	1.12	2.15	100

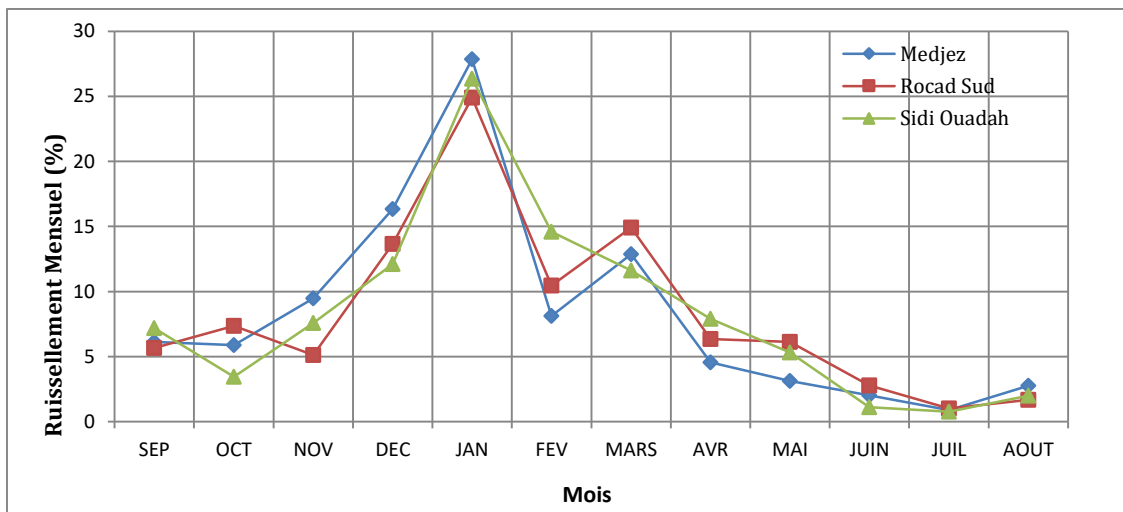


Figure III.12. Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Chott hodna.

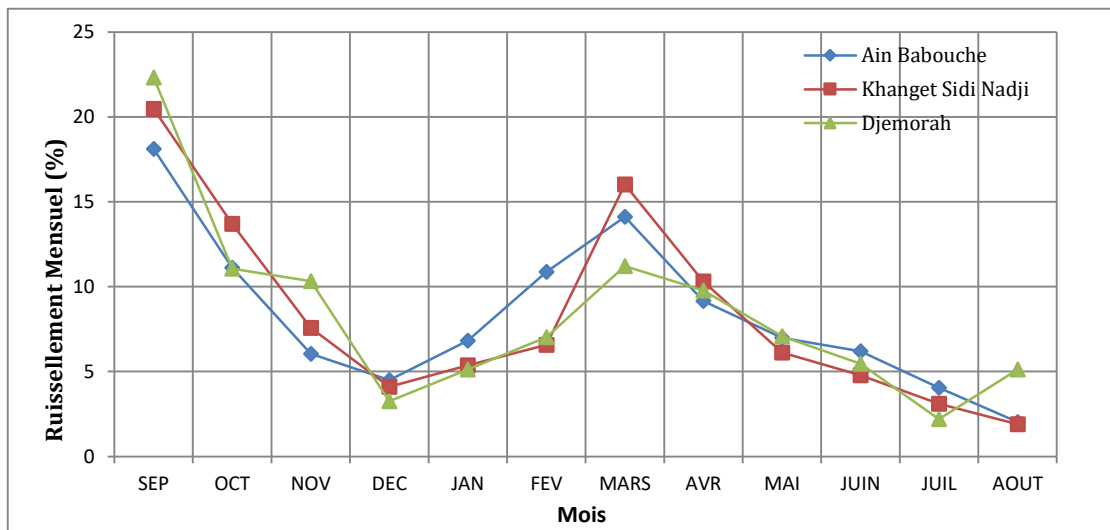


Figure III.13. Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Chott melghir.

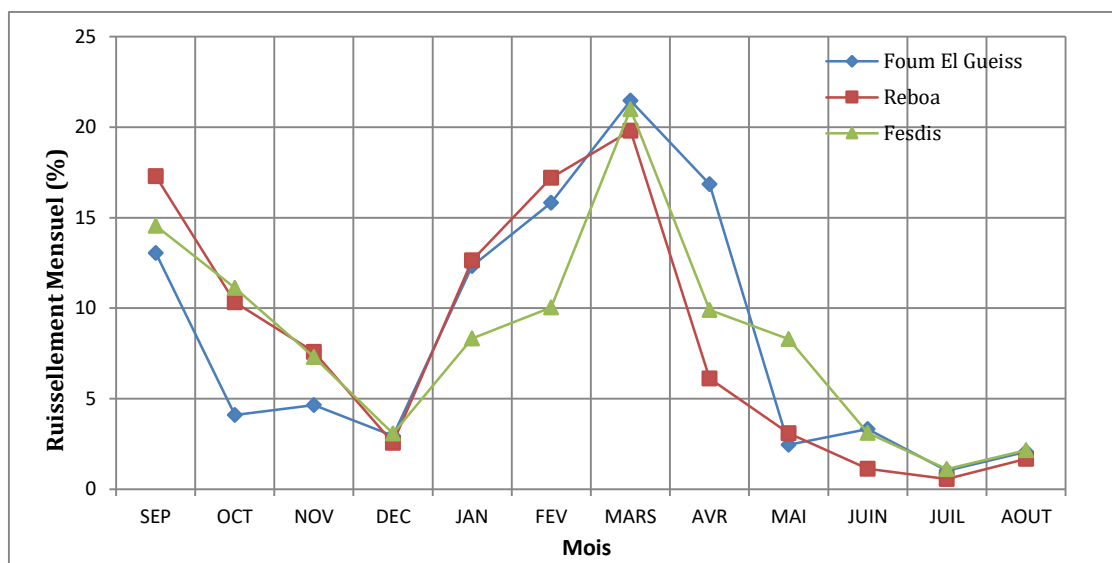


Figure III.14. Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Haut plateau constantinois.

Pour les grands bassins (tableau III.6), en moyenne, le débit en période sèche constitue 1.79-6.12% du débit total, en période humide 6 -15% du débit total. Pour les petits bassins versants (tableau III.7), en moyenne, le débit en période sèche constitue 1-3% du débit total, en période humide 8-20% du débit total.

Tableau III. 6. Répartition saisonnière des débits (%) des grands bassins versants.

Station	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	ANNEE
Rocad Sud	5.66	7.35	5.12	13.65	24.89	10.46	14.91	6.36	6.12	2.78	1.02	1.68	100
Khanget Sidi Nadji	20.47	13.71	7.57	4.10	5.36	6.58	16.03	10.3	6.12	4.78	3.11	1.89	100
Moyenne	13.06	10.53	6.34	8.88	15.13	8.52	15.47	8.33	6.12	3.78	2.07	1.79	100

Tableau III.7. Répartition saisonnière des débits (%) des petits bassins versants.

Station	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	ANNEE
Medjez	17.3	10.32	7.58	2.56	12.65	17.2	19.81	6.11	3.1	1.13	0.56	1.68	100
Reboa	6.12	5.89	9.47	16.33	27.84	8.12	12.86	4.56	3.12	2.03	0.89	2.77	100
Moyenne	11.71	8.11	8.53	9.45	20.25	12.66	16.34	5.34	3.11	1.58	0.73	2.23	100

Pour les bassins versants ayant des surfaces supérieures à 2000 km² la répartition est donnée dans la figure III.15.

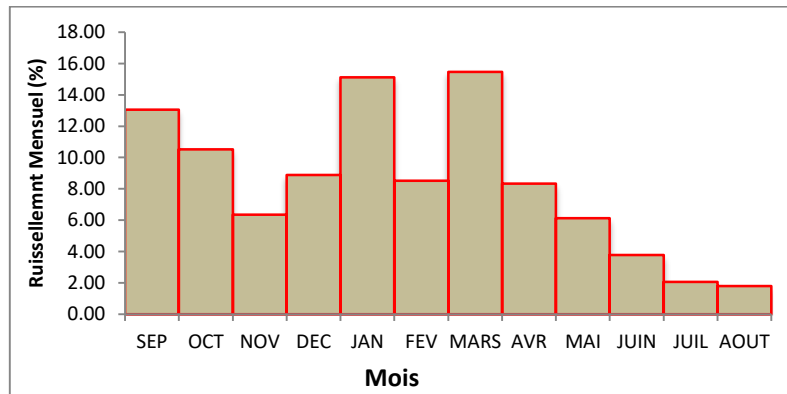


Figure III.15. Distribution type du ruissellement (%) pour les cours d'eau $S > 2000 \text{ km}^2$.

Pour les bassins versants ayant des surfaces inférieures à 2000 km² la répartition est donnée dans la figure III.16.

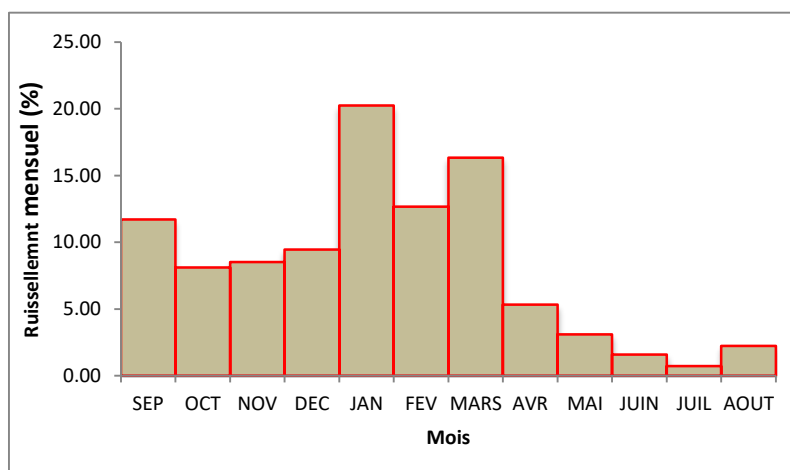


Figure III.16. Distribution type du ruissellement (%) pour les cours d'eau $S < 2000 \text{ km}^2$.

Les périodes de crue et d'étiage ne sont pas bien définies, et le régime de ce cours d'eau surement complexes qui ce caractérise fréquemment par l'influence de plusieurs facteurs (Bellout, 2015).

3.1.4. Les débits annuels minimums : Les étiages

3.1.4.1. Définition de débit d'étiage

On appelle étiage le niveau le plus bas d'un cours d'eau, et l'on distingue par la suite :

- L'étiage annuel, qui représente le minimum minimorum du niveau de l'année (hydrologique ou calendaire)
- L'étiage exceptionnel ou absolu, qui représente le minimum minimorum du niveau connu. Mais, on recouvre, par extension, sous cette même appellation d'étiage :
- L'étiage caractéristique annuel, qui représente le niveau dépassé pendant 355 jours dans le cours de l'année (hydrologique ou calendaire)

- L'étiage caractéristique moyen, qui représente le niveau dépassé pendant une moyenne de 355 jours par an, au cours d'un certain nombre d'années (hydrologique ou calendaire)

- On donne, parfois aussi, le nom d'étiage à la plus faible valeur de la moyenne mobile des niveaux atteints pendant 10 jours consécutifs de l'année (hydrologique ou calendaire) (Mekhloufi, 2014).

Les débits des cours d'eau présentent d'importantes fluctuations saisonnières, dont les conséquences sur l'environnement sont multiples. En période de sécheresse, les débits d'étiage s'accompagnent généralement d'une concentration de la pollution qui, conjuguée avec une augmentation de la température de l'eau, a des conséquences dommageables pour la faune et la flore aquatiques. Les débits importants qui résultent de précipitations intenses ou de longue durée sont, quant à eux, susceptibles de provoquer des crues et, dans certains cas, des inondations. Ces événements naturels peuvent engendrer des dommages importants et une modification de la qualité des eaux et des habitats rivulaires. La cause première de la modification des débits des cours d'eau demeure l'aléa météorologique, même si certaines activités humaines constituent un facteur déterminant. C'est le cas par exemple des prélèvements en eau et des modifications apportées aux caractéristiques intrinsèques des cours d'eau, des bassins versants ou des plaines alluviales. La gestion des crues et des étiages ne peut dès lors être envisagée que dans le cadre d'une gestion du risque, nécessitant le développement d'une approche globale, intégrée et coordonnée.

3.1.4.2. La genèse des étiages, et leurs variations spatiales

La cause essentielle des étiages est une sécheresse climatique prolongée qui se traduit par une grave indigence des précipitations, et par une intense évapotranspiration en saison chaude (Frecaut, 1971).

Les débits des cours d'eau dépendent principalement de trois types de facteurs : les aléas climatiques (durée et intensité des précipitations, fonte des neiges, période de dégel...), les caractéristiques des cours d'eau et des bassins versants (type de sols et de sous-sols, topographie...) et certaines activités humaines (imperméabilisation des sols, prélèvements en eau, navigation, occupation des sols par l'agriculture...). L'intensité, la durée et la fréquence des précipitations sont des paramètres indispensables pour déterminer le comportement probable du régime des eaux, non seulement en termes de valeur instantanée (débit de crue, débit d'étiage), mais aussi en termes de débit moyen. Les relations existantes entre ces trois paramètres sont représentées par des courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence) qui donnent la probabilité de diverses intensités de pluie pour diverses durées en un lieu donné.

Du point de vue temporel, les débits minimums sont enregistrés surtout aux mois de la saison chaude à partir de juillet à octobre . Cette répartition est en fonction de la répartition des précipitations, et sa plus grande fréquence se situe en été notamment en juillet et août.

L'observation des débits minimums des Oueds relève des variations notables dans la répartition spatiale et temporelle des débits d'étiage (Tab.III.8).

Tableau III.8. Débits d'étiage observés aux différentes stations.

Oued		69/70	70/71	71/72	72/73	73/74	74/75	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81	81/82	82/83	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93	93/94	moyenne
El Ham	Mois	sep	sep	aou	nov	oct	aou	sep	sep	avr	mai	sep	sep	sep	aou	Jan	aou	nov	aou	sep	sep	dec	aou	aou	sep	sep	-
	Q_m	2,12	0,17	0,12	0,87	0,0	0,0	0,06	0,01	0,05	2,58	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	1,54	0,08	0,03	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08
	q_m	0,32	0,09	0,02	0,54	0,0	0,0	0,45	0,03	0,25	0,32	0,82	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,95	0,28	0,0	0,40	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,165
	Q_j	1,30	0,12	0,11	0,34	0,0	0,0	0,09	0,01	0,01	1,30	0,10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,45	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,019
	q_j	0,20	0,09	0,04	0,24	0,0	0,0	0,33	0,03	0,03	0,20	0,35	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,32	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,051
Ksob	Mois	-	-	-	sep	sep	aou	aou	dec	aou	aou	sep	oct	nov	aou	aou	sep	nov	jan	aou	sep	sep	sep	juil	aou	aou	-
	Q_m	-	-	-	0,08	1,32	0,08	0,0	0,09	0,19	0,01	0,02	0,0	0,0	0,13	0,02	0,16	0,01	0,0	0,0	0,23	0,1	0,13	0,0	0,0	0,0	0,019
	q_m	-	-	-	0,321	0,78	0,28	0,0	0,12	0,25	0,03	0,07	0,0	0,0	0,46	0,07	0,57	0,03	0,0	0,2	0,82	0,5	0,46	0,0	0,0	0,0	0,025
	Q_j	-	-	-	0,07	0,65	0,0	0,0	0,0	0,05	0,01	0,0	0,0	0,0	0,09	0,02	0,02	0,01	0,0	0,0	0,10	0,1	0,09	0,0	0,0	0,0	0,03
	q_j	-	-	-	0,17	0,58	0,0	0,0	0,0	0,06	0,03	0,0	0,0	0,0	0,32	0,07	0,07	0,03	0,0	0,0	0,35	0,3	0,32	0,0	0,0	0,0	0,04
El Hai	Mois	aou	aou	oct	aou	oct	sep	sep	sep	juil	aou	aou	aou	juil	juil	oct	oct	sep	sep	sep	sep	oct	oct	juil	juil	aou	-
	Q_m	0,12	0,06	0,07	0,0	0,0	0,0	0,01	0,07	0,01	0,09	0,19	0,08	0,01	0,0	0,0	0,0	0,02	0,08	0,2	0,08	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,015
	q_m	0,10	0,05	0,06	0,0	0,0	0,0	0,0	0,09	0,01	0,12	0,25	0,28	0,03	0,0	0,0	0,0	0,07	0,28	0,8	0,10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	0,018
	Q_j	0,08	0,05	0,04	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02
	q_j	0,06	0,04	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,03	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,03
El Abiod	Mois	-	-	aou	aou	juil	oct	juil	juil	juil	aou	aou	aou	aou	aou	oct	nov	nov	mai	juil	juil	aou	aou	sep	sep	dec	-
	Q_m	-	-	0,03	0,06	0,0	0,0	0,07	0,13	0,02	0,16	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08	0,23	0,16	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0,08	0,01	0,012
	q_m	-	-	0,02	0,05	0,0	0,0	0,25	0,46	0,07	0,57	0,02	0,07	0,07	0,03	0,03	0,28	0,82	0,57	0,0	0,0	0,0	0,03	0,0	0,28	0,03	0,011
	Q_j	-	-	0,02	0,02	0,0	0,0	0,01	0,09	0,02	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,10	0,10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,03
	q_j	-	-	0,01	0,01	0,0	0,0	0,03	0,32	0,07	0,07	0,03	0,0	0,00	0,0	0,0	0,03	0,35	0,35	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,04

Oued		69/70	70/71	71/72	72/73	73/74	74/75	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81	81/82	82/83	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93	93/94	moyenne	
Chéria	Mois	-	-	-	-	aou	juil	oct	-	-	-	-	-	-	juil	mai	sep	aou	dec	aou	aou	sep	nov	jan	juil	juil	-	
	Q_m	-	-	-	-	0,02	0,16	0,08	-	-	-	-	-	-	0,0	0,09	0,19	0,0	0,0	0,1	0,02	0,1	0,07	0,01	0,08	0,16	0,013	
	q_m	-	-	-	-	0,07	0,57	0,28	-	-	-	-	-	-	0,0	0,12	0,25	0,0	0,0	0,4	0,07	0,5	0,06	0,03	0,28	0,57	0,019	
	Q_j	-	-	-	-	0,02	0,02	0,0	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0	0,04	0,0	0,01	0,02	0,02	
	q_j	-	-	-	-	0,07	0,07	0,0	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,0	0,3	0,07	0,0	0,03	0,0	0,03	0,07	0,05
Chem- orah	Mois	Mai	Jui	Juil	Juil	aou	aou	aou	Juil	Juil	aou	aou	aou	Juil	Juil	Jui	aou	Juil	aou	aou	Avr	Nov	aou	Juil	aou	Jui	-	
	Q_m	0,0	0,0	0,0	0,19	0,0	0,0	0,08	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
	q_m	0,0	0,0	0,1	0,25	0,0	0,0	0,10	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02
	Q_j	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
	q_j	0,0	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
Reboa	Mois	aou	aou	Jui	Dec	Oct	aou	Oct	aou	Avr	aou	aou	aou	Juil	aou	Jan	aou	Juil	aou	aou	Dec	Oct	aou	aou	aou	aou	-	
	Q_m	0,2	0,0	0,0	0,23	0,16	0,01	0,07	0,13	0,02	0,16	0,01	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,08	0,01	0,0	0,05	
	q_m	0,7	0,0	0,2	0,82	0,57	0,03	0,25	0,46	0,07	0,57	0,03	0,07	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	0,0	0,0	0,28	0,03	0,0	0,17	
	Q_j	0,0	0,0	0,0	0,10	0,10	0,0	0,01	0,09	0,02	0,02	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	
	q_j	0,0	0,0	0,0	0,35	0,35	0,00	0,03	0,32	0,07	0,07	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05
Morri	Mois	-	-	-	Juil	aou	aou	Dec	Juil	Juil	aou	aou	aou	Juil	aou	aou	aou	aou	aou	Juil	-	-	-	-	-	-	-	
	Q_m	-	-	-	0,02	0,0	0,0	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	0,002	
	q_m	-	-	-	0,81	0,0	0,0	0,40	0,40	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	0,102	
	Q_j	-	-	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	0,0	
	q_j	-	-	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	0,0	

Du point de vue spatial, Le débit moyen mensuel d'étiage observé sur l'Oued El Ham (0,019 l/s/km²), qui draine des formations telliennes imperméables et 10 années sur 25 ont connu le tarissement de l'oued. De même pour l'Oued Ksob qui a enregistré un débit minimum mensuel de 0,019 m³/s soit 0,025 l/s/km², 07années sur 22 ont connu le tarissement total de l'Oued, soit une fréquence de 37%.

les débits moyens mensuels d'étiage les plus faibles sont observés sur: 0,015 m³/s (0,018 l/s/km²) à El Hai, 0,012 m³/s (0,011/s/km²) à El Abiod et 0,013 m³/s (0,019 l/s/km²) à Chéria. Les fréquences d'apparition de tarissement absolu sont 43%, 28% et 25% , respectivement. Ces valeurs sont significatives de la pénurie de l'écoulement dans cet espace semi-aride et des conditions climatiques très sévères.

Le débit moyen mensuel d'étiage observé sur l'Oued Chemoura est de 0,01 m³/s, soit 0,02 l/s/km². Ce débit relativement faible est dû aux conditions climatiques des grands étés chauds et secs et aux formations lithologiques alluvionnaires relativement perméables. (Guidoum, 2016) . 20 années sur 25 ont connu le tarissement total de l'Oued, soit une fréquence de 87%. De même pour l'Oued Morri qui a enregistré un débit minimum mensuel de 0,002 m³/s soit 0,102 l/s/km², 13 années sur 16 ont connu le tarissement total de l'Oued, soit une fréquence de 81%. L'Oued Reboa à enregistré 0,05 m³/s, soit 0,17l/s/km² avec 11 ans de tarissement sur 25 ans, soit une fréquence de 43 % .

Tableau III.9. La fréquence des débits minimums mensuels.

Oued		Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aoû
El Ham (n=25)	Nbr	11	0	2	1	1	0	0	1	1	0	0	8
	%	45	0	6	3	3	0	0	3	3	0	0	37
Ksob (n=22)	Nbr	7	1	2	1	1	0	0	0	0	0	1	9
	%	37	3	6	3	3	0	0	0	0	0	3	45
El Hai (n=25)	Nbr	6	6	0	0	0	0	0	0	0	0	5	8
	%	24	24	0	0	0	0	0	0	0	0	22	30
El Abiod (n=23)	Nbr	2	2	2	1	0	0	0	0	1	0	6	9
	%	8	8	8	4	0	0	0	0	4	0	22	46
Cheria (n=15)	Nbr	2	1	1	1	1	0	0	0	1	0	4	4
	%	16	8	8	8	8	0	0	0	8	0	22	22
Reboa (n=25)	Nbr	0	3	0	2	1	0	0	1	0	0	3	15
	%	0	12	0	8	4	0	0	4	0	0	12	60
Morri (n=16)	Nbr	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	5	10
	%	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	31	63
Chemorah (n= 25)	Nbr	0	0	1	0	0	0	1	1	0	3	12	7
	%	0	0	4	0	0	0	4	40	0	12	48	28

3.1.4.3. Débit fréquentiels d'étiage

Les constatations ci-dessus sont confirmées par les estimations des débits mensuels fréquentiels d'étiage obtenues par ajustement des séries observés à une loi de Log-normal (Exemple : Figures III.17 et III.18).

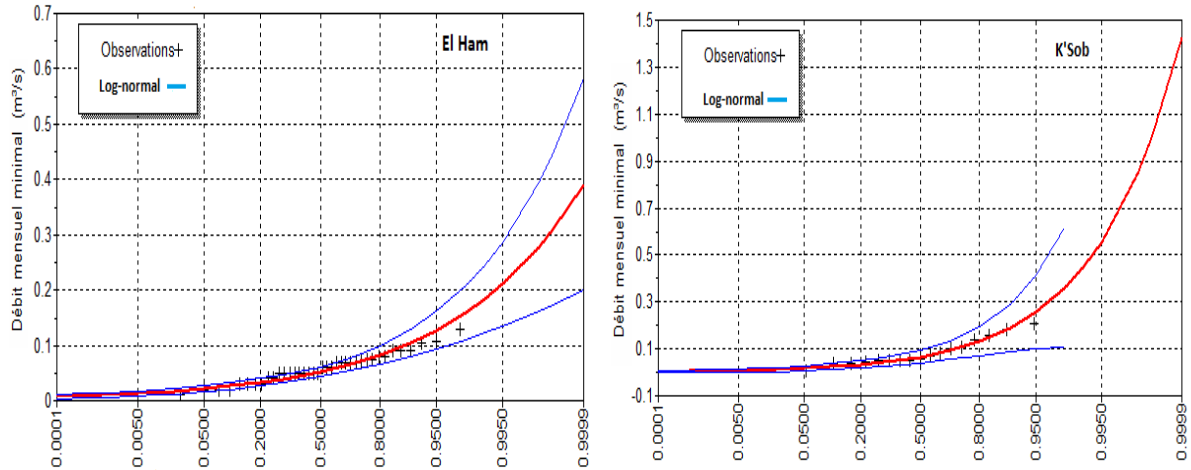


Figure III.17. Ajustements de loi Log-normal des séries de Débits Mensuels d'étiage de : El Ham et K'Sob.

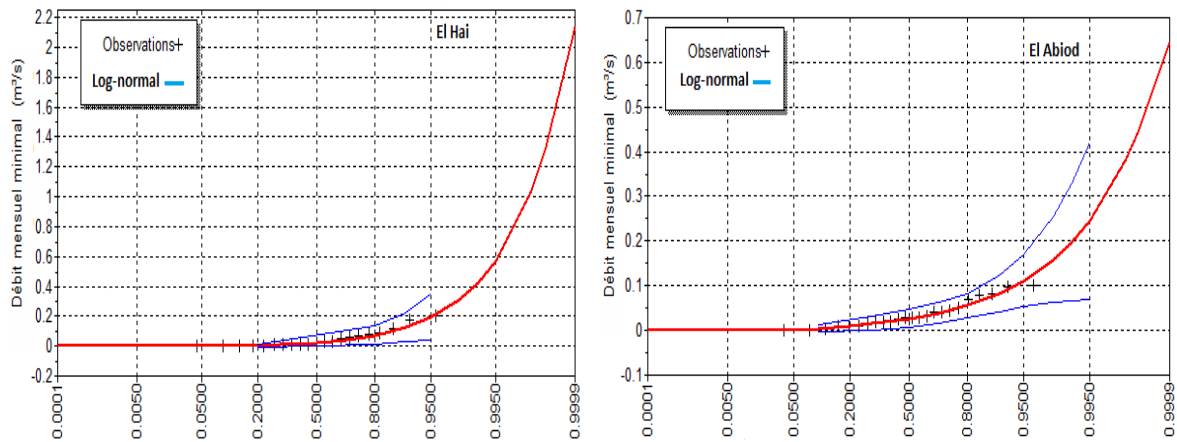


Figure III.18. Ajustements de loi Log-normal des séries de Débits Mensuels d'étiage de : El Hai et El Abiod.

3.2. MODÉLISATIONS DES DÉBITS DES CRUES (DÉBITS MAX)

L'intérêt de ce modèle issu de l'analyse des crues en vue d'une meilleure compréhension de la réponse hydrologique des bassins. Nous cherchons donc ici à connaître les caractéristiques du fonctionnement du modèle. Le tableau III.10., présente les quinze sous bassins versants étudiées et leurs caractéristiques morpho métriques (surfaces, Pluies, débits, coefficients de variation et débits fréquentsiels (Loi de Galton)).

Tableau III.10. caractéristiques morpho métriques des sous bassin versant étudiées.

Code Sous BV	Nom du Sous BV	Oued	Surface du bassin versant(S, Km²)	Pluie moyenne annuelle (P, mm)	Débit max moyen	Cv	Débit fréquentiel (Loi de Galton)							
							5	10	20	50	500	1000	5000	10000
05 11 01	Sidi Ouadah	Soubella	176	298.88	65.35	1.192	95.06	170.7	276.78	476.75	1426.1	1891.1	3439.4	4362.2
05 03 01	Ain El Hadjel	El Ham	2661	196.29	79.04	1.042	150	262	417	701.95	2004.9	2627.1	4658.6	5849.7
05 09 01	Medjez	Ksob	1331	225.58	191.26	0.9	302.9	479.34	700.2	1072.5	2532.6	3159.5	5049.6	6084.5
05 05 01	Rocad Sud	El Ham	5600	161.8	118.18	0.873	209.79	385.08	635.77	1117.7	3483.1	4668.2	8612.7	9764.4
05 08 01	Ced Fegues	Lougmane	334	171.38	120.43	0.98	198.56	348.1	553.34	932.14	2666	3494.5	6201.5	7789.3
06 12 01	El Kantra	El Hai	1170	229	110.84	0.884	178.77	283.91	415.93	639.18	1519.4	1898.7	3045.6	3675.1
06 23 08	Ain Babouche	Chéria	785	184.21	88.33	0.669	153.88	248.48	369.06	575.98	736.79	1779.3	2903	3526.7
06 13 01	Djemorah	Djemorah	595	136.71	89.19	0.699	140.02	207.56	287.27	414.09	865.27	1045.9	1563.6	1834.8
06 18 11	Mellegu	Ktefessouda	2098	430	82.26	0.67	122.47	173.41	231.08	319.2	612.14	723.77	1032.5	1189.2
06 15 02	M'Chounech	El Abiod	1050	416	103.46	0.657	159.68	229.05	308.53	431.37	847.64	1008.5	1457.9	1688.1
07 04 04	Morri	Morri	24.5	271.78	63.3	1.206	92.93	155.62	238.18	384.94	1009.3	1293.9	2190.9	2701.2
07 05 01	Chemorah	Chemorah	765	367	121.285	0.475	184.1	250.72	323.54	431.05	768.52	891.78	1222.6	1386
07 04 03	Reboa	Reboa	296	359.37	137.83	0.44	202.75	306.19	430.33	631.1	1365.4	1665.3	2537.3	2999.9
07 04 01	Timgad Gue	Soultez	194	279.32	99.71	0.746	170.07	268.14	390.48	596.03	1397.7	1740.5	2771.2	3334.1
07 07 02	Foum El Gueiss	Gueiss	144	201.01	30.55	0.97	50.47	83.27	125.78	200.19	510.66	649.86	1083.4	1327.4

3.2.1. Modélisations des débits des crues fréquentsiels

Le modèle de calcul des débits max fréquentsiel proposé pour les cours d'eau de la zone d'étude est basé sur les propositions suivantes :




1.La bonne adéquation des données empiriques (données d'observation) à la loi de distribution théorique (loi log-normale) pour tous les échantillons (15 échantillons) des débits max permet de supposer que cette loi est valable en tous les points de l'espace des bassins versants de la zone d'étude.

2.Selon Dubreuil (Dubreuil.1974), le meilleur ajustement est donné par la loi log normale loi dissymétrie recommandée pour régimes subdésertiques et désertiques.

La loi de répartition Log normale(Galton) des débits max et période de retour T est retenue comme modèle et est présentée par la formule suivante :

$$Q_T = \frac{\bar{Q}}{\sqrt{cv^2 + 1}} \exp \left[u \cdot \sqrt{\ln(cv^2 + 1)} \right] \tag{III.5}$$

Avec :

-  Q_T : débit max de période de retour T (m³ /s).
-  \bar{Q} : Moyen annuel des débits max (m³ /s).
-  Cv : coefficient de variation

u : variable réduite de Gauss. En fonction de la fréquence ou de la période de retour.

Le débit \bar{Q} sera remplacé par $(\bar{q}_{max} \cdot s)$, Avec :

\bar{q}_{max} : Moyen annuel des débits spécifiques maximaux (m³/s).

S : Surface du bassin versant Km².

3.2.2. Détermination des paramètres \bar{q}_{max} et Cv du modèle

3.2.2.1. Détermination du débit spécifique \bar{q}_{max}

Plusieurs auteurs relient le débit spécifique maximum q à un seul argument qui est souvent la surface du bassin versant. L'expérience montre que les Eaux mettent plus de temps pour ce concentrer dans leur émissaire que le bassin est plus vaste et la pluie et la neige n'atteignent généralement leur maximum sur toute l'étendue du bassin versant à la fois. Le débit spécifique de crue q est fonction principalement de l'étendu du bassin versant et y inversement proportionnelle. Ceci veut dire que le débit maximum de crue croit moins vite que le surface du bassin versant.

L'extrapolation de ces modèles vers les régions arides et semi-arides de l'Algérie confirme la décroissance du débit spécifique maximum avec la diminution de l'air du bassin versant. (Fig.III.19)

Tableau III.11. Calcul q_{max} .

Code	Sous BV	Oued	S(Km ²)	S+I(Km ²)	Q (m ³ /s)	q =Q/S
05 11 01	Sidi Ouadah	Soubella	176	177	65.35	0.371
05 03 01	Ain El Hadjel	El Ham	2661	2662	79.04	0.030
05 09 01	Medjez	Ksob	1331	1332	191.26	0.144
05 05 01	Rocad Sud	El Ham	5600	5601	118.18	0.021
05 08 01	Ced Fegues	Lougmane	334	335	120.43	0.361
06 12 01	El Kantra	El Hai	1170	1171	110.84	0.095
06 23 08	Ain Babouche	Chéria	785	786	88.33	0.113
06 13 01	Djemorah	Djemorah	595	596	89.19	0.150
06 18 11	Mellegu	Ktefessouda	2098	2099	82.26	0.039
06 15 02	M'Chounech	El Abiod	1050	1051	103.46	0.099
07 04 04	Morri	Morri	24.5	25.5	63.3	2.584
07 05 01	Chemorah	Chemorah	765	766	121.285	0.159
07 04 03	Reboa	Reboa	296	297	137.83	0.466
07 04 01	Timgad Gue	Soultez	194	195	99.71	0.514
07 07 02	Foum El Gueiss	Gueiss	144	145	30.55	0.212

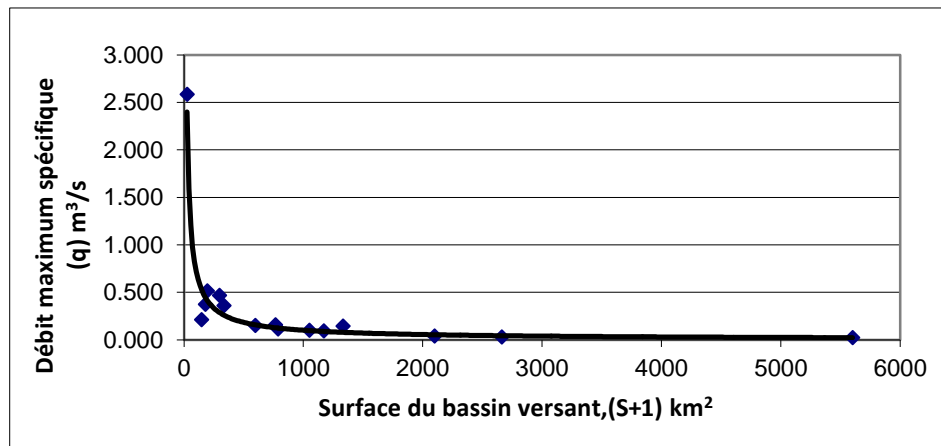


Figure III.19. Relation entre le débit spécifique moyen $max(Q_M)$, la surface de bassin (S) et (S+I).

3.2.2.2. Détermination du coefficient de variation Cv

L'expérience hydrologiques montre que la variation territoriale ou spatiale de plusieurs paramètres de l'écoulement (crue, étiage, etc) est le résultat de l'interaction de plusieurs facteurs physico géographiques et climatiques d'une zone géographique donnée. Il est donc possible d'interpoler les valeurs mesurées dans les sites des stations hydrométriques. Les premières méthodes de détermination du coefficient de variation en absence de données de mesure sont les formules et les relations empiriques (Gorochkov , 1979).

L'analyse de la relation entre le coefficient de variation , le débit spécifique maximum et la surface du bassin versant (Fig.III.20), montre que les points s'alignent bien autour de la droite d'ajustement cette corrélation est traduite par une simple relation de type exponentiel suivante :

$$Cv/q = 0.1224 \exp^{1.3817 \log(S+I)} \tag{III.6}$$

Donc: $Cv = 0.12 q_{max} \exp^{1.38 \log(S+I)} \tag{III.7}$

Tableau III.12. détermination le rapport (Cv/q) et Log(S+1).

Code	Sous BV	Oued	Cv	q _{max}	Cv/q	(S+1)	Log(S+1)
05 11 01	Sidi Ouadah	Soubella	1.192	0.371	3.21	177	2.248
05 03 01	Ain El Hadjel	El Ham	1.042	0.047	21.98	2662	3.425
05 09 01	Medjez	Ksob	0.9	0.080	11.22	1332	3.125
05 05 01	Rocad Sud	El Ham	0.873	0.027	32.38	5601	3.748
05 08 01	Ced Fegues	Lougmane	0.98	0.229	4.29	335	2.525
06 12 01	El Kantra	El Hai	0.884	0.088	10.00	1171	3.069
06 23 08	Ain Babouche	Chéria	0.669	0.120	5.59	786	2.895
06 13 01	Djemorah	Djemorah	0.699	0.148	4.73	596	2.775
06 18 11	Mellegu	Ktefessouda	0.67	0.057	11.80	2099	3.322
06 15 02	M'Chounech	El Abiod	0.657	0.096	6.84	1051	3.022
07 04 04	Morri	Morri	1.206	0.684	1.76	25.5	1.407
07 05 01	Chemorah	Chemorah	0.475	0.122	3.89	766	2.884
07 04 03	Reboa	Reboa	0.44	0.251	1.76	297	2.473
07 04 01	Timgad Gue	Soultez	0.746	0.345	2.16	195	2.290
07 07 02	Foum El Gueiss	Gueiss	0.97	0.432	2.25	145	2.161

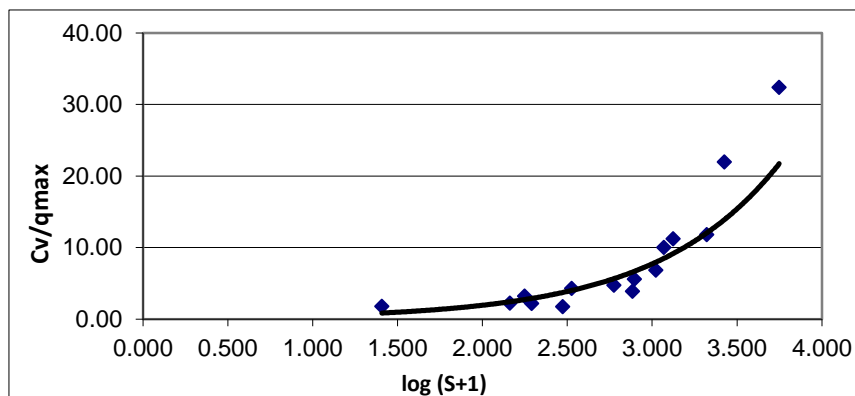


Figure III.20. relation entre le coefficient de variation $\frac{Cv}{q_{\max}}$ et $\text{Log}(S+1)$.

Les analyses et résultats obtenus plus haut permettent de proposer une formule de calcul des débits de crues maximaux instantanés fréquentiels d'eau non jaugés des zones semi-arides et arides de l'Algérie. Cette formule est basée sur la distribution log-normale, distribution généralisée pour toutes ces régions et incluant les principaux paramètres (surface du bassin versant et débit spécifique maximum) intervenant dans la genèse de crues.

$$Q_f = \frac{\overline{q_{\max}} \cdot S}{\sqrt{Cv^2 + 1}} e^{u \sqrt{\ln(Cv^2 + 1)}} \quad (\text{III.8})$$

3.2.3. Comparaison entre les valeurs de crues calculées et modélisées

Le tableau III.13., résume la comparaison entre les valeurs de crues calculées et mesurées. Cette comparaison montre que les valeurs de crues modélisées se rapprochent à celles mesurées, En moyenne l'erreur de calcul ne dépasse pas 19%.

Nous tenons à préciser que vu la variation très élevée des débits de pointe (de quelques dizaines à quelques milliers de m^3/s) d'ailleurs, ce qui caractérise les cours d'eau des zones arides et semi-arides de l'Algérie, en hydrologie, l'écart en 15-20% sur la moyenne d'un échantillon de débit de crue est admissible (Garachkov, 1979). La relation établie peut être retenue pour déterminer les crues des oueds non jaugés des zones semi-arides et arides en Algérie.

Tableau III.13. Comparaison entre les valeurs de crues calculées et modélisées.

Code Sous BV	Période de retour T		5 ans		10 ans		20 ans		50 ans		100 ans		500 ans		1000 ans	
	Nom du Sous BV	Oued	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s	débit observé, QT, m3/s	débit calculé, QT, m3/s
05 11 01	Sidi Ouadah	Soubella	95.06	144.96	170.7	241.03	276.78	365.95	476.75	585.82	685.02	801.96	1426.1	1515.07	1891.1	1931.29
05 03 01	Ain El Hadjel	El Ham	150	258.54	262	368.53	417	493.06	701.95	684.46	993.28	851.98	2004.9	1327.49	2627.1	1572.24
05 09 01	Medjez	Ksob	302.9	225.86	479.34	334.43	700.2	461.64	1072.5	663.79	1425	845.90	2532.6	1382.25	3159.5	1667.10
05 05 01	Rocad Sud	El Ham	209.79	296.58	385.08	406.58	635.77	526.82	1117.7	705.40	1627.9	857.15	3483.1	1271.95	4668.2	1478.67
05 08 01	Ced Fegues	Lougmane	198.56	168.24	348.1	269.57	553.34	397.02	932.14	614.13	1319.6	821.70	2666	1482.07	3494.5	1856.11
06 12 01	El Kantra	El Hai	178.77	220.06	283.91	328.20	415.93	455.74	639.18	659.71	851.13	844.45	1519.4	1392.42	1898.7	1685.16
06 23 08	Ain Babouche	Chéria	153.88	202.67	248.48	309.16	369.06	437.33	575.98	646.44	774.91	839.08	736.79	1423.21	1779.3	1741.10
06 13 01	Djemorah	Djemorah	140.02	191.08	207.56	296.14	287.27	424.40	414.09	636.58	528.37	834.42	865.27	1443.64	1045.9	1779.49
061801	Mellegu	Ktefessouda	122.47	247.04	173.41	356.70	231.08	482.31	319.2	677.57	395.9	850.15	612.14	1346.17	723.77	1604.20
06 15 02	M'Chounech	El Abiod	179.68	215.26	229.05	323.01	308.53	450.77	431.37	656.21	539.35	843.14	847.64	1400.88	1008.5	1700.34
07 04 04	Morri	Morri	92.93	86.23	155.62	160.18	238.18	266.37	384.94	472.45	529.07	692.58	1009.3	1503.03	1293.9	2020.04
07 05 01	Chemorah	Chemorah	194.1	201.57	250.72	307.94	323.54	436.13	431.05	645.54	521.88	838.68	768.52	1425.16	891.78	1744.70
07 04 03	Reboa	Reboa	202.75	163.69	306.19	264.11	430.33	391.21	631.1	609.08	814.6	818.47	1365.4	1489.18	1665.3	1871.25
07 04 01	Timgad Gue	Soultez	170.07	148.36	268.14	245.30	390.48	370.72	596.03	590.36	790.12	805.38	1397.7	1510.87	1740.5	1920.77
07 07 02	Foum El Gueiss	Gueiss	54.47	138.11	83.27	232.31	125.78	356.08	200.19	576.16	272.87	794.39	510.66	1522.66	649.86	1951.72
			163.03	193.88	256.77	296.21	380.22	421.04	594.94	628.25	804.60	822.63	1449.70	1429.07	1902.53	1768.28
			18.9		15.4		10.7		5.6		2.2		-1.4		-7.1	

3.3. ETUDE DES DEBITS ET DES HYDROGRAMME DE CRUE

3.3.1. Méthodologie

L'étude des hydrogrammes est basée sur les données des débits enregistrées à plusieurs stations hydrométriques du bassin de la zone d'étude. En raison de son rôle primordial dans l'établissement de l'hydrogramme unitaire synthétique (HUS), il est nécessaire de rappeler la théorie de l'hydrogramme unitaire (HU). La théorie de l'hydrogramme unitaire repose sur les hypothèses suivantes :

- La pluie nette est uniforme sur le bassin versant et constante dans le temps ;
- Les caractéristiques de l'HU sont invariables dans le temps - la durée de l'hydrogramme de ruissellement direct (temps de base) est constante et indépendante de l'intensité de pluie ;
- La réponse du bassin versant aux pluies est linéaire : pour une même durée de référence τ , les ordonnées de l'HU sont proportionnelles au volume de la pluie nette ;
- L'hydrogramme unitaire reflète l'ensemble des caractéristiques physiques du bassin versant.

3.3.2. Établissement des hydrogrammes unitaires

Il est évident que la superposition des hydrogrammes unitaires réduits d'un bassin versant, obtenus ainsi pour toutes les crues jugées unitaires fournit, par considération des ordonnées médianes ou moyennes, un hydrogramme type (figures III.21 à III.23. en noire) qui peut être considéré comme une caractéristique hydraulique de ces bassins.

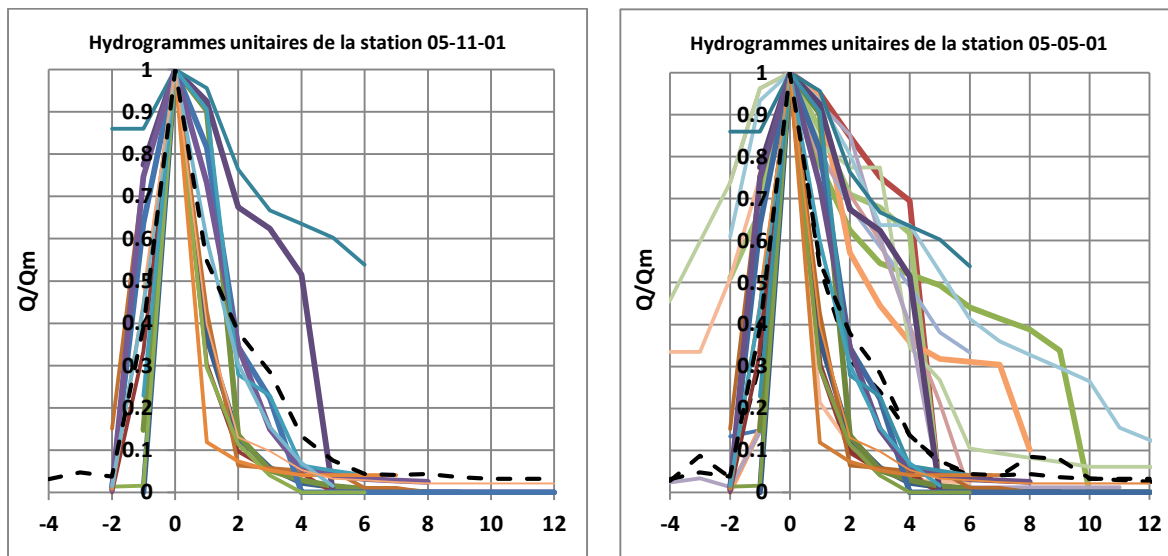


Figure III.21. Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 051101 et 050501.

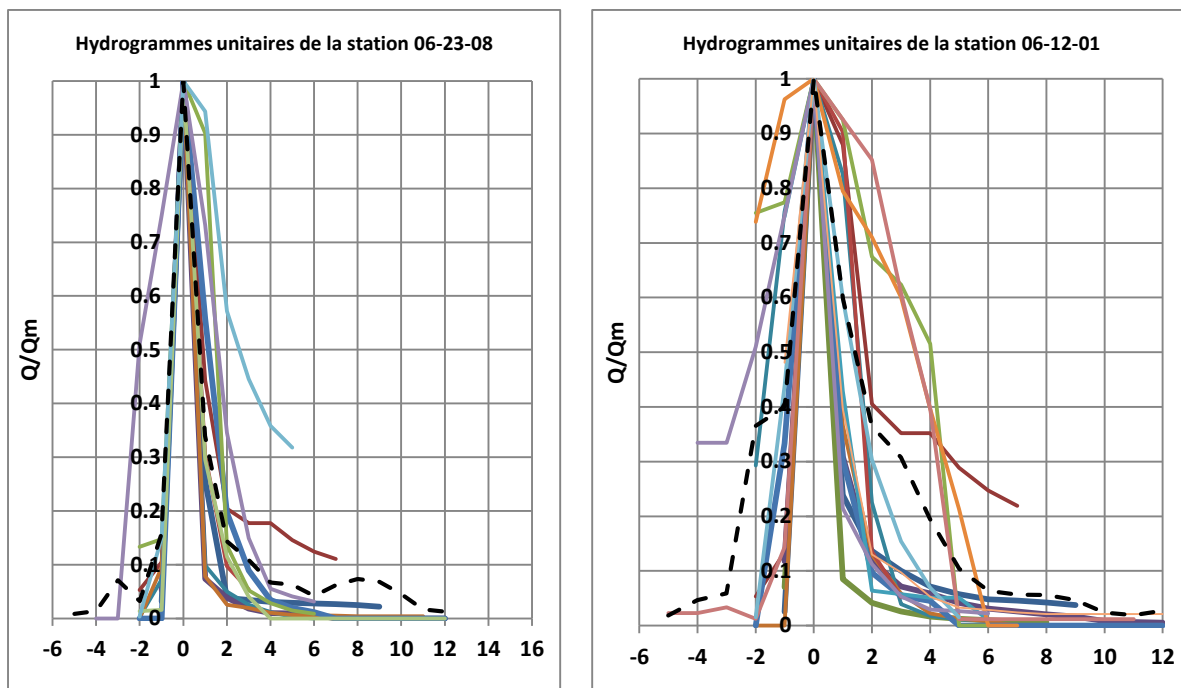


Figure III.22. Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 062308 et 061201.

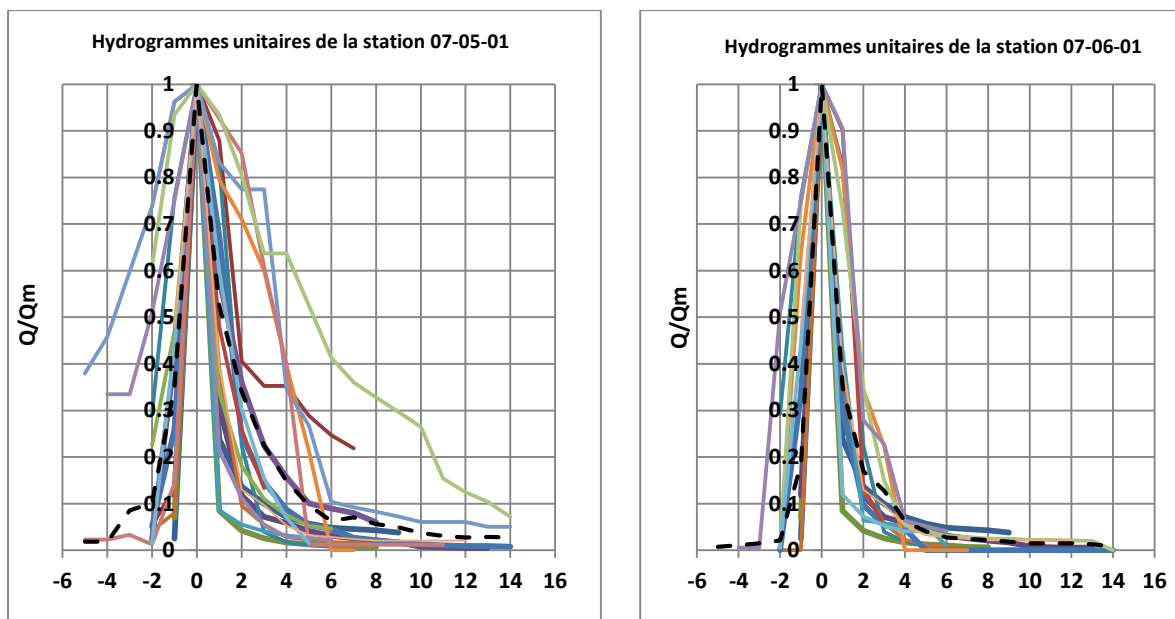


Figure III.23. Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 070501 et 070601.

3.3.3. Détermination des paramètres de l'hydrogramme de crue

3.3.3.1. Débit de pointe de crue

La valeur du débit de pointe (débit max.) qui est incluse dans le modèle de l'hydrogramme (III.8) peut être calculée par la formule des crues (III.9) proposée plus haut :

$$Q_T = \frac{\bar{Q}}{\sqrt{Cv^2 + 1}} \exp \left[u \cdot \sqrt{\ln(Cv^2 + 1)} \right] \quad (\text{III.9})$$

$$Cv = 0.12 \bar{q}_{\max} \exp^{1.381 \log(S+1)} \quad (\text{III.10})$$

Avec :

S : Surface du bassin versant [km^2] .

\bar{q}_{\max} : Débit max spécifique ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)

Cv : Coefficient de variation

3.3.3.2. Temps de montée de l'hydrogramme de crue

Le temps de montée des crues des cours d'eau et des oueds de l'Algérie varie de 4 – 8 heures jusqu'à 24 heures pour les bassins versants inférieurs à 600 km^2 , de 12 – 24 heures à 5 jours – pour les bassins versant allant jusqu'à $3000 - 6000 \text{ km}^2$ et de 2 – 4 jours à 10 jours pour les grands bassins versants (supérieur à 6000 km^2). Le temps de montée de la crue t_p est définit en fonction de la durée de pluie t et du lag time t_{lag} (délai de réponse ou délai d'activation du bassin versant). (Boutoutaou et Zeggane, 2015).

Si en se référant sur la théorie de l'hydrogramme unitaire, qui stipule que le temps de montée est constant et égal à une valeur limite inférieure ($t_p = \lim t$) d'une part et que lorsque la période de récurrence de la crue augmente, le temps de réponse du bassin en crue diminue jusqu'à une valeur seuil correspondant approximativement à un temps minimum ($t_{lag} = \lim t$) d'activation du bassin versant de l'autre part, il est possible de faire l'hypothèse que cette valeur limite correspond au temps de concentration du bassin et que la limite d'activation de chaque bassin est obtenu des crues de période de retour 5 – 10 ans :

$$t_p \approx t_{lag} \approx t_c \quad (\text{III.11})$$

Le temps de concentration t_c est fonction essentiellement des caractéristiques physiographiques des bassins versants. Pour les conditions physiographiques des bassins de l'Algérie, le temps de concentration est présenté par la relation suivante (Boutoutaou et Zeggane, 2015).

$$t_c = 1.7 \left(\frac{SL}{\sqrt{I}} \right)^{0.19} \quad (\text{III.12})$$

Avec :

t_c : Temps de concentration en heure.

S : Surface du bassin versant en Km^2 .

L : Longueur du cours d'eau en km.

I : Pente du cours d'eau en %.

La formule de calcul du temps de concentration (III.12) est valable pour les sous bassins du cours de la zone d'étude.

3.3.3.3. Coefficient de forme k de l'hydrogramme de crue

Le coefficient de forme k étant égal au rapport du débit moyen ruisselé de l'hydrogramme au débit de pointe ruisselé :

$$k = \frac{Q_{moy}}{Q_p} \quad (III.13)$$

Le paramètre de forme k conditionne l'allure de la courbe de décrue de l'hydrogramme. Pour les cours d'eau de la zone d'étude, ce coefficient varie essentiellement entre 0,2 et 0,5.

Nous recommandons de calculer la valeur de k par la formule proposée dans les travaux de (Boutoutaou et Zeggane, 2015) qui est la suivante :

$$k = 0.0102(S + 1)^{0.43}0.15 \quad (III.14)$$

La qualité de simulation par le modèle proposé a été basée sur la comparaison des hydrogrammes mesurés à ceux calculés par l'hydrogramme synthétique type Galton. Les valeurs calculés et mesurés de quelques hydrogrammes de crues des sous de la zone d'étude sont présentées dans les figures III.24 à III.26. La relation entre ces valeurs calculées et mesurés est bonne et est traduite par un coefficient de corrélation variant entre 0,81 et 0,96.

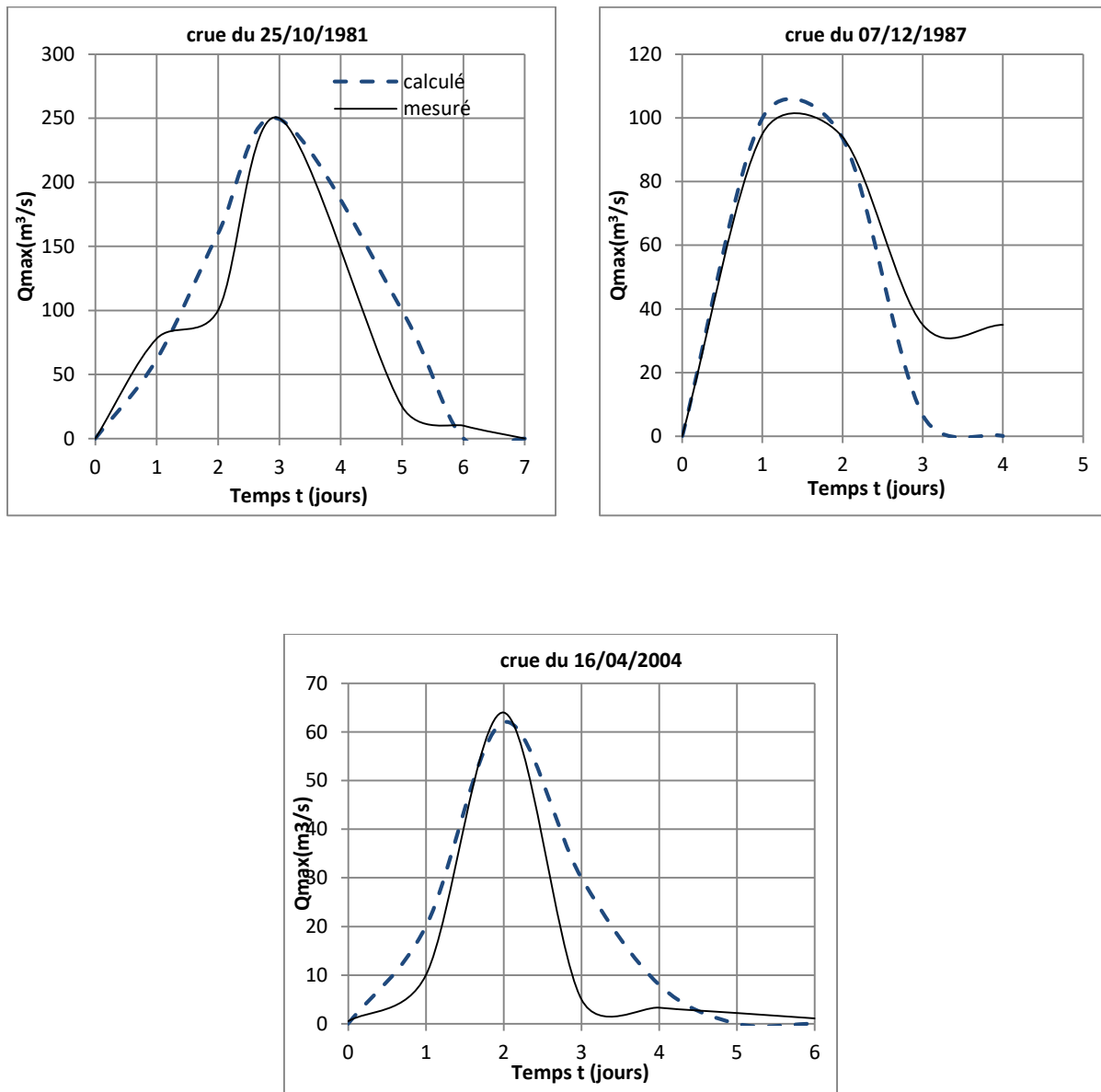


Figure III.24. Quelques hydrographes de crue mesurés et calculés à la station Sidi ouadah (051101).

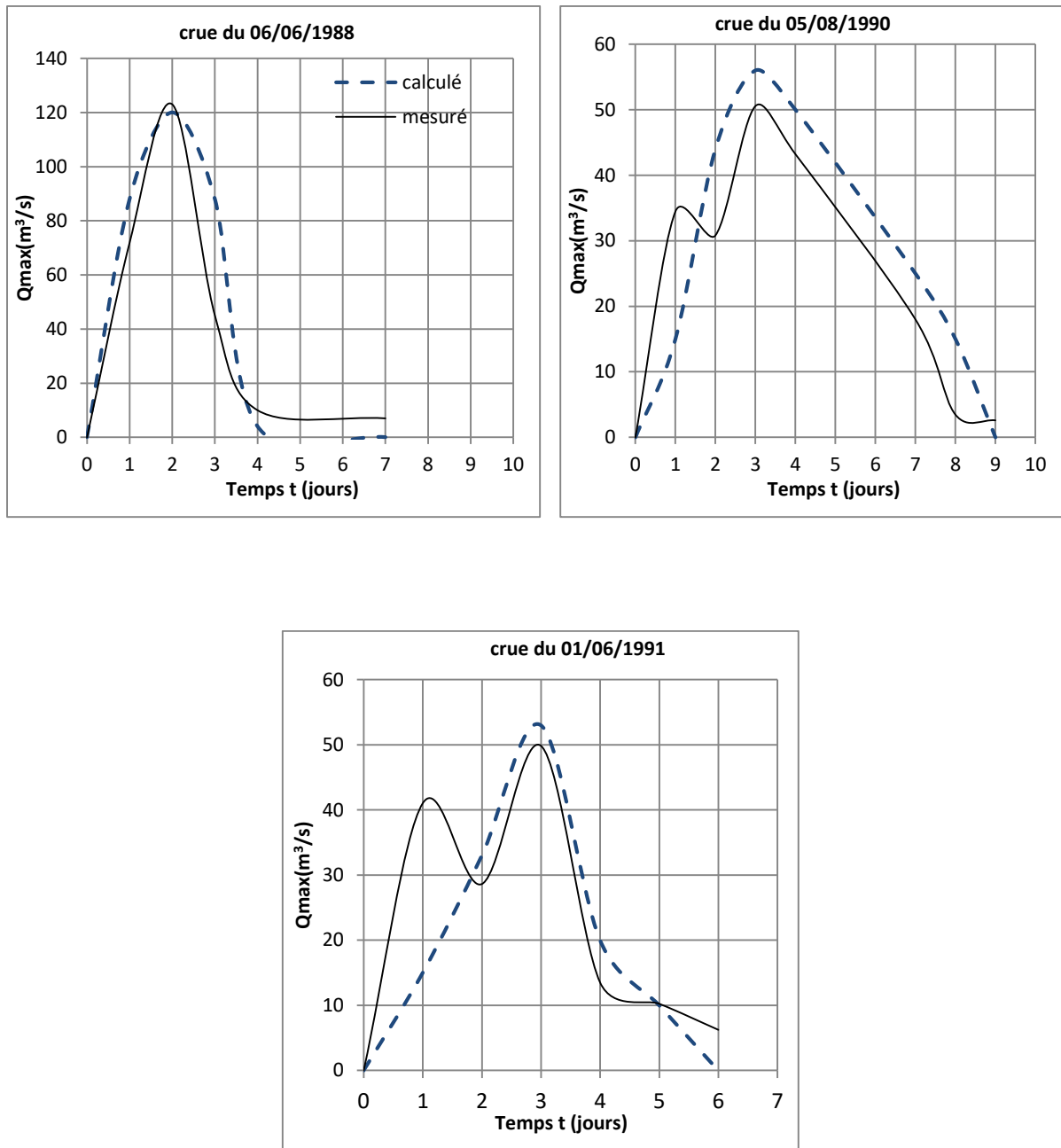


Figure III.25. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Ain babouche (062308).

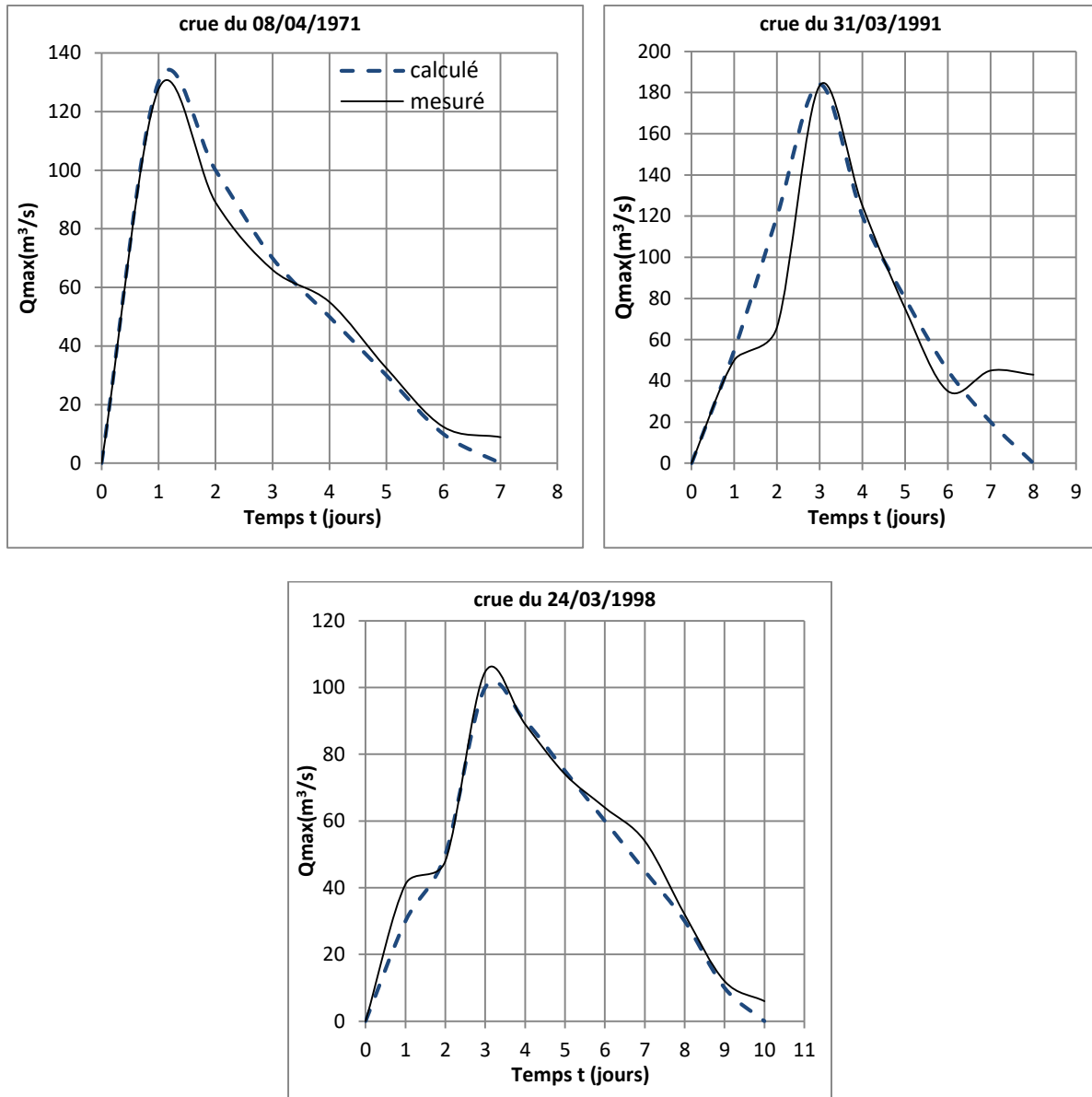


Figure III.26. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Chemorah (070501).

3.4. TRAITEMENT STATIQUE ET MODELISATION DES DEBITS DE CRUES

3.4.1. Analyse spatio-temporelle des précipitations extrêmes et inondations dans la région semi-aride d'Algérie et son application à la régionalisation (Cas d'oued de Chemorah)

3.4.1.1. Collecte et analyse d'échantillons

Le bassin versant de Oued Chemorah compte sept (7) stations pluviométriques. Ces stations sont réparties de manière relativement homogène, en particulier dans le bassin supérieur et le caractère montagneux le plus humide (Fig.III.27). Aux fins de l'étude, nous avons également utilisé les six (6) autres stations de précipitations autour du bassin. Toute étude climatique ou hydrologique est basée sur l'exploitation d'ensembles de données collectés pendant des périodes plus longues ou plus courtes, continues ou discontinues. Les

méthodes statistiques d'analyse de ces séries nécessitent l'homogénéité de leurs composants, il est donc nécessaire, avant toute utilisation des variables pluviométriques, de contrôler la qualité en utilisant des outils statistiques et graphiques, afin de réduire les erreurs systématiques qui peuvent les affecter. La méthode des "doubles accumulations" est la plus utilisée et la courbe de double masse est obtenue sur les totaux cumulés annuels des abscisses de la station de base, et les totaux cumulés annuels ordonnés de la station vérifient, si les points sont distribués linéairement, nous concluons que la série est homogène, cependant, il apparaît une ou plusieurs ruptures dans la distribution des points, la série n'est pas homogène. L'homogénéisation de cette série sera faite en assignant la valeur du rapport de patch, le cas échéant, m/m ou m'/m, les totaux annuels sont considérés comme faux (Dubreuil.1974). Le bassin de l'Oued Chemorah, avec une superficie de 741 km², dispose de quatre (4) stations de jaugeage: Reboa, Timgad, Morri et Chemorah (Fig.III.27), qui contrôlent les sous-bassins des mêmes noms. L'étalonnage du réseau hydrométrique développé par l'ANRH s'est traduit par un enregistrement journalier des rejets de toutes les hauteurs d'eau collectées.

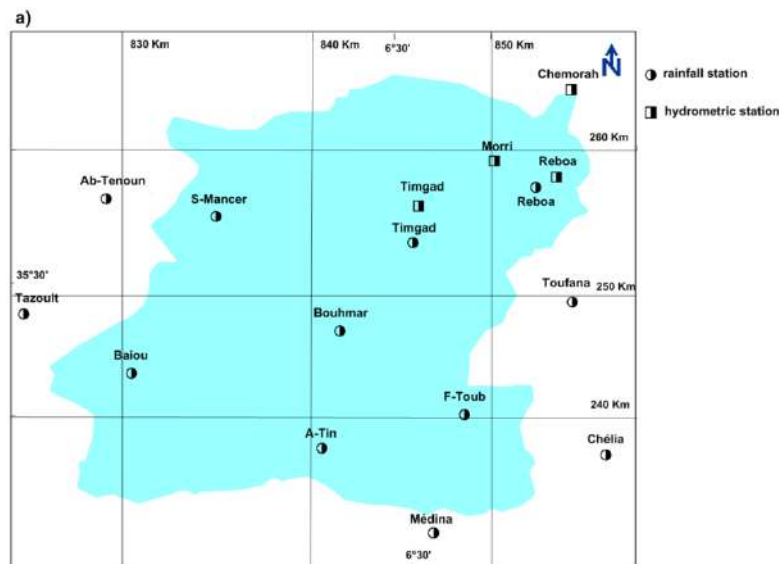


Figure III.27. l'équipement hydropluviométrique de la zone d'étude d'oued Chemorah.

3.4.1.2. Explorer plusieurs variables

A. Le cluster *k*-Medoids (The *k*-Medoids Clustering)

Le regroupement est le processus de regroupement d'un ensemble d'objets en classes ou en grappes de sorte que les objets d'une grappe présentent une similarité les uns par rapport aux autres, mais sont différents des objets d'autres grappes (Han et al., 2001). K-means clustering (MacQueen, 1967) et Partitioning Around Medoids (PAM) (Kaufman et Rousseeuw, 1990) sont des techniques bien connues pour effectuer un clustering non-hiérarchique. La classification K-means trouve les *k* centroïdes, où la coordonnée de chaque centroïde est le moyen des coordonnées des objets dans la grappe et assigne chaque objet au centroïde le plus proche.

Le clustering k-medoids est très similaire à k-means (MacQueen, 1967), et la différence majeure entre eux est que: alors qu'un cluster est représenté avec son centre dans l'algorithme k-means, il est représenté avec l'objet le plus proche de le centre du cluster dans le cluster k-medoids. Le clustering de k-medoids est plus robuste que k-means en présence de valeurs aberrantes. PAM (Partitioning Around Medoids) est un algorithme classique pour le clustering k-medoids. L'algorithme k-means fait partie de la distribution de base dans R (environnement logiciel pour le calcul statistique et les graphiques), donné par la fonction Kmeans. L'algorithme K-medoids est implémenté par la fonction PAM (Partitioning Around Medoids) dans le cluster de packages (en utilisant le logiciel R). Les démons pour chaque cluster sont calculés en trouvant l'objet i dans le cluster qui minimise

$$\sum_{j \in C_i} d(i, j) \quad (\text{III.15})$$

Avec : C_i est le cluster contenant l'objet i et $d(i, j)$ est la distance entre les objets i et j .

B. Partitionnement sur les Medoids –PAM-(Partitioning About Medoids)

Partitionnement sur le medoids (PAM) regroupe aussi des objets autour de k medoids, où k est spécifié à l'avance. Dans chaque itération, l'objet médoide i et l'objet non médoide j sont sélectionnés pour produire le meilleur regroupement lorsque leurs rôles sont inversés. La fonction objectif utilisée est la somme des distances de chaque objet au médoide le plus proche. Comme cette phase de recherche de l'algorithme est lente, l'ensemble initial de médoids est construit dans une phase de construction gloutonne. En commençant par un ensemble vide de medoids, les objets sont ajoutés un à la fois jusqu'à ce que k medoids aient été sélectionnés. A chaque étape, le nouveau médoide est sélectionné de manière à minimiser la fonction objectif (Reynolds, 2006).

C. Méthode de la Ward(WARD'S METHOD)

La méthode de Ward (Ward, 1963) est une procédure hiérarchique agglomérative, où les groupes qui contiennent un petit nombre de vecteurs de données sont joints et il est fortement biaisé lorsque le nombre de groupes est égal au nombre de données. La procédure considère tout d'abord que chaque vecteur de données est un cluster par lui-même, puis ces clusters fusionnent un par un jusqu'à ce que tous les vecteurs de données appartiennent à un seul cluster. Le critère de fusion dans la méthode de Ward est de minimiser la somme des déviations carrées dans un groupe nouvellement formé. Par conséquent, la distance entre les groupes est donnée par l'augmentation de la somme des déviations carrées (Lin et Chen, 2005). L'algorithme se termine lorsque toutes les données appartiennent à un seul cluster. Par conséquent, le processus de clustering peut être représenté comme un arbre. W est défini comme:

$$w = \sum_{k=1}^K \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^{N_k} d^2(x_{ij}^k - x_{cj}^k) \quad (\text{III.16})$$

Avec : d est la métrique utilisée, K est le groupe formé, n est le vecteur de données, NK représente le nombre de vecteur de données dans le groupe k , x_{ijk} est la valeur remise à l'échelle de l'attribut j dans le vecteur de données i affecté au groupe k , et x_{cjk} est le centre du cluster pour le cluster k . Selon Rao y Srinivas (2006a), l'utilisation de l'algorithme de Ward est fiable pour obtenir des régions homogènes car il peut récupérer la structure de la grappe. Cependant, les auteurs reconnaissent que l'algorithme ne peut pas réattribuer les vecteurs de données qui ont été mal classés lors des premières étapes de l'analyse. (Pelczer, 2007).

D. Le coefficient de corrélation cophénétique (Cophenetic Correlation Coefficient)

Afin de valider les clusters obtenus, plusieurs indices ont été utilisés. Le coefficient de corrélation cophénétique (CCP) est utilisé uniquement pour l'algorithme hiérarchique. Le CCP mesure dans quelle mesure la structure arborescente obtenue reflète les relations entre les données d'entrée multidimensionnelles. Une valeur de 0,8 est considérée comme un bon regroupement, car elle garantit une légère distorsion de la structure d'origine dans les données d'entrée (Rao et Srinivas, 2006a). Cependant, le CCP n'est pas toujours réalisé car le degré de distorsion ne peut pas être fixé, donc un chiffre proche de (1) est une bonne valeur. (Pelczer, 2007).

3.4.1.3. Le clustering de K-Medoids et les algorithmes de Ward (The K-Medoids clustering and Ward's algorithms)

Le clustering de K-Medoids et les algorithmes de Ward ont été appliqués à cinq expériences et les clusters ont été validés en utilisant le CCP pour Ward, et la largeur de Silhouette avec pam () et pamk ().

La base de temps pour les données était mensuelle et les données étaient définies comme suit: (1) Précipitation moyenne; (2) écart-type; (3) l'asymétrie, (4) le coefficient de variation, (5) le débit journalier maximal annuel; (6) Altitude. Les statistiques des précipitations à 12 stations pluviométriques sont combinées de diverses manières pour effectuer une analyse de groupement. Le bassin de la rivière Chemorah, d'une superficie de 741 km², compte quatre (4) stations de jaugeage: Reboa, Timgad, Morri et Chemorah qui contrôlent les sous-bassins des mêmes noms. Actuellement, trois (3) stations de jaugeage opèrent dans le bassin, il s'agit de stations permanentes: Reboa et Chemorah et la station secondaire Morri; La station de Timgad a été abandonnée après seulement trois (3) ans d'opération. Pour les deux premières stations, les niveaux d'eau ont été enregistrés à l'aide d'un enregistreur de niveau d'eau, et les débits instantanés étaient élevés avec un déversoir; Alors que la station de Morri est seulement équipée d'un indicateur de niveau. Statistiques Le débit journalier maximal à 03 stations de débit est combiné de différentes manières pour effectuer une analyse de cluster. Nous utilisons chaque station de jaugeage avec des stations de précipitations associées. Les combinaisons d'attributs sont répertoriées dans le tableau III.14.

Tableau III.14. Combinaisons d'attributs pour les données de précipitations et de débit.

Attributes	Combinaisons			
	MSQ	MGA	MSCQA	MCQA
Précipitation moyenne (M)	x	x	x	x
écart-type (S)	x		x	
l'asymétrie (G)		x		
coefficient de variation (C)			x	x
Annual maximum daily flow (Q)	x		x	x
Altitude (A)		x	x	x

Les résultats de l'analyse par grappes pour les premières combinaisons sont présentés dans le tableau III.15. Chaque expérience était à savoir k pour K-Medoids et w pour la méthode de Ward.

Tableau III.15. Nombre de clusters obtenus en appliquant l'algorithme de K-Medoids et de Ward aux quatre expériences définies.

Station	Name	1k	1w	2k	2w	3k	3w	4k	4w
070303	Tazoult	1	1	2	1	2	1	1	1
070304	AB-Tenoun	2	2	1	2	1	1	1	2
070403	Reboa	3	2	2	2	3	2	2	2
070405	A-Tin	3	3	2	2	2	1	2	2
070406	F-Toub	2	2	2	1	1	1	2	2
070407	Baiou	3	3	3	2	2	2	2	3
070408	Buohmar	2	2	3	3	2	2	1	1
070409	Timgad	1	1	2	2	3	3	2	2
070410	S-Mancer	2	2	1	3	3	2	1	1
070605	Toufana	1	1	2	2	1	1	2	2
070606	Chélia	3	3	2	2	1	1	2	2
061503	Médina	2	2	3	3	1	1	2	1

En utilisant le $CN = 2$, les stations météorologiques Reboa, Bouhmar et Timgad sont un bon indicateur de la véracité de la régionalisation; entouré par la ville. La principale différence entre les expériences était l'utilisation de la moyenne. Ce résultat est raisonnable puisque l'utilisation de valeurs moyennes implique de masquer des valeurs maximales et minimales, ce qui peut permettre une régionalisation différente du bassin. Le tableau III.16. illustre la validation de l'analyse de la grappe à l'aide des indices décrits précédemment.

3.4.2. Validation

3.4.2.1. La largeur de la silhouette (The Silhouette width)

l'algorithme PAM est inefficace pour la mise en grappe de grandes données, l'algorithme CLARA est une technique améliorée de PAM en dessinant plusieurs échantillons de données, en appliquant PAM sur chaque échantillon et en retournant le meilleur clustering. Il fonctionne mieux que PAM sur des données plus volumineuses. Les fonctions `pam()` et `clara()` dans le cluster package (Maechler et al., 2012) sont respectivement des implémentations de

PAM et CLARA dans R. Pour les deux algorithmes, un utilisateur doit spécifier k , le nombre de clusters à trouver. Comme une version améliorée de `pam()`, la fonction `pamk()` dans le paquet `fpc` (Hennig, 2010) ne nécessite pas un utilisateur pour choisir k . Au lieu de cela, il appelle la fonction `pam()` ou `clara()` pour effectuer un partitionnement autour du clustering medoids avec le nombre de clusters estimé par la largeur moyenne optimale de la silhouette (Yanchang, 2013).

Tableau III.16. Validation du CN pour l'algorithme de K-means et de Ward appliqué aux quatre expériences définies.

Experiment	1k	1w	2k	2w	3k	3w	4k	4w
Silhouette with (function pamK)	0.74	0.71	0.76	0.70	0.88	0.79	0.77	0.80
Silhouette with (function pam)	0.76	0.77	0.64	0.68	0.78	0.71	0.70	0.72
CCP	----	0.67	----	0.79	----	0.76	----	0.74

Dans le cas de l'indice de largeur de Silhouette, toutes les expériences ont obtenu des valeurs proches de 0,7, pour les deux fonctions. L'indice CCP a atteint le chiffre attendu de 0,7. Comme chaque valeur ne fournit pas à elle seule des informations claires sur ce qui constitue la meilleure expérience, elle a été considérée comme la meilleure approche dans laquelle presque tous les indices donnaient la valeur correcte.

3.4.2.2. Le paquet *ade4* (The *ade4* package)

Une validation supplémentaire a été effectuée en utilisant la carte d'isolignes et le paquet `ade4`. Le paquet `ade4` propose une grande variété de méthodes explicatives pour analyser des ensembles de données multivariés. Comme suggéré par `ade4` (fonctions d'analyse de données pour analyser les données écologiques et environnementales dans le cadre des méthodes exploratoires euclidiennes), le paquet est consacré aux écologistes mais il pourrait être utile dans de nombreux autres domaines. Les méthodes disponibles dans le paquet sont des cas particuliers du schéma de dualité (Escoufier, 1987, Holmes, 2006, Dray et Dufour, 2007) et la mise en œuvre des fonctions suit la description de cet outil mathématique unificateur (classe `dudi`). les méthodes, nous créons. Cet ensemble de données couvre 12 stations de précipitations. Deux questions hydrologiques sont liées à ces données: Réorganisation du bassin de l'oued Chemorah en fonction du coefficient de variation ou d'autres facteurs? Y a-t-il une relation entre les oueds et les variations environnementales? Les analyses multivariées aident à répondre à ces deux questions. L'optimisation générale les théorèmes d'analyse de données prennent des significations particulières pour chaque type d'analyse et des fonctions graphiques sont proposées pour dessiner les graphes canoniques, c'est-à-dire l'expression graphique correspondant à la propriété mathématique de l'objet. *Par exemple*, la PCA normée d'un tableau de variables quantitatives donne un score qui maximise la somme des corrélations au carré avec les variables. Le graphique canonique de la PCA est donc un graphique montrant comment la somme des corrélations au carré est maximisée pour les variables de l'ensemble de données. Si nous utilisons la station pluvieuse Reboa, Timgad Bouhmar, S-Mancer et Ab-Tenoun, qui sont liés avec le coefficient de variation et la carte

d'esquisse des isoléments de la variation du coefficient du bassin de l'oued Chemorah. Nous pouvons dessiner les limites de deux bassins versants.

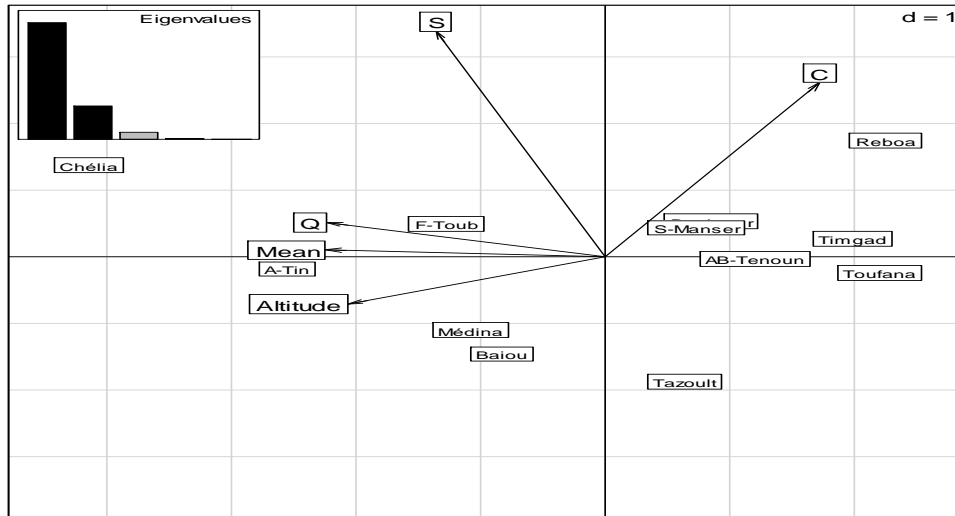


Figure III.28. Le biplot PCA. Les variables sont symbolisées par des flèches et elles sont superposées à l'affichage des individus. L'échelle du graphique est donnée par une grille, dont la taille est donnée dans le coin supérieur droit. Ici, la longueur du côté des carrés de la grille est égale à un. Le graphique à barres des valeurs propres est dessiné dans le coin supérieur gauche, avec les deux barres noires correspondant aux deux axes propres utilisés pour dessiner le biplot. Les barres grises correspondant aux axes qui ont été conservés dans l'analyse, mais pas utilisés pour dessiner le graphique.

La carte d'esquisse des isolignes de variation de coefficient Wadi Chemorah montré dans la figure III.29a. La figure III.29b illustre le résultat de la régionalisation en utilisant K-Medoids (CN = 2).

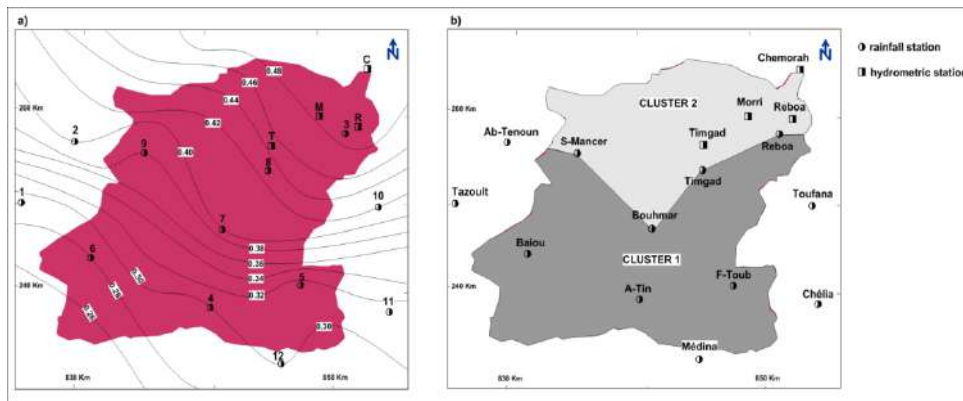


Figure III.29a. La carte des isolignes d'oued chemora **Figure III.29b.** Régionalisation en utilisant l'algorithme K-means

3.5. CONCLUSION

L'étude des extrêmes de l'écoulement sur les différents Oueds équipés des sous bassins, a permis de confirmer le caractère d'irrégularité et d'immodération qu'on a déduit précédemment dans l'analyse du régime. La variabilité des débits est liée aux caractéristiques physico-géographiques propres à chacun des sous bassins. Certains sous bassins sont responsables d'une grande partie de débit écoulé à l'Oueds, surtout en période de crues. Les crues, plus spécialement celles de début de l'année hydrologique, dont la gravité et la fréquence sont les plus fortes, présentent une ressource potentielle importante. Les formules empiriques utilisées pour le calcul des débits de crue ne fournissent pas de bon résultats à cause de leur caractère empirique. Ces formules sont établies ailleurs et ne conviennent pas pour les conditions physico-géographiques de ces zones semi-aride. La meilleure méthode d'estimation des crues est la méthode qui utilise les données d'observation. Malheureusement les stations de mesure sont limitées et ne couvrent pas toute les régions arides et semi-arides.

Des techniques statistiques multivariées, y compris l'analyse en grappes et en composantes principales, peuvent être utilisées avec succès pour dériver des informations de l'ensemble de données sur la possible régionalisation du Bassin. Deux algorithmes hiérarchiques et non hiérarchiques ont été utilisés pour régionaliser le bassin de la rivière Chemorah dans la région semi-aride de l'Algérie en zones climatiques homogènes.

Nous avons testé l'homogénéisation de la série de débit max de crue observé des stations par l'utilisation du test de Wilcoxon afin de pouvoir détecter et corriger les anomalies et les valeurs erronées. Toutes les séries testées sont homogène à 95%. Il existe plusieurs lois d'ajustement, l'ajustement est établie par le logiciel « Hyfran » et le meilleur ajustement est donné par la loi de Galton (Log-normale). Le test Khi deux confirme l'adéquation. Nous l'avons retenue comme base pour la suite de l'étude. Les analyses et les résultats obtenus dans l'actuel chapitre permettent de proposer un modèle de calcul des crues pour les oueds non jaugés des zones arides et semi-arides de l'Algérie. Le modèle proposé est très simple et facile à appliquer, il exige uniquement la connaissance de la valeur de la surface du bassin versant qui peut être déterminé à partir des cartes topographiques. La comparaison entre les valeurs observées et déterminées pour le modèle montre l'erreur max ne dépasse pas 19%. La méthode proposée peut être considérer comme fiables pour calculs des débits de crue dans les zone semi-aride et aride en Algérie.

4.1. LE PHENOMENE D'EROSION DANS LES BASSINS VERSANTS

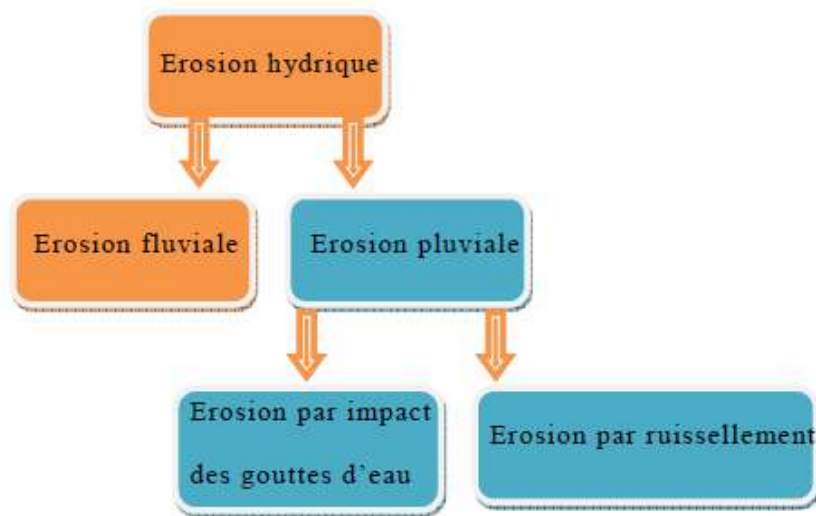
4.1.1. Introduction

Les transports solides des cours d'eau constituent l'un des thèmes d'étude les plus importants en hydrologie. L'intérêt pour l'étude des transports solides se manifeste à cause de leurs répercussions sur les infrastructures économiques : envasement des retenues de barrages, des ports, rehaussement des lits des oueds, colmatage des réseaux d'irrigation. Dans les différentes études, des chiffres alarmants concernant à la fois la perte en terres exprimées en tonnes ou en hauteur de sols perdus (cm) sont cités. En Algérie, certains barrages (Cheurfas I, Beni Amrane, Zardézas, Ksob, Foum El Gueiss, Foum El Gherza) sont connus pour leur envasement relativement rapide. Ainsi, selon Remini et Avenard (1999), la quantité de sédiments déposée dans les 107 barrages algériens était évaluée à 560.106 m³ en 1995 ce qui correspond à un taux de comblement de 12,5%. Selon Remini et al. (2005), l'Algérie disposait en 2005 d'une capacité de stockage de 5,2 milliards de m³. Le transport des matières solides par l'eau est multiforme. Il résulte d'une action mécanique directe des précipitations, aussi bien que d'actions indirectes. La pluie en tombant fait éclater les agrégats du sol et déplace les particules, c'est l'érosion de rejaillissement ou de splash. Lorsque le ruissellement apparaît, il intervient à la fois par sa force tractrice et par son action sur la cohésion des particules. Le transport des éléments ainsi arrachés se fait de différentes façons: suspension, saltation et charriage. Toutefois, l'écoulement superficiel présentant des caractéristiques différentes de l'amont vers l'aval, il en est de même de l'érosion induite. Malgré les nombreuses recherches, on ne sait pas encore passer de l'érosion sur l'amont des bassins versants aux transports solides à l'aval, d'où une grande incertitude quant aux ordres de grandeur des phénomènes dans beaucoup de régions ou pays.

L'érosion du sol est un processus au cours duquel des particules du sol sont détachées et déplacées par un vecteur (eau, vent, travail du sol) (Poesen et Govers, 1994). Les précipitations et leur ruissellement sur le sol constituent la cause fondamentale de l'érosion, les autres facteurs (pente, nature du sol, couverture végétale, actions anthropiques) n'intervenant que pour limiter ou accélérer le processus. Néanmoins, d'autres phénomènes peuvent parfois avoir un impact non négligeable. C'est le cas de l'érosion éolienne observée dans les zones arides caractérisées par des sols dénudés riches en humus et des précipitations annuelles inférieures à 600 mm, suffisamment concentrées dans le temps pour que la saison sèche s'étende sur plus de cinq mois. Le gel, les éruptions volcaniques, les tremblements de terre, etc... interviennent également.

le phénomène de l'érosion devient de plus en plus important dans les bassins-versants algériens.

L'érosion hydrique est la forme la plus répandue dans les bassins algériens. Elle dépend de la résistance des sols et de l'agressivité climatique.



4.1.2. Causes d'érosion et facteurs de résistance du milieu

Le tableau présente les processus de dégradation, les causes ainsi que les facteurs de résistance du milieu.

Tableau IV.1. Forme de dégradation et d'érosion, causes, facteurs de résistance du sol.

Les processus de dégradation et d'érosion et leurs formes	Les Cause : différentes sources d'énergie	Les facteurs de résistance du milieu
Erosion en nappe Forme : nappe de sable, pellicule de battance ou de sédimentation "demoiselle coiffée", microfalaie	Battance des gouttes de pluie	- le couvert végétal. - la pente. - le sol. -les techniques et structures anti érosives
Erosion linière Formes :griffes, rigoles, ravines.	L'énergie du ruissellement dépend du volume du ruissellement et de sa vitesse au carré $\frac{1}{2}mv^2 = \frac{1}{2}mgh$	- la vitesse du ruissellement est fonction de la pente et de la rugosité. - le volume ruisselé est fonction de la surface du bassin versant et de la capacité d'infiltration. - résistance du profil du sol et des racines.

4.1.3. les différentes manifestations de l'érosion hydrique

4.1.3.1. Erosion aréolaire

Le ruissellement diffus (sheet flood des auteurs américains) entraîne une érosion en nappe ou aréolaire. Après le passage d'une pluie, les signes observés ne sont pas très spectaculaires: accumulation de terre derrière les touffes d'herbe, apparition d'éléments grossiers à la surface du sol, accumulation d'éléments fins en bas des pentes.

4.1.3.2. Erosion en rigoles et en griffes

L'érosion aréolaire s'observe rarement seule. L'existence d'une pente, même parfois très faible, et d'une certaine hétérogénéité du terrain (nature du sol, micro-accidents) font que les eaux de ruissellement se concentrent et creusent de petits chenaux qui se rassemblent en rigoles. Le terrain peut alors apparaître comme "griffé".

4.1.3.3. Erosion en ravines

Au-delà des griffes, se manifeste l'érosion en ravines qui incise les couches plus profondes du sol, parfois jusqu'à la roche mère.

La taille des ravines, tant en profondeur qu'en largeur, peut varier de 50 cm à plusieurs dizaines de mètres. Les agronomes considèrent qu'un travail mécanique peut facilement gommer un réseau de rigoles, mais que ça n'est plus possible pour un réseau de ravines.

4.1.3.4. Erosion linéaire au fond des cours d'eau et sur les berges

Plusieurs thalwegs se rejoignant forment un ruisseau qui avec d'autres ruisseaux forment une rivière, etc ... L'ensemble de ces cours d'eau qui constitue un réseau hydrographique hiérarchisé transporte les sédiments, ou pour le moins une partie de ceux-ci, provenant des zones situées plus à l'amont. La charge solide ainsi déplacée dépend de la vitesse du courant, donc de l'énergie du cours d'eau. Si les apports de sédiments venant de l'amont sont faibles, l'énergie alors disponible permet l'érosion des berges et du fond du lit. C'est ainsi qu'est définie la capacité de transport d'un cours d'eau qui varie tout au long de son parcours. Par exemple, l'érosion dans un torrent, souvent très spectaculaire, se fait toujours de l'aval vers l'amont (érosion régressive) tant que le profil d'équilibre n'est pas atteint. Dans des zones plus planes, un faciès de méandres peut se développer sous l'action d'une érosion dite "verticale", car elle ronge les berges et provoque leur recul par des chutes successives de masses de terre. Le transport des sédiments par les cours d'eau se fait, comme sur les versants, de différentes façons, ce qui permet de distinguer :

- La charge en suspension, constituée de matériaux dont la taille et la densité leurs permettent, dans des conditions d'écoulement déterminées, de se déplacer sans toucher le fond du lit. C'est souvent la seule fraction du débit solide qui puisse être mesurée sans trop de difficultés. Fort heureusement, dans la très grande majorité des cas, elle représente quantitativement un pourcentage très important du transport global.

- La charge de fond, formée de matériaux trop gros pour être mis en suspension compte tenu de leur densité et de la vitesse du courant. Ils roulent sur le fond ou se déplacent par translation. Entre le transport par charriage sur le fond et le transport par suspension, on définit parfois le transport par saltation qui correspond à un déplacement des matériaux par bonds successifs.

4.1.4. Les conséquences de l'érosion

Les conséquences économiques se font sentir à deux niveaux :

D'une part, on constate une réduction de la production nationale agricole en dépit de l'extension des surfaces agricoles suite à la dissection des surfaces cultivées et à la dégradation de leur fertilité. D'après Sari (1997), dans l'Ouarsenis, en 90ans, les paysans ont perdu le tiers de la superficie cultivable.

D'autre part l'érosion réduit par envasement la capacité des réserves en eau des barrages au rythme de 20 millions de m³ /an. En outre 120 millions de tonnes de terre est le préjudice annuel dû à l'envasement estimé à 1% des investissements consentis à leur réalisation. La durée de vie moyenne de ces barrages en ALGERIE est d'environ 30 années selon (Kadik, 1987).

4.1.5. Quantification de l'érosion

L'importance de l'érosion hydrique et ces préjudices pour l'activité humaine d'un coté (pertes en sol), ont poussé l'homme à chercher et à proposer les méthodes pour remédier à ce phénomène crucial. Pour ce faire, il y a eu lieu d'abord de quantifier cette érosion par des méthodes empiriques disponibles.

Plusieurs formules et méthodes qui impliquent tous les paramètres physiques sont utilisées pour la quantification de l'érosion hydrique.

A. Formule de Gavrilovic "1960"

Il a défini l'érosion spécifique, comme étant proportionnel à la température, la pluie et un coefficient d'érosion, l'équation est donnée par l'expression :

$$E_s = 3,14 \cdot T \cdot P_0 \sqrt{(Z)^3} \quad (IV.1)$$

Avec :

✚ E_s : érosion spécifique dans le bassin versant (t.km².an⁻¹).

✚ T : coefficient de température :

$$T = \sqrt{\frac{t_0}{10}} + 0.1 \quad (IV.2)$$

Avec :

✚ t_0 : température moyenne annuelle en C⁰.

✚ P_0 : pluies moyennes annuelles (mm).

✚ Z : coefficient d'érosion :

$$Z = y \cdot [x \cdot a] \cdot (\delta + \sqrt{I_{moy}}) \quad (IV.3)$$

Où :

✚ y : valeur du coefficient de la résistance du sol dû à l'érosion. Il dépend de la roche mère, le type du sol et du climat varie entre 0,05 et 1,0.

✚ $[x \cdot a]$: Coefficient de régularisation du bassin versant, se rapportant à la protection des sols, des influences des phénomènes atmosphériques des forces érosives liées aux conditions naturelles.

✚ δ : Coefficient qui exprime le type et degré des processus visibles d'érosion dans le bassin versant.

B. Formule de Henin "1950"

Cette formule symbolise la relation existante entre l'érosion pluviale et les facteurs susceptibles de la favoriser ou de la limiter. La quantification de l'érosion spécifique " E_s " est donnée par la formule :

$$E_s = \frac{I_p \cdot I \cdot S}{K \cdot V_e} \quad (\text{IV.4})$$

Avec :

- + I_p : Intensité des précipitations.
- + I : Pente du bassin versant.
- + S : Susceptibilité des sols.
- + K : Perméabilité du sol.
- + V_e : Végétation.

C. Formule de Demmak "1970"

$$T_{SS} = 26,62 I_e + 5,071 I_p + 9,77 C_t - 593,59 \quad (\text{IV.5})$$

- + T_{SS} : transport solide spécifique moyen annuel (T/Km².an).
- + I_e : indice lithologique (%).
- + I_p : indice des précipitations (%).
- + C_t : Coefficient de torrencialité :

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad (\text{IV.6})$$

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^N L_i}{A} \quad (\text{IV.7})$$

- + D_d : densité de drainage.
- + L_i : longueur de tous les cours d'eau d'ordre « 1 » (Km).
- + F_1 = nombre de talweg/ surface fréquence des talwegs élémentaires.
- + Cette formule est applicable dans les conditions suivantes :

$$\begin{aligned} I_e &> 10\% \\ IP &> 300 \end{aligned}$$

D. Formule de poliakov

$$E_s = A \cdot K \cdot Q \cdot I^{1/2} \quad (\text{IV.8})$$

- + Q : Débit de ruissellement de surface.
- + $K = 10^4$: proportionnalité.
- + $I = 0,16$: la pente moyenne du bassin versant.
- + $A = 0,5-10$: Coefficient d'érosion variant en fonction des types de sol.

4.1.6. modes de transport solide

Comme il a été dit précédemment, le transport de matières solides par un écoulement quelconque, et notamment dans un cours d'eau, s'effectue suivant deux processus relativement distincts. D'une part le *charriage* qui correspond aux matériaux qui restent sur le fond et sont entraînés par le frottement que, comme il a été expliqué, tout écoulement exerce sur la paroi qui le limite.

D'autre part la *suspension* qui concerne les matériaux relativement fins que la composante turbulente de l'écoulement soulève au-dessus du fond et que la vitesse "en moyenne permanente" transporte plus loin.

4.1.6.1. Transport en matériaux du lit "charriage"

Les matériaux qui constituent le fond du lit d'un cours d'eau sont soumis, de la part de l'écoulement, à une tension tangentielle τ_0 dont l'expression a été donnée antérieurement, cette tension tend à entraîner les matières solides vers l'aval. Ces matériaux toutefois résistent à l'entraînement par frottement et par cohésion.

Si on se place dans les conditions très schématiques d'un galet isolé de poids P , placé sur un plan horizontal rugueux, sa résistance à l'entraînement peut être définie par $P \cdot f$, où f représente le coefficient de frottement.

Dans la nature, les matériaux des lits des cours d'eau, ne serait-ce que par leur imbrication, sont éloignés du schéma proposé, mais l'existence d'une capacité de résistance par frottement, donc d'origine purement mécanique, représentée par τ_c appelée *tension critique de frottement*, ne peut être remise en cause.

-Si $\tau_0 > \tau_c$, il Ya entraînement, donc débit solide en matériaux de fond;

-Si $\tau_0 < \tau_c$, les matériaux restent au repos et il n'y pas débit solide par charriage.

Les tableaux ci-dessous donnent quelques valeurs de la vitesse limite et de la force tractrice limite d'arrachement calculées par Fleming pour certains matériaux.

Tableau IV.2. Vitesses limites d'arrachement.

Gravier grossier	21,5 cm/s
Gravier arrondi	19,0 cm/s
Galets ronds de plus de 25 mm	65,0 cm/s
Galets plats 50-75 mm de diamètre	120,0 cm/s

Dans les cours d'eau dont le lit est formé de matériaux plus ou moins grossiers, le transit par charriage est fréquemment composé de trois couches :

-Une coulée de fond qui se déplace en masse sur le substratum immobile avec une concentration proche de la saturation. Son épaisseur est de l'ordre du diamètre des plus gros matériaux. Elle forme donc un courant de densité capable d'entraîner des blocs de gros diamètre.

- Une couche limite, interface entre la coulée et l'eau qui la surmonte. Le diamètre des matériaux varie avec la vitesse du courant, les plus petits d'entre eux se déplaçant par saltation, les plus gros par glissement.

- Une couche supérieure qui correspond à la partie inférieure de la tranche d'eau qui surmonte la couche limite. Elle ne participe pas au charriage, car les particules sont en suspension, mais elle charge et décharge la couche limite.

4.1.6.2. Les fines "Transport par suspension"

En eau calme, une particule solide de dimension donnée est soumise à deux forces antagonistes: son poids, force dirigée vers le bas, et la résistance à l'avancement, dirigée vers le haut. Les particules atteignent en général rapidement une vitesse limite w que l'on peut calculer sous certaines conditions par la loi de Stokes: particules sphériques (sinon des termes correctifs doivent être ajoutés), faible valeur (inférieure à 1) du *nombre de Reynolds* Re

rapporté aux particules ($Re = w \cdot d / U$, où U le coefficient de viscosité cinématique peut être pris égal, pour l'eau, à $1,01 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$). Ainsi, les particules de trop grande taille et à vitesse de chute élevée ne suivent plus cette loi.

4.1.7. Mesure du débit solide

4.1.7.1. Charriage

Pour prévoir la quantité des solides dans les retenues, plusieurs méthodes sont utilisées, la plupart d'entre elles se fondent, soit directement soit indirectement sur des mesures par prélèvement d'échantillons, ou sur des levés topographiques dans les retenues.

A. Méthode empirique

Ce sont des procédés qui s'appuient sur la prise en compte de tous les processus complexes rencontrés dans le bassin versant. Elles reposent sur des données expérimentales recueillies au bassin.

B. Méthodes d'application des équations du transport solide

De nombreuses formules de transport solide sont utilisées pour estimer le taux d'apports solides. Dans des conditions d'écoulement bien précises, toutes ces formules donnent une évaluation du débit solide total ou du débit solide de charriage. Pour la prévision à l'aide de ces formules de la quantité des solides il faut disposer des données du terrain sur l'hydraulique du chenal et des matériaux du lit, qui sont les facteurs primordiaux.

Le type de données disponibles est très souvent déterminant pour choisir une équation convenable.

C. modélisation mathématique

a. Le modèle mathématique

Grâce à l'ordinateur et malgré les possibilités de calcul à grande vitesse, de cet ordinateur l'utilisation de la modélisation mathématique pour le calcul de l'érosion de sol et les transports solides reste limitée à cause de la complexité de quelques solutions numériques des équations mathématiques décrivant le phénomène.

b. Modélisation du transport solide

Nous analysons dans ce paragraphe les modèles existants de transport solide à faible débit solide par rapport au débit liquide ou à faible concentration de particules en mouvement au sein de l'écoulement. Les modèles sont basés sur l'écoulement de deux phases en interaction, et non une phase de mélange, comme c'est le cas pour la modélisation des laves torrentielles (Meunier, 1991).

c. Phase liquide : équations de Saint-Venant

Les restrictions faites précédemment permettent de faire l'hypothèse que la rhéologie de l'écoulement liquide n'est pas modifiée par la présence de particules en mouvement. L'eau est considérée comme un fluide newtonien.

Par ailleurs, les vitesses en rivières sont inférieures à 10 m/s, donc négligeables par rapport à la célérité des ondes acoustiques dans l'eau. L'eau pourra donc être considérée comme incompressible. On pourra donc rendre compte des écoulements en rivières par les équations de Navier-Stokes.

4.1.7.2. Les fines "Transport par suspension"

A. Méthode rapprochée

Il consiste à effectuer des prélèvements en bordure d'un cours d'eau et nous mesurons la concentration « c » de l'échantillon prélevé dans un laboratoire par filtration, le passage à l'étuve et enfin la pesée, ainsi la relation du débit solide (kg.s^{-1}) est exprimée par la relation suivante :

$$Q_s = C \cdot Q_L \quad (\text{IV.9})$$

✚ Q_L : débit liquide ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$).

✚ C : concentration des sédiments en (g.l^{-1}).

B. Méthode par exploration de champs de vitesse

La méthode consiste à explorer à travers une section droite d'un cours d'eau, le champ de concentration en matière en suspension et de déterminer le débit solide par intégration, nous prélevons des échantillons aux différents points de la section transversale et différentes profondeurs, par la suite on détermine le champ de concentration et le champ de vitesse.

Le dépouillement d'un jaugeage de débit solide se fait de la même manière que celui du débit liquide, un certain nombre de points sont répartis sur plusieurs verticales, pour lesquelles on dispose d'une mesure de vitesse (V) et d'une mesure de concentration des matériaux en suspension (C). Pour une verticale i nous reporterons $C.V$ en fonction de la profondeur h_i . Nous traçons les épures de vitesse de chaque verticale.

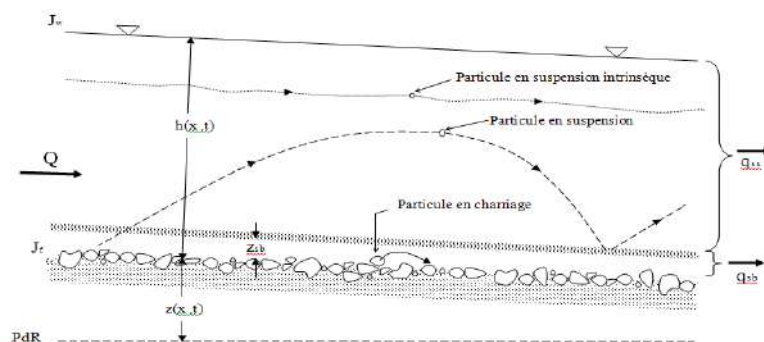


Figure.IV.1. Mode de transport solide.(Benaïcha, 2010).

4.1.8. Etudes sur la sur l'érosion et le transport solide réalisées en Algérie

Les transports solides des cours d'eau constituent l'un des thèmes d'étude les plus ardues en hydrologie. L'intérêt pour l'étude des transports solides se manifeste à cause de leurs répercussions sur les infrastructures économiques : envasement des retenues de barrages, des ports, rehaussement des lits des oueds, colmatage des réseaux d'irrigation.

Dans les différentes études, des chiffres alarmants concernant à la fois la perte en terres exprimées en tonnes ou en hauteur de sols perdus (cm) sont cités.

En Algérie, certains barrages (Cheurfas I, Beni Amrane, Zardézas, Ksob, Foum El Gueiss, Foum El Gherza) sont connus pour leur envasement relativement rapide. Ainsi, selon Remini et Avenard (1999), la quantité de sédiments déposée dans les 107 barrages algériens était évaluée à 560.10^6 m^3 en 1995 ce qui correspond à un taux de comblement de 12,5%. Selon Remini et al. (2005), l'Algérie disposait en 2005 d'une capacité de stockage de 5,2 milliards de m^3 et de 114 barrages en exploitation. L'envasement annuel représente 32 millions de m^3 .

Beaucoup de chercheurs et de gestionnaires craignent un envasement qui risque d'être rapide pour les barrages construits à la faveur de la politique hydraulique mise en application à partir de 1977 et mis en eau dans les années 1980 et 1990 (Foum El Khanga sur l'oued Cherf amont, Hammam Debagh sur l'oued Bouhamdane, Medjez Bgar à proximité de Oued Zenati, barrages de Tiffech et de Sedrata).

Tableau IV.3. Mesures Bathymétrique et envasement de quelques barrages algériens.

Barrage	Oued	Année de mise en eau	Capacité initiale(Hm^3)	Mesures bathymétriques	
				Cap. (Hm^3)	Année
F. El Gueiss	El Gueiss	1939	3,4	1,6	1986
ksob	ksob	1939//77	11.6	26,4	1986
F. El Guerza	El Abiod	1950	47	26,5	1986

Pour les universitaires algériens, il y a intérêt à étudier les régimes des écoulements solides et à tester les outils de recherche utilisés dans le monde. Il est intéressant d'étudier le phénomène de l'amont à l'aval aussi bien sur le plan spatial que sur le plan des facteurs en lien avec le déroulement du phénomène. En exploitant les données de mesure, il est possible de tenter une approche quantitative des transports solides et de chercher des corrélations avec les facteurs en lien avec sa genèse et ses variations, les pluies à forte intensité, les crues et l'importance des débits écoulés, le rôle prépondérant du milieu physique.

On abordera pour cette étude des transports solides des cours d'eau, les difficultés existant sur le plan méthodologique, elles sont liées à la nature du phénomène et à la méthode de mesure. Après un bref aperçu bibliographique, on tentera une application numérique exploitant les données de mesures des stations hydrométriques en fonction ou ayant fonctionné dans le bassin de la Seybouse.

En Algérie, les données de mesure de débits et de transports solides en suspension sont disponibles à partir des années 1968-1970 grâce au réseau installé par l'A.N.R.H. D'après Demmak (1982), de nombreux auteurs se sont intéressés depuis longtemps aux transports solides et aux problèmes d'envasement des barrages (Medinger 1960, Tixeront 1960, Sogreah 1967). L'étude de synthèse réalisée par la Sogreah (1983) regroupe les évaluations faites par Listicri, Heusch et Demmak. Cependant, la première étude universitaire d'envergure est celle de Demmak (1982). Exploitant les données de mesures de concentration de la période 1972/1973 à 1978/1979, l'auteur établit les courbes de régression saisonnières débits liquides – débits solides et calcule les différents paramètres caractérisant les transports de sédiments.

4.2. ETUDE DE L'EROSION

4.2.1. Les données disponibles aux stations hydrométriques

Les périodes de mesures et les tailles des échantillons sont différents pour les stations hydrométriques et sont synthétisées dans le tableau suivant (Tabl.IV.4).

Tableau IV.4. Les mesures de concentrations disponibles.

Oued	Station hydrométrique	Code	Période de mesures	Taille de l'échantillon(Journalier)
Lougmane	Ced Fagues	050801	1971-1995	649
Ksob	Medjez	050901	1973-1991	1644
Soubella	Sidi Ouadah	051101	1982-2001	1227
El Hai	El Kantara	061201	1983-1992	133
Djedi	M'Lili	061403	1977-1994	1195
Al Arab	Kanget Sidi Nadji	061801	1973-1989	1467
Reboa	Reboa	070403	1985-1998	450
Chemorah	Chemorah	070501	1971-1996	1950
Gueiss	Foum El Gueiss	070702	1971-1996	1039

L'analyse des données de mesures sera réalisée sur les périodes allant de janvier 1971 à août 1995 pour la station de Ced Fagues , de decembre 1973 à decembre 1991 pour la station de Medjez ; les mesures après cette date correspondent à la mise en eau des barrages de Ksob Barrage a l'amont de la station hydrometrique Medjez . De fevrier 1982 à avril 2001 pour la station de Sidi Ouadah, de octobre 1983 à novembre 1992 pour la station de El Kantara ; les mesures après cette date correspondent à la mise en eau des barrages de Fountain de Gazelles a l'amont de la station hydrometrique El Kantara. De janvier 1977 à mars 1999 pour la station M'Lili, de decembre 1973 à septembre 1989 pour la station de Khanget Sidi Nadji, de septembre 1985 à octobre 1998 pour la station de Reboa, de avril 1971 à juillet 1996 pour la station de chemorah et de septembre 1971 à mars 1996 pour la station de Foum El Gueiss.

4.2.1.1. Bassin de l'oued Ksob à Medjez

L'échantillon des mesures à la station de Medjez, sans être très fourni peut néanmoins être exploité (Fig.IV.2 et Tabl.IV.5).

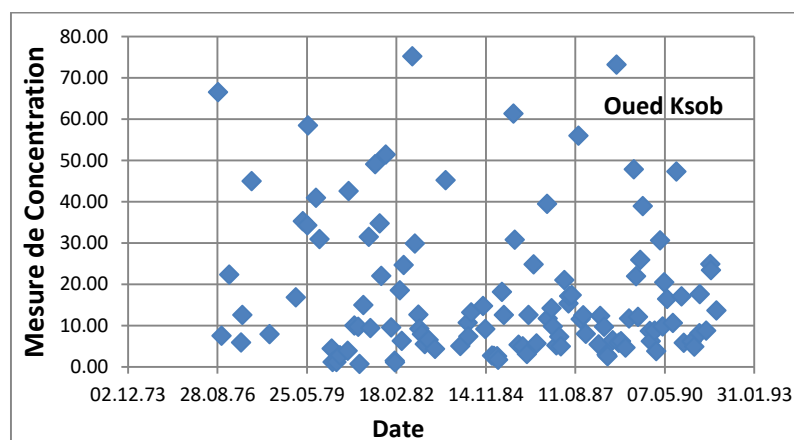


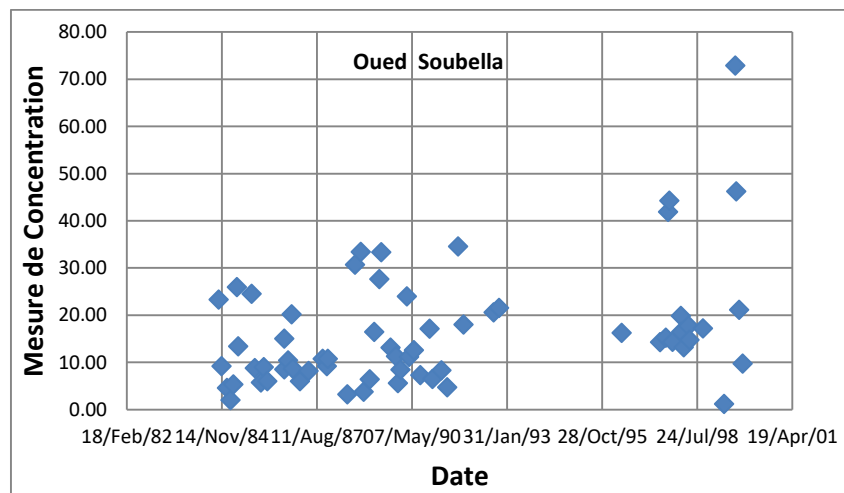
Figure IV.2. Position dans l'année des mesures de concentration, station de Medjez, oued Ksob (1973/1993).

Tableau IV.5. Valeurs maximales de C (concentration) et de QL(débit liquide) par saison mesurés à la station Medjez (1973/1993).

Saisons	Taille de l'échantillon (Mensuel)	Valeur de concentration maximale mesurée	Date	Débit moy annuel (m ³ /s)
Automne (Sept-Nov)	31	73.16	14/11/1988	150.30
Hiver(Déc-Fev)	29	22.31	06/01/1977	13.83
Printemps(Mars-Mai)	34	35.21	06/04/1979	213.10
Eté(jui-Aout)	22	75.15	15/08/1982	79.00

4.2.1.2. Bassin de l'oued Soubella à Sidi Ouadah

On dispose de mesures de concentration sur seize ans (1984 à 2000). Les mesures de concentrations se caractérisent par une très faible fréquence, plus que pour les autres bassins. Deux périodes de mesures apparaissent: Novembre 1984 à janvier 1993 et octobre 1995 à mai 2000 (Fig.IV.3 et Tabl.IV.6).

**Figure IV.3.** Position dans l'année des mesures de concentration, station de Sidi Ouadah, oued Soubella (1982/2001).**Tableau IV.6.** Valeurs maximales de C (concentration) et de QL(débit liquide) par saison mesurés à la station Sidi Ouadah (1982/2001).

Saisons	Taille de l'échantillon (Mensuel)	Valeur de concentration maximale mesurée	Date	Débit moy annuel (m ³ /s)
Automne (Sept-Nov)	29	46.25	07/09/1999	85.20
Hiver(Déc-Fev)	26	21.54	07/11/1992	42.52
Printemps(Mars-Mai)	31	25.96	23/04/1985	47.64
Eté(jui-Aout)	17	72.90	29/08/1999	10.68

4.2.1.3. Bassin de l'oued Al Arab à Khaget Sidi Nadji

Les mesures de concentrations se caractérisent par une faible fréquence. une périodes de mesures apparaissent: Décembre 1973 septembre 1989 (Fig.IV.4 et Tabl.IV.7).

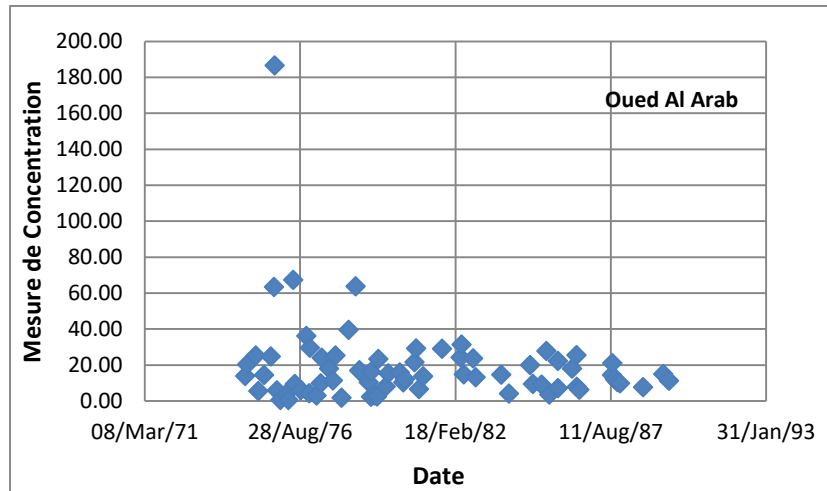


Figure IV.4. Position dans l'année des mesures de concentration, station de Khanget.S.Nadji, oued Al Arab (1973/1989).

Tableau IV.7. Valeurs maximales de C (concentration) et de QL(débit liquide) par saison mesurés à la station Khanget.S.Nadji (1973/89).

Saisons	Taille de l'échantillon (Mensuel)	Valeur de concentration maximale mesurée	Date	Débit moy annuel (m³/s)
Automne (Sept-Nov)	31	20.02	11/10/1984	79.28
Hiver(Déc-Fev)	28	33.27	21/01/1982	35.27
Printemps(Mars-Mai)	29	183.12	12/02/1974	43.98
Eté(jui-Aout)	16	20.00	29/07/1987	67.56

4.2.2. les courbes d'étalonnage des sediments

Cette méthode est basée sur l'élaboration de relations débits liquides –concentrations et débits liquides -débits solides (courbes d'étalonnage des sediments). Elle est utilisée lorsque la frequence des mesures n'est pas tres importante, ce qui est clairement le cas pour les mesures de concentrations en Algérie. Mais ici se pose le probleme du choix de l'échelle de temps appropriée (échelle annuelle, saisonnière, mensuelle, crues). Le regroupement a été effectué à l'échelle annuelle, suivant deux saisons : saison froide (Septembre -Février) et saison Chaude (Mars-Aout). On a sélectionné les journées . Par exemple les figures IV.5 et IV.7., montre les graphiques (débits liquides - débits solides) pour oued Ksob et oued Soubella à l'échelle annuelle. A la première lecture, on constate une très grande dispersion. Un même débit liquide peut générer plusieurs débits solides. Deux approches sont alors possibles.

L'exploitation des couples de mesures concomitantes :

- + Débits liquides instantanés (m³.s⁻¹).
- + Les concentrations C en (g.l⁻¹).
- + Débits solides instantanés (kg.s⁻¹).

4.2.2.1. Établissement de régression entre débit liquide et débit solide

La relation retenue entre le débit solide et liquide depuis les travaux d'E.Remy ; Berzencouitch (1959) et des chercheurs américains, est de type :

$$Q_s = a. Q_L^n \tag{IV.11}$$

Où : a et n sont des paramètres du bassin-versant considéré.

Parmi les auteurs ayant utilisé ces courbes, on peut citer Restrepo et Kjerfve (2000), Demmak (1982), Benkhaled et Remini (2003) .

Le regroupement a été effectué à l'échelle annuelle, et suivant deux saisons : saison froide (Septembre -Février) et saison Chaude (Mars-Aout). On a sélectionné les journées de crue, les couples des valeurs sélectionnés sont portées sur un graphique.

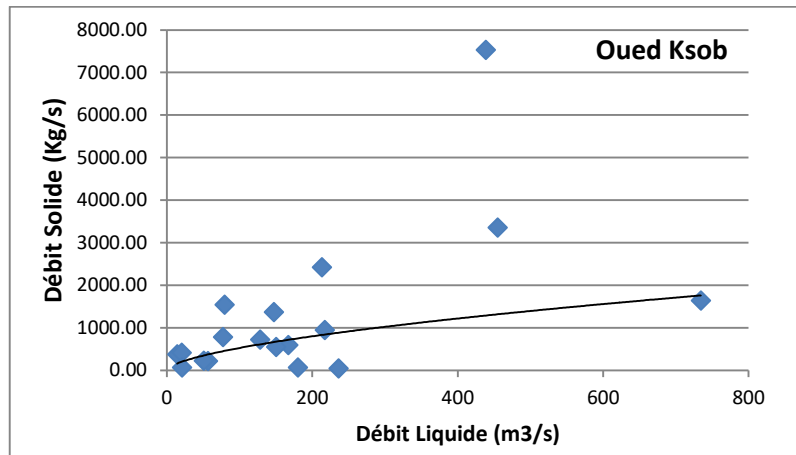


Figure IV.5. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Ksob).

Tableau IV.8. Débits journaliers des crues d'oued Medjez.

Ksob à la station de Ksob à Medjez							
Saison froide				Saison chaude			
Qmax.insta.	Date	Q Solide.insta	Heure	Qmax.insta.	Date	Q Solide.insta	Heure
4,82	18-oct-88	94,19	20:00	16,74	04-avr-89	72,33	02:00
153,6	14-nov-88	3499,32	05:00	63,4	26-mai-89	9,24	02:00
11,7	22-déc-88	20,02	01:00	64,92	20-juin-89	374,36	06:00
625	21-sept-89	30073,72	01:00	84,95	31-août-89	81,57	22:00
59,4	18-nov-89	45,85	22:00	40,52	15-mars-1990	707,40	8:00
2,53	29-janv-1990	13,10	19:00	36,49	30-avril-1990	978,18	15:00
218,5	13-sept-1990	4195,80	22:00	177,8	11-mai-1990	1121,25	14:00
30,8	09-nov-1990	50,64	22:00	46,28	20-juin-1990	721,55	22:00
7,58	09-déc-90	16,57	12:00	11,74	01-juil-1990	100,62	1:00
				18,82	05-aout-1990	84,44	3:00
				34,07	14-mars-91	166,80	18:00
				8,58	06-avr-91	50,32	18:00
				25,58	31-mai-1991	147,06	4:00
				12,55	01-juin-1991	25,48	7:00
				6,60	11-aout-1991	10,27	14:00

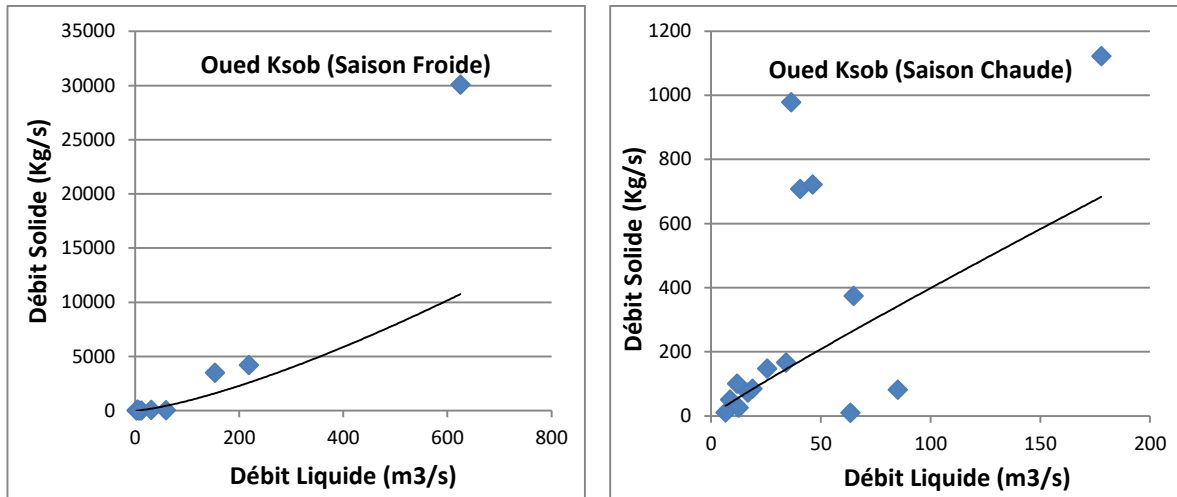


Figure IV.6. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle saisonnière (Oued Ksob).

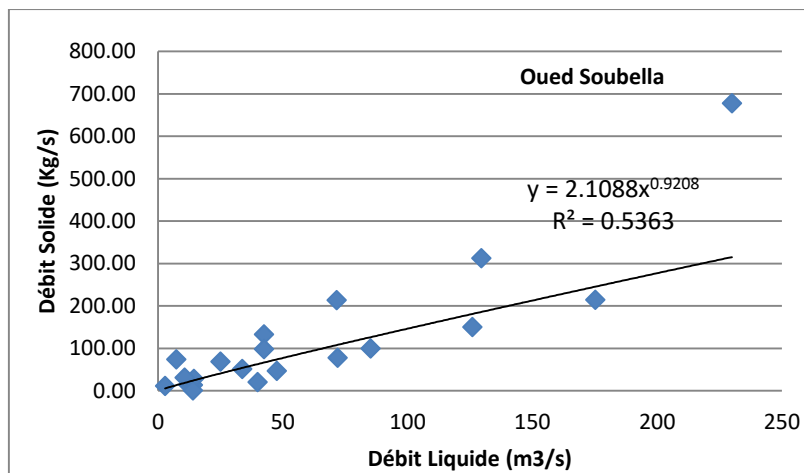


Figure IV.7. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Soubella).

Tableau IV.9. Débits journaliers des crues d’oued Soubella.

Soubella à la station Sidi Ouadah							
Saison froide				Saison chaude			
Qmax.insta	Date	Q Solide.insta	Heure	Qmax.insta	Date	Q Solide.insta	Heure
117,6	12-sept-82	1366,16	16:25	39,62	01-avr-82	24,00	01:40
47,64	23-sept-85	186,26	21:15	12	23-août-83	33,35	09:05
42,52	27-oct-85	117,32	20:50	13,96	10-août-84	89,66	18:15
5,04	30-janv-86	25,62	18:00	5,04	22-avr-85	12,35	17:20
38,68	30-sept-86	37,98	03:10	5,46	03-avr-89	14,65	07:00
3,05	01-déc-86	11,56	16:15	7,28	17-juin-89	11,90	22:00
126	07-déc-87	1244,32	22:15	13,96	11-mai-90	45,98	10:00
9,18	08-déc-87	25,54	23:00	15,92	22-avr-98	46,30	10:50
14,4	14-nov-88	16,35	06:00	129,6	12-juil-02	201,30	22:00
4,72	09-déc-90	7,36	13:00	67,2	09-août-03	111,20	19:20
39,96	11-oct-91	36,32	18:05	64	16-avr-04	78,10	04:00
10,68	07-nov-92	66,87	09:10	4,4	12-avr-05	9,90	08:00
2,84	01-nov-93	9,69	14:00				
230	30-sept-94	3655,23	20:30				
71,65	07-oct-95	365,96	17:25				
7,28	04-févr-96	85,36	10:00				
42,52	08-sept-96	63,32	18:30				
175,3	17-sept-97	2003,63	09:25				
18,52	21-sept-98	321,66	22:10				
85,2	06-oct-99	100,33	03:30				
42,52	04-sept-00	66,25	23:00				
72	20-sept-01	89,65	06:30				

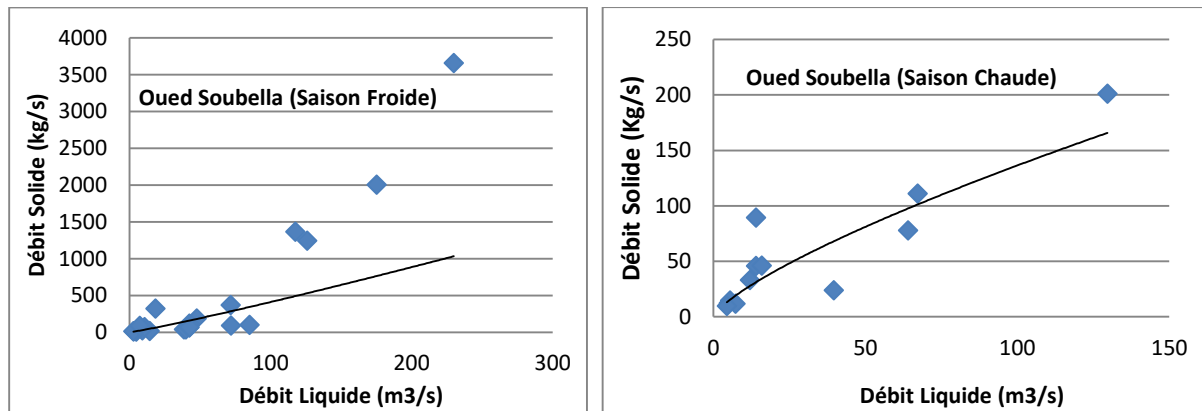


Figure IV.8. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l’échelle saisonnière (Oued Soubella) .

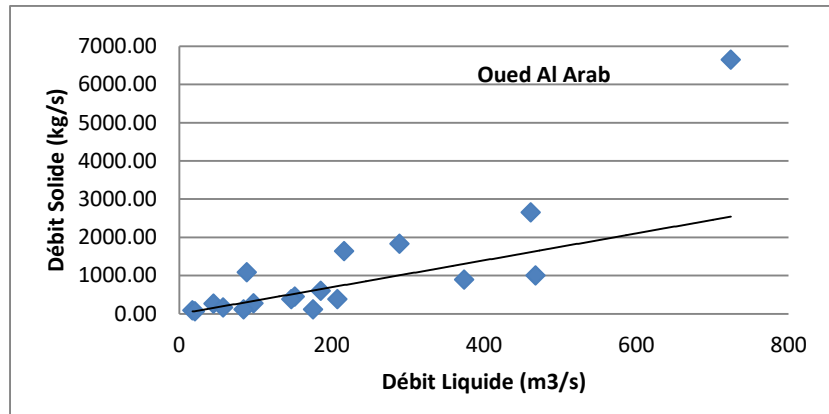


Figure IV.9. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Al Arab).

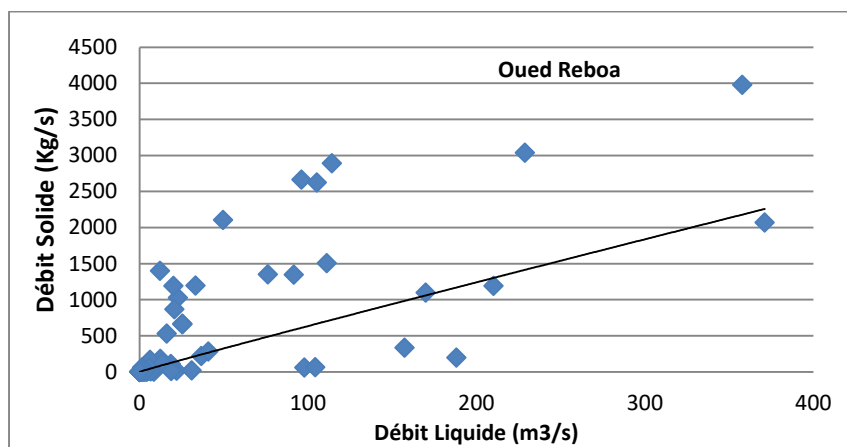


Figure IV.10. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Reboa).

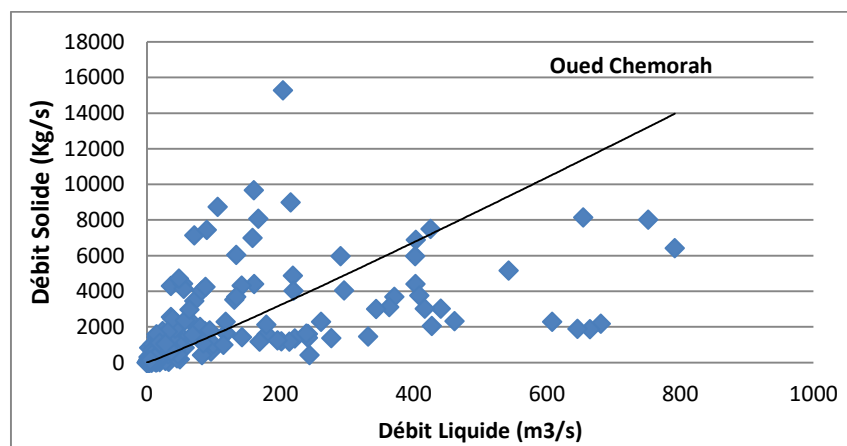


Figure IV.11. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Chemorah).

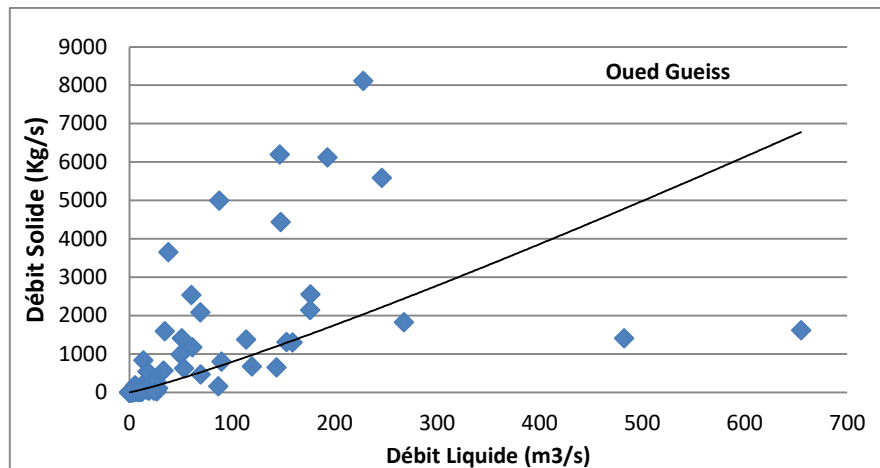


Figure IV.12. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle (Oued Chemorah).

Les modèles régressifs établis à différentes échelles temporelles sont de type puissance, les corrélations, pour l'échelle annuelle, sont comprises entre 0.57-0.82 pour l'ensemble de stations de mesure, les tableaux IV.10 et IV.11., donnent des modèles régressifs pour différentes échelles temporelles ainsi leurs coefficients de corrélations.

Tableau IV.10. Modèles ajustés par différentes échelles temporelles.

Oued	Oued Ksob	Oued Soubella	Oued Lougmane	Oued Al arab
Échelle annuelle	$Q_s = 4.201Q^{1.607}$	$Q_s = 2.108Q^{0.920}$	$Q_s = 4.634Q^{0.985}$	$Q_s = 3.295Q^{1.009}$
Saison Froide	$Q_s = 1.733Q^{1.365}$	$Q_s = 2.488Q^{1.108}$	$Q_s = 3.825Q^{1.717}$	$Q_s = 2.652Q^{1.328}$
Saison Chaude	$Q_s = 2.319Q^{0.937}$	$Q_s = 4.295Q^{0.750}$	$Q_s = 4.357Q^{1.008}$	$Q_s = 3.269Q^{1.612}$
Oued	Oued El Hai	Oued Reboa	Oued Chemorah	Oued Gueiss
Échelle annuelle	$Q_s = 3.065Q^{1.002}$	$Q_s = 4.443Q^{0.968}$	$Q_s = 1.134Q^{1.066}$	$Q_s = 4.124Q^{1.141}$
Saison Froide	$Q_s = 1.965Q^{1.633}$	$Q_s = 3.742Q^{1.658}$	$Q_s = 2.359Q^{0.352}$	$Q_s = 4.331Q^{0.733}$
Saison Chaude	$Q_s = 3.112Q^{0.662}$	$Q_s = 4.365Q^{0.825}$	$Q_s = 1.012Q^{1.466}$	$Q_s = 3.989Q^{1.003}$

Tableau IV.11. Coefficients de corrélation.

Oued	Oued Ksob	Oued Soubella	Oued Lougmane	Oued Al arab
Échelle annuelle	0.575	0.732	0.621	0.821
Saison Froide	0.890	0.836	0.524	0.869
Saison Chaude	0.556	0.854	0.739	0.553
Oued	Oued El Hai	Oued Reboa	Oued Chemorah	Oued Gueiss
Échelle annuelle	0.753	0.844	0.851	0.937
Saison Froide	0.864	0.792	0.813	0.864
Saison Chaude	0.635	0.425	0.627	0.657

4.2.2.2. Relations débits liquides- concentration des sédiments

On constate une très forte dispersion des points lorsqu'on exprime les concentrations instantanées en fonction des débits. Ceci s'explique par le fait que les concentrations sont contrôlées par plusieurs facteurs. La fourniture des sédiments est très variable à cause de leur disponibilité. Celle-ci dépend des effets saisonniers, des conditions d'état du bassin-versant (état antécédent). Les différences de disponibilité sont très importantes entre les saisons et pour les événements hydrologiques extrêmes (les crues) entre le début, la montée et la décrue.

Pour les stations de mesure, les figures IV.13., IV.14., IV.15 et IV.16., montre les courbes débits liquides moyens-concentrations moyennes.

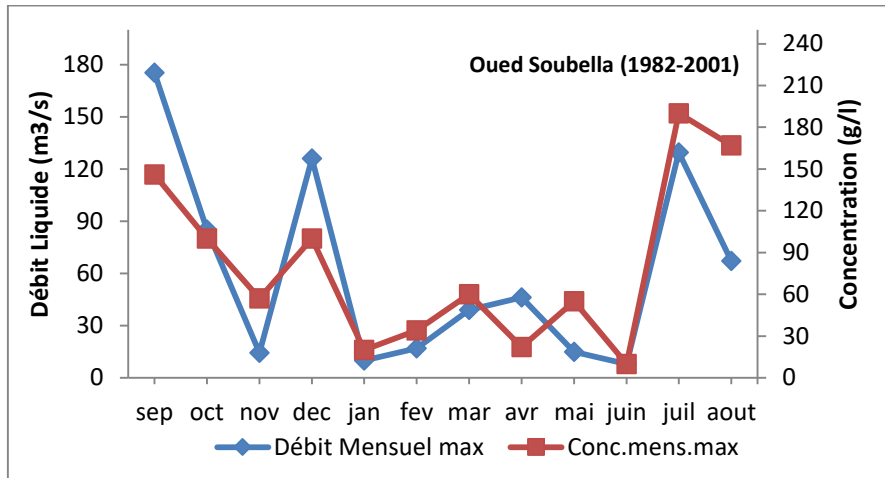


Figure IV.13. Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued Soubella.

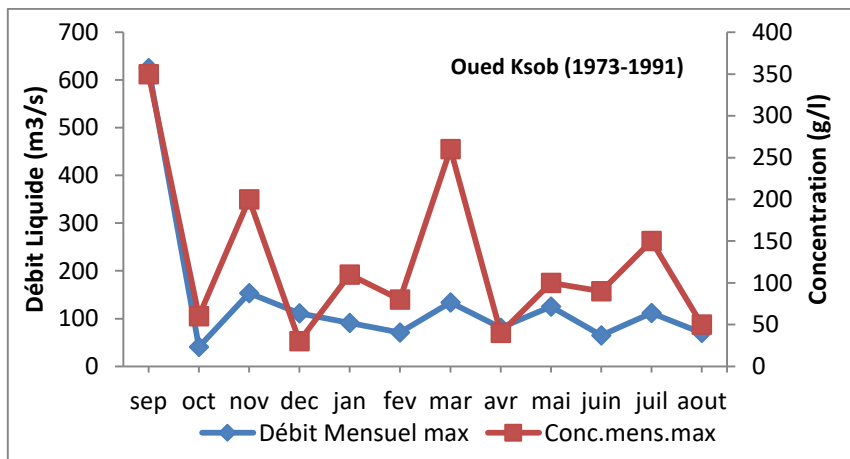


Figure IV.14. Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued ksob.

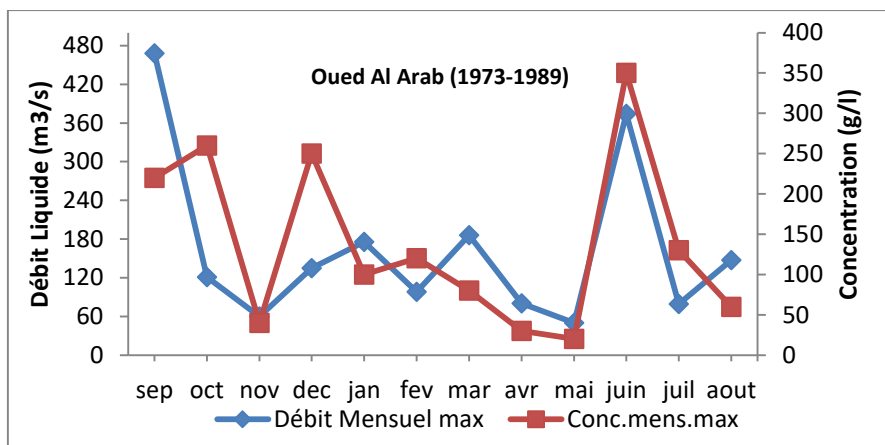


Figure IV.15. Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued Al Arab.

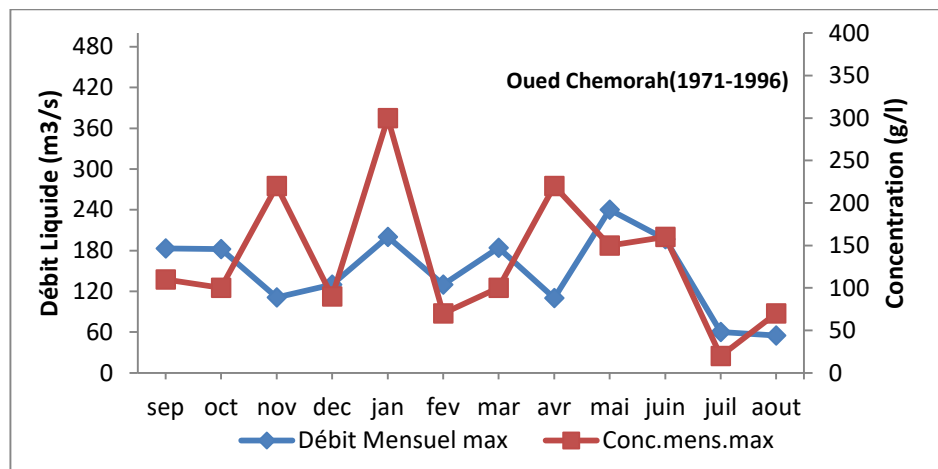


Figure IV.16. Débit moyen en fonction de la concentration moyenne d'oued Chemorah.

4.3. EVALUATION DES TRANSPORTS SOLIDES EN SUSPENSION ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE

Disposant de données de mesures de concentrations pour des périodes différentes, on évaluera les débits solides, les apports solides annuels, et les valeurs de transports solides en suspension (le T.S.S.). Les courbes d'étalonnage saisonnières ont permis de combler les données sur les concentrations, les débits et les apports solides des bassins équipés de stations hydrométriques. Pour l'élaboration des courbes d'étalonnage saisonnières, les relations puissance ont été privilégiées Demmak (1982), Walling (1981), Jansson (1996), Benkhaled et al, (2003), Meddi (2005). Ces relations sont du type: $Q_s = C \cdot Q_L$. avec: Q_s : débits solides (kg/s); Q_L : débits liquides (m³/s). On procédera à l'étude des écarts entre les valeurs de T.S.S. calculées sans facteur de correction et après application du facteur de correction.

On étudiera les fluctuations des apports solides. Ces fluctuations sont très liées aux apports liquides eux-mêmes fortement corrélés avec les précipitations, à toutes les échelles de temps, qui en sont le facteur générateur.

Les caractéristiques physiques des bassins-versants qui donnent aux bassins leur facultés de réaction par rapport à l'érosion hydrique (lithologie dominante, couverture végétale, systèmes de pentes), aussi bien que les données hydro-climatologiques, qui permettent d'appréhender la variabilité temporelle des transports solides, en plus des activités humaines, constituent les facteurs explicatifs et les facteurs de différenciation des apports solides entre les sous-bassins de la zone d'étude.

4.3.1. Les apports solides annuels et leur variabilité

Le flux annuel des matières solides en suspension exporté par l'oueds de la zone d'étude aux différents points de mesure, est calculé par la formule suivante (Cherif et al. 2009).

$$A_s = \sum_{j=1}^N (t_{j+1} - t_j) Q_j C_j \quad (IV.12)$$

Où : C_j est la concentration (g.l⁻¹) évaluée à l'instant t_j correspondant au débit liquide Q_j (m³.s⁻¹), N est le nombre de prélèvements effectués sur l'année considérée, t_{j+1} ; t_j est le pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs.

$$TSS\ mensuel = \frac{A_s\ mensuel\ (Tonnes)}{Surface\ du\ BV\ (Km^2)}\ (t / km^2 / an) \quad (IV.13)$$

$$TSS\ annuel = \sum TSS\ mensuels\ (t / km^2 / an) \quad (IV.14)$$

Ou :

$$TSS\ annuel = \frac{A_s\ annuel\ (Tonnes)}{Surface\ du\ BV\ (Km^2)}\ (t / km^2 / an) \quad (IV.15)$$

Tableau IV.12. Paramètres statistiques des T.S.S. pour la période commune (1973-1974/1990-1991).

Bassins	Valeur maximale	Valeur minimale
Oued Lougmane	130,47(1987/1988)	2,11(1981/1982)
Oued Ksob	900,78(1978/1979)	11,90 (1981/1982)

Tableau IV.13. Paramètres statistiques des T.S.S. pour la période commune (1977-1978/1988-1989).

Bassins	Valeur maximale	Valeur minimale
Oued Djedi	813,22(1983/1984)	6,77(1986/1987)
Oued Al Arab	732,59(1988/1989)	10,01 (1986/1987)

Tableau IV.14. Paramètres statistiques des T.S.S. pour la période commune (1971-1972/1995-1996).

Bassins	Valeur maximale	Valeur minimale
Oued Chemorah	1096,85(1985/1986)	9,98(1993/1994)
Oued Gueiss	875,63(1979/1980)	12,06 (1981/1982)

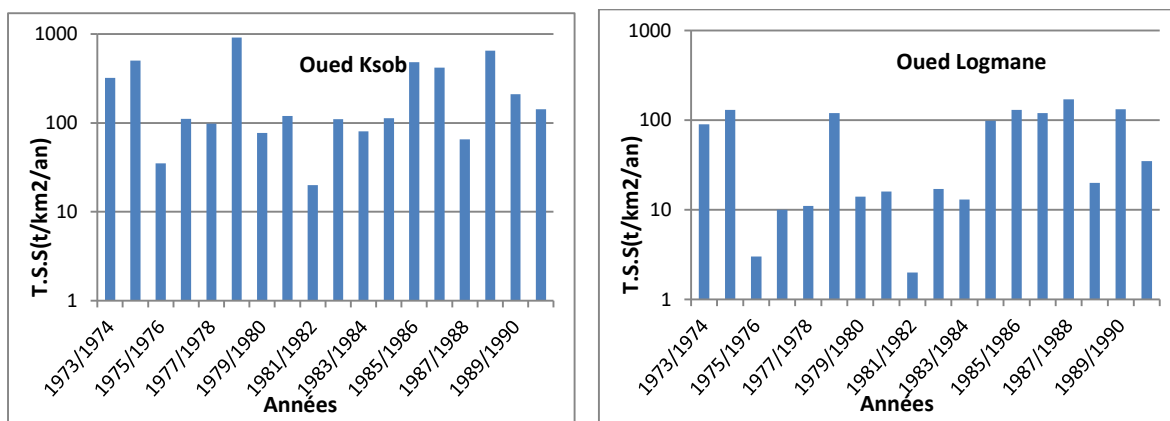


Figure IV.17. Variabilité des T.S.S.annuels pour les bassins des l'oueds Lougmane et Ksob (1973/1974 1990/1991).

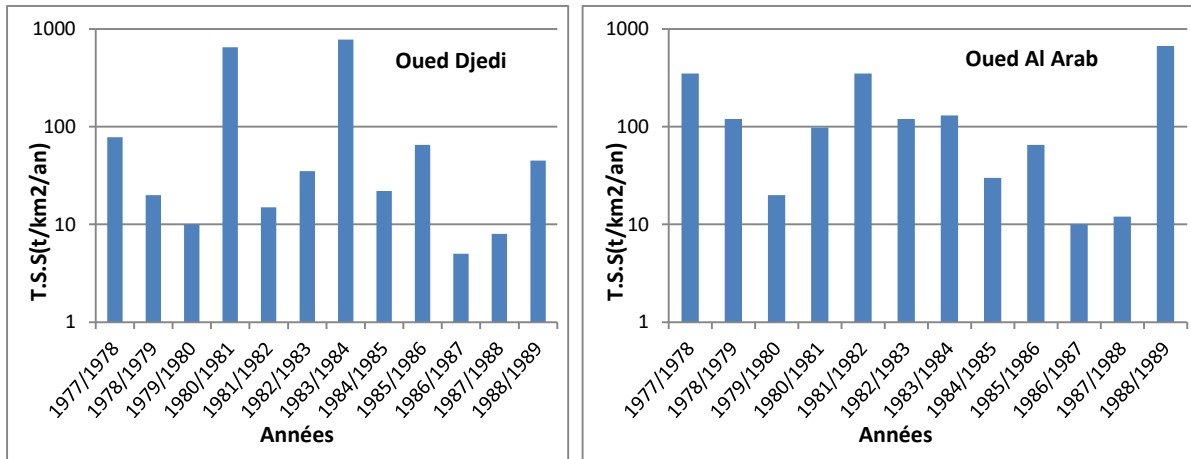


Figure IV.18. Variabilité des T.S.S.annuels pour les bassins des l'oueds Djedi et Al Arab (1977- 1978/1988-1989).

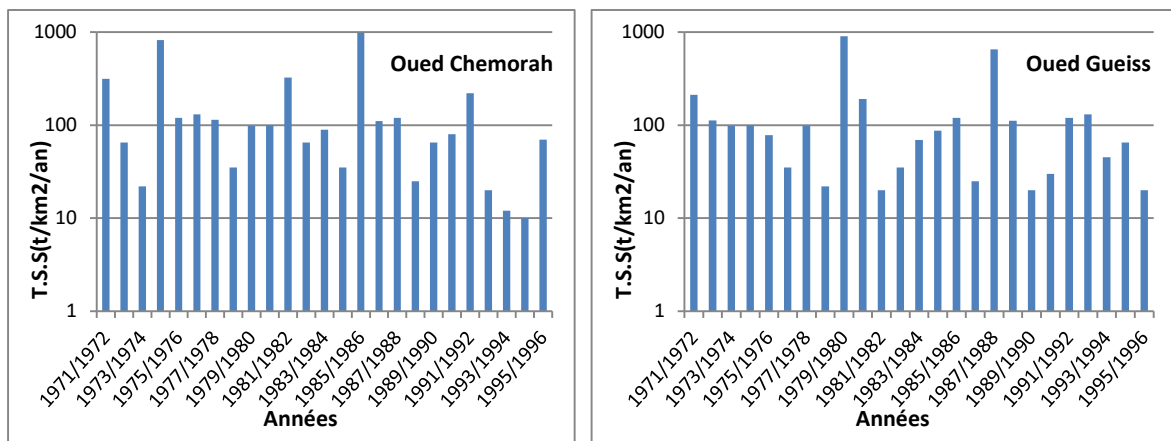


Figure IV.19. Variabilité des T.S.S.annuels pour les bassins des l'oueds Chemorah et Gueiss (1971-1972/1995-1996).

4.3.2. Les apports solides mensuels et leur variabilité

Les valeurs de transports solides en suspension (le T.S.S.) exporté par l'oueds de la zone d'étude aux différents points de mesure, est calculé par la formule suivante :

$$TSS \text{ mensuel} = \frac{A_s \text{ mensuel (Tonnes)}}{\text{Surface du BV (Km}^2\text{)}} (t / \text{km}^2 / \text{an}) \quad (IV.16)$$

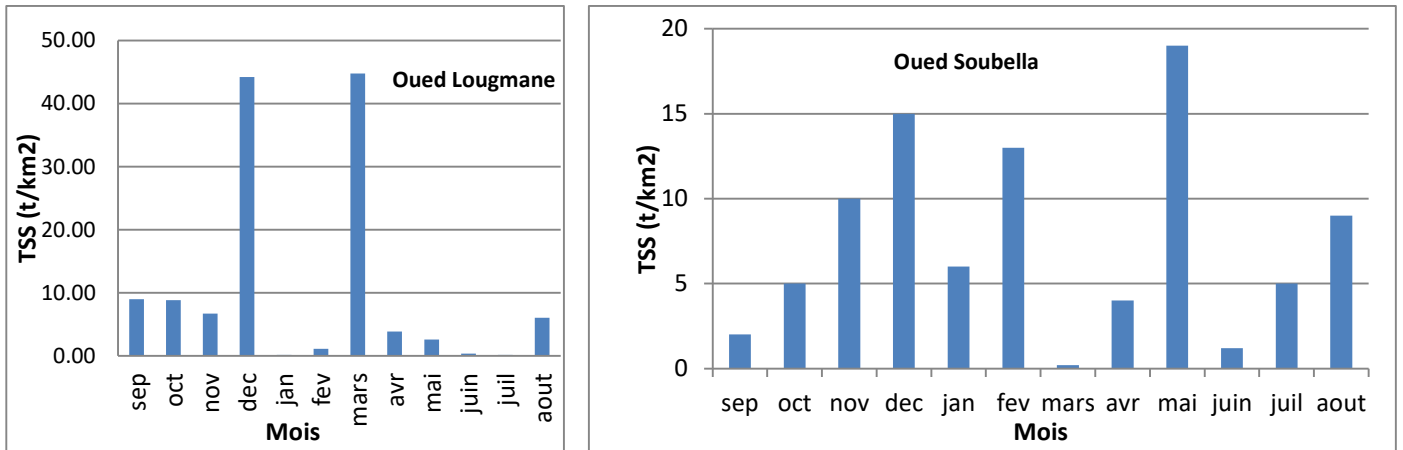


Figure IV.20. Variabilité des T.S.S.mensuels pour les bassins des l'oueds Lougmane et Soubella (1982-1983/1994-1995).

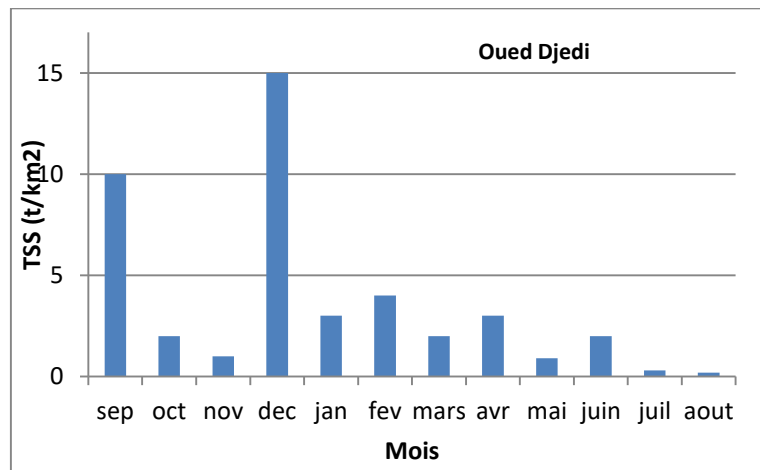


Figure IV.21. Variabilité des T.S.S.mensuels pour les bassins des l'oueds Djedi (1977-1978/1988-1989).

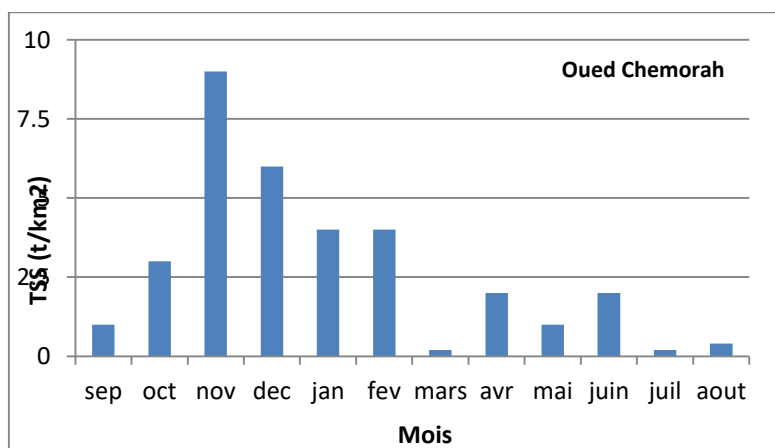
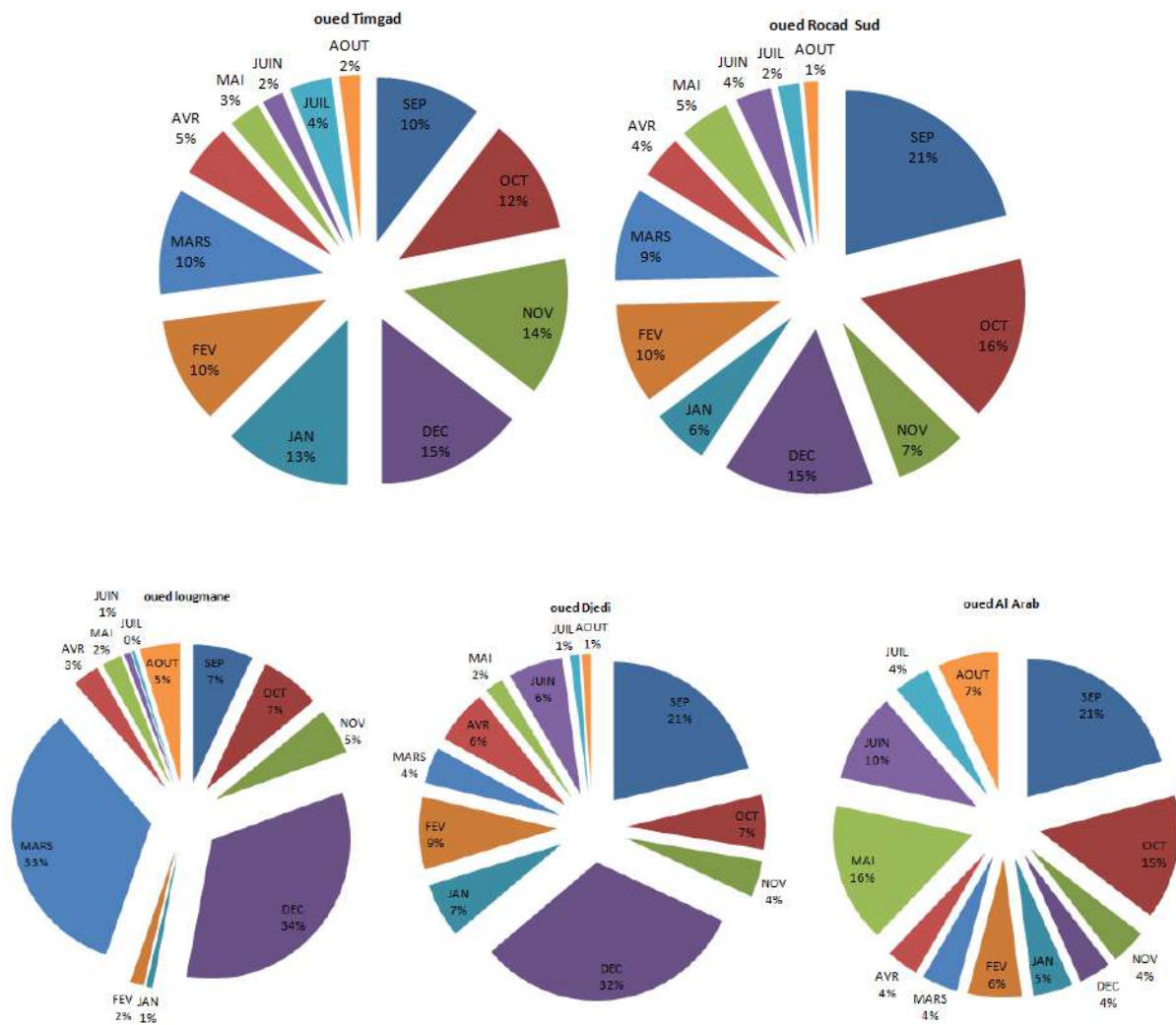


Figure IV.22. Variabilité des T.S.S.mensuels pour les bassins des l'oued Chemorah (1971-1972/1995-1996).

Enfin, nous avons tracés des graphiques à secteurs (Fig.IV.23) mettant en évidence les variations mensuelles des T.S.S (le pourcentage de contribution de chaque mois) pour les onze stations étudiées.

L'apport moyen mensuel en sédiment atteint son maximum *par Exemple* :en septembre pour l'Oued El Hai (54 % de l'apport moyen annuel), 21% pour l'Oued El Ham et pour l'Oued Djedi. Il représente 34% de l'apport annuel pour l'Oued Lougmane en decembre, 24% pour l'Oued Reboa en Novembre, 15% pour l'Oued Timgad en decembre, 17% pour l'Oued Soubella en Mars.



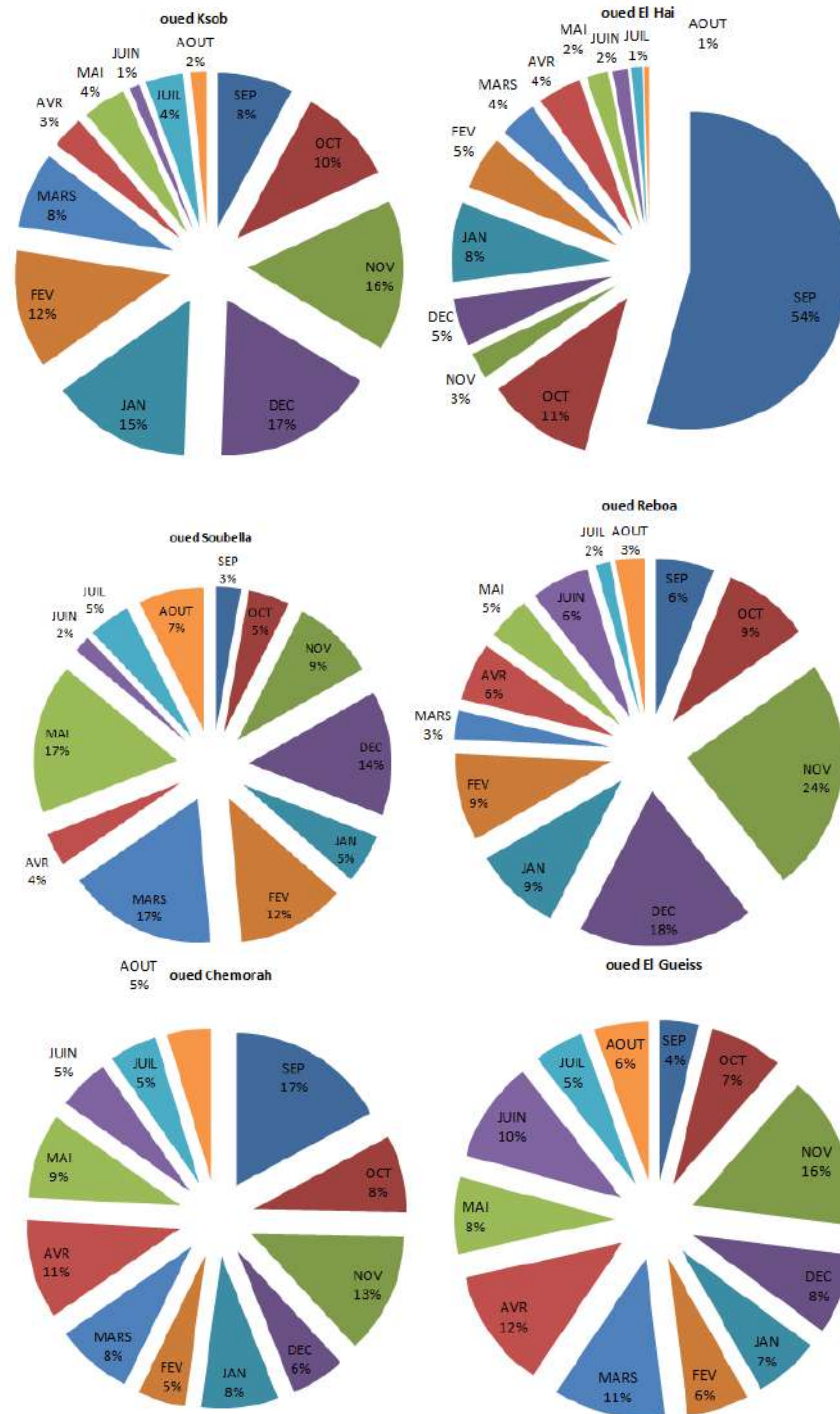


Figure IV.23. Répartition mensuelle des Apports solides en %.

4.4. MODELISATION DE L'EROSION HYDRIQUE DES SOLS SUR DES BASSIN VERSANTS D'OUEDS (Cas Oued Al Arab)

4.4.1. Introduction

L'érosion du sol est une forme de dégradation que peut être accélérée avec la présence d'autres types de dégradation du sol comme la compaction, la réduction des taux en matière organique, la détérioration de la structure du sol, le drainage souterrain insuffisant, la salinisation et l'acidification du sol. Les résultats de cette approche donneront un aperçu pour identifier et interpréter des formes d'érosion qui se sont manifestées sur de grandes surfaces dans le bassin, en relation avec les degrés de vulnérabilité des sols. L'acquisition des données a nécessité une approche bibliographique et des connaissances de terrain. Après traitement, il a été possible d'en réaliser une combinaison additive multisources dans un SIG (Aké *et al.*, 2012).

Le matériel utilisé est composé de données cartographiques et d'images satellitaires. Les images satellitaires sont :

Les données pédologiques que l'on possède sont assez maigres et résultent pour leur grande partie d'une « carte des sols de l'Algérie » au 1/500 000, élaborée il y a plus d'un demi-siècle par Durand (1954).

Pour une connaissance spatiale de l'occupation du sol, notre démarche repose sur l'utilisation d'un assemblage des images satellitaires *LANDSAT TM et ETM+* de la période 2000 à 2013 obtenue sur le site : <https://earthexplorer.usgs.gov>.

Pour le sous Bassin Khanget Sidi Nadji (Fig.IV.24), Onze images satellitaires ont été acquises de 2000 jusqu'à 2008, lorsque c'était disponible, deux périodes, une en été et l'autre en hiver.

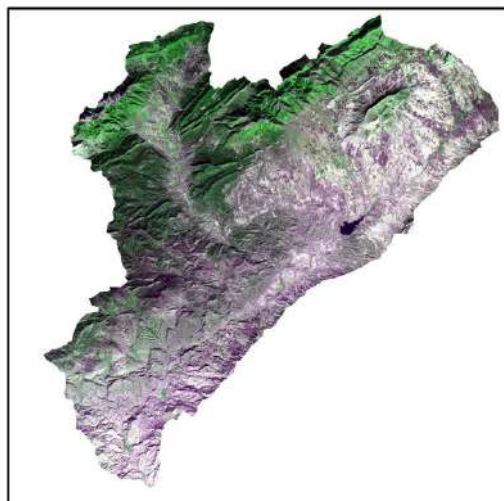


Figure IV.24. Préparation des images satellitaires: (a) mosaïque du bassin versant; et (b) extrait d'images Landsat en composition colorée RVB 321 représentant Le sous bassin de Khanget sidi nadji.

L'interprétation visuelle des images satellitaires associe l'utilisation des méthodes assistées par ordinateur. Ces dernières, avec les différents algorithmes dont on dispose dans les

logiciels de traitement d'images (e.g. segmentation statistique, seuillage), permettent de caractériser les principaux objets présents: sols, végétation, eau, *par exemple*, d'une manière automatique grâce au comportement spectral qui les caractérise (Girard 1995). On y adjoint aussi des informations extrinsèques aux images utilisées et provenant de divers documents cartographiques: géologie, lithologie, topographie et MNT.

4.4.2. Données utilisées

4.4.2.1. Facteur de la couverture végétale et des pratiques culturales (C)

Le logiciel utilisé pour le traitement numérique des images de télédétection a été *ERDASTM 9.2*. On a appliqué les techniques de rehaussement et de rectification géométrique et radiométrique afin de faciliter l'interprétation visuelle. Le module «Vegetation Suppression» du logiciel *ENVI 4.7* a été aussi utilisé. Cet outil permet de supprimer l'effet de la végétation dans une image satellitaire afin de cartographier le caractère du sol (géologie et lithologie). L'interprétation visuelle des images satellitaires associe l'utilisation des méthodes assistées par ordinateur. Ces dernières, avec les différents algorithmes dont on dispose dans les logiciels de traitement d'images (e.g. segmentation statistique, seuillage), permettent de caractériser les principaux objets présents: sols, végétation, eau, *par exemple*, d'une manière automatique grâce au comportement spectral qui les caractérise (Girard 1995).

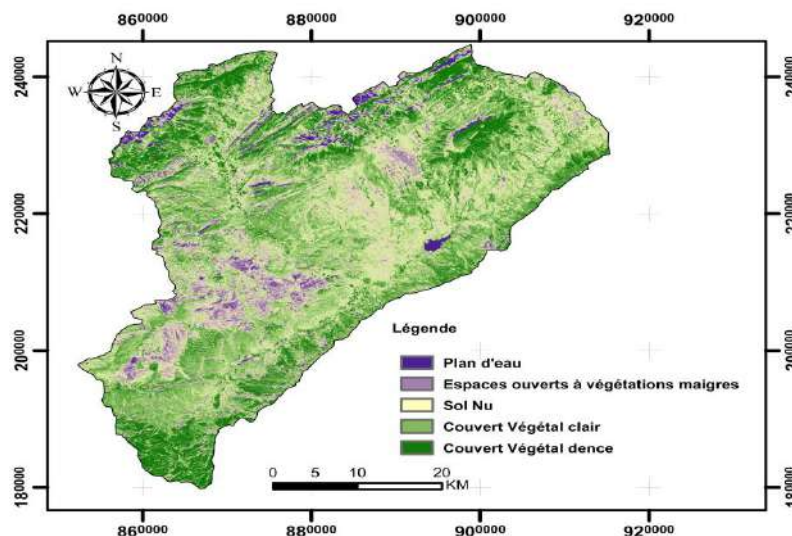


Figure IV.25. Cartes de la classification de l'occupation du sol (sous bassin Khanget.S.Nadji).

La valeur du facteur C dépend de la nature de la végétation et du pourcentage du couvert végétal. Ce dernier peut être estimé par l'écart normalisé de l'indice de végétation (NDVI).

La classification de la végétation est réalisée suivant les conditions de seuillage suivantes (Tab IV.15).

Tableau IV.15. classification de la végétation.

conditions de seuillage	classification de la végétation
$NDVI < -0.1$	Eau
$-0.1 < NDVI < 0.15$	Sol nu
$0.15 < NDVI < 0.25$	Végétation clairsemée
$0.25 < NDVI < 0.4$	Végétation moyennement dense
$NDVI > 0.4$	Végétation dense

En s'inspirant de méthodes avancées par beaucoup d'auteurs qui ont travaillé sur des régions à climat méditerranéen et en adoptant des corrélations appropriées entre le NDVI et les propriétés de la végétation (Van Der Knijff et al., 2000 ; Roose et al., 2012), des valeurs de (C) à dire d'expert ont été attribuées à différents types de végétation de notre bassin-versant, tout en tenant compte des observations de terrain . Plusieurs classes de couverture végétale ont ainsi été définies : les terrains nus ($C = 0,8$), terrains cultivés ($C = 0,4$), végétation éparse ou de densité moyenne ($C = 0,25$), végétation très dense ($C = 0,01$). Chaque classe est assignée à une valeur entre 1 et 4, 1 étant affecté à la classe la moins classe la moins vulnérable et 4 à la classe la plus vulnérable.

L'image Shuttle Radar Topography Mission (*SRTM*) , obtenue sur le site : <https://earthexplorer.usgs.gov>. Son traitement a permis d'établir un modèle numérique d'altitude (*MNA*) de résolution 90 m, la carte des pentes et des ombrages, ainsi que le réseau hydrographique caractérisant le bassin versant. Le traitement des données a été effectué avec un *SIG* (*Arc Gis 10.1*). A l'issue de ce traitement, une base des données physiques de la zone d'étude a été constituée pour élaborer des cartes thématiques (couches d'information spatialisées sur chacun des paramètres de l'érosion) et cartographier la vulnérabilité multifactorielle des sols à l'érosion hydrique.

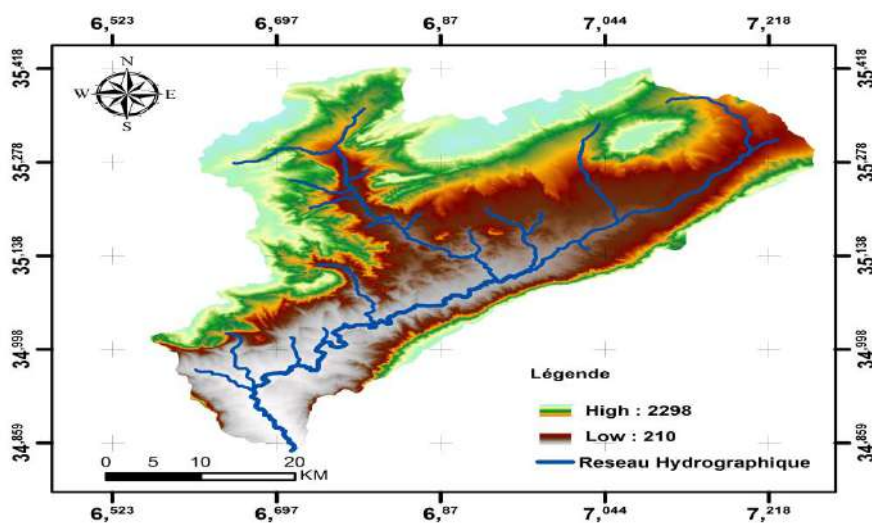


Figure IV.26. Modèle numérique d'altitude (sous bassin Khanget.S.Nadji).

4.4.2.2. La topographie (LS)

Les fortes pentes avec un écoulement rapide sont en général à l'origine d'une érosion importante dont l'importance dépend de la géologie, de la nature des sols, et de la protection par la couverture végétale. Le facteur LS (équation suivante) est fonction de la longueur et de l'inclinaison des pentes. Dans le cadre de notre étude, on a utilisé la formule développée par Wischmeier et Smith (1978) et utilisée par plusieurs auteurs (e.g. Khosrowpanah et al. 2007, Vezena et Bonn 2006, García Rodríguez et Giménez Suárez, 2010):

$$LS = \left(\frac{\text{accumulation des débits}}{22.1} \right)^m (0.065 + 0.045S + 0.0065S^2) \quad (\text{IV.17})$$

où :

- ✚ S est l'angle de la pente; m un paramètre tel que $m = 0,5$ si la pente est $>5\%$.
- ✚ $m = 0,4$ si la pente est de $3,5$ à $4,5\%$, $m = 0,3$ si la pente est de 1 à 3% et $m = 0,2$ si la pente est $<1\%$. Les facteurs *accumulation des débits* et S peuvent être estimés séparément à partir des *MNT* (Engel 2003).

Concernant la longueur de pente, la technique consiste à déterminer la délimitation des sous-bassins versants où l'écoulement ne rencontre aucun obstacle (Fig.IV.27).

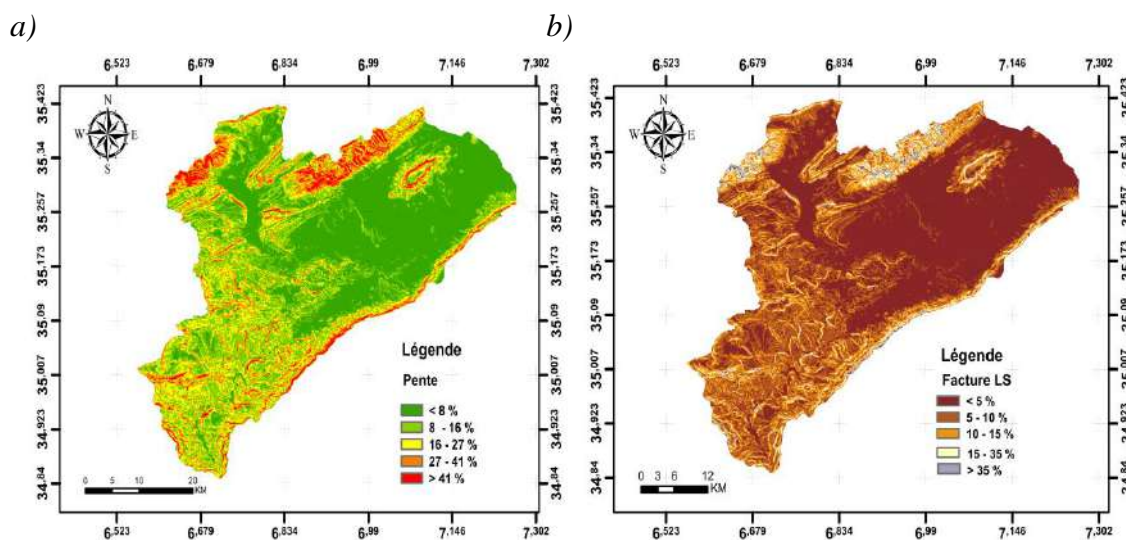


Figure IV.27. Etapes de calcul du facteur LS (Sous BV. K.S. Nadji): (a) carte des pentes, (b) carte du facteur LS .

4.4.2.3. Erodabilité des sols (K)

L'érodabilité d'un sol dépend de sa résistance à deux sources d'énergie, la battance des gouttes de la pluie à la surface du sol et l'entaille du ruissellement entre les mottes dans les griffes ou les rigoles. Selon Wischmeier et al. (1971), le facteur K dépend de plusieurs propriétés du sol (texture du sol, teneur en matières organiques, structure de sol et perméabilité). Faute de mesures directes de ces paramètres physiques, la détermination de l'indice K (Fig.IV.28) s'est faite en se basant sur notre connaissance du terrain et sur l'analyse de la carte géologique disponible. Ceci nous a permis de distinguer quatre classes de matériaux affleurant (très résistants, assez résistants, moyennement résistants et vulnérables) (Tabl.IV.16).

D'après Bollinne et Rosseau (1978) repris par Roose et Sarrailh (1990) on a la classification des sols en fonction de leur érodabilité :

- $K < 0,10$ Sols très résistants à l'érosion.
- $0,10 < K < 0,25$ Sols assez résistants à l'érosion.
- $0,25 < K < 0,35$ Sols moyennement sensibles à l'érosion.

- $0,35 < K < 0,45$ Sols assez sensibles à l'érosion
- $K > 0,45$ Sols très sensibles à l'érosion.

Les linéaments, les failles, les réseaux hydrographiques (densité de drainage) et la karstification peuvent aussi nous donner une idée sur le degré d'érodabilité des sols (Scanvic 1983). Les divers types de roches et leurs structures donnent une indication sur la capacité d'infiltration des zones occupées par les roches et par les sols et en conséquence sur la quantité de sol susceptible d'être érodée (Boukheir *et al.* 2001). Une faible infiltration des roches indique qu'une grande quantité d'eau ruisselle, par conséquent, une forte quantité de terre peut être emportée.

Le facteur K varie de 0,6 pour les affleurements friables rencontrés surtout en aval à 0,08 pour les sols les plus résistants et les plus stables fréquents en amont du bassin. Les valeurs de l'érodabilité trouvées indiquent une nette fragilité des sols.

Tableau IV.16. Valeurs de l'érodabilité K en fonction de la nature de sol.

Nature des sols	Erodibilité	Valeurs de K
Roche mere	très résistants à l'érosion	$K = 0,08 - 0,1$
Sols calcaires - Alluviaux et calciques	Assez résistants à l'érosion Moyennement résistants à l'érosion	$K = 0,1 - 0,2$ $K = 0,2 - 0,4$
Salins	faible résistants à l'érosion	$K = 0,4 - 0,6$

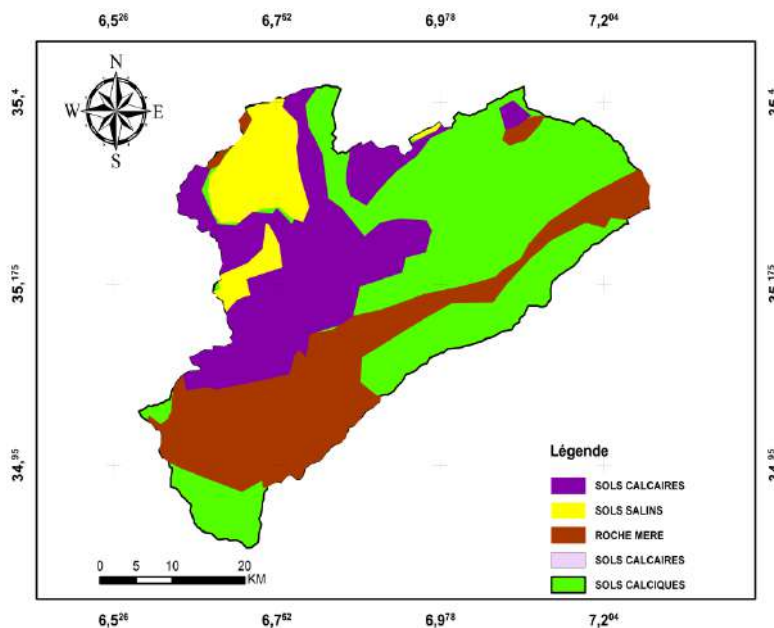


Figure IV.28. Carte des classes lithologiques (Sous Bassins : Khanget.S.Nadji).

4.4.3. Élaboration de la carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique

Chaque facteur étudié est décrit sous la forme de carte numérique, pour obtenir la distribution spatiale du potentiel érosif dans le bassin comme le montre le tableau IV.17.

Les données de la sensibilité du sol à l'érosion (les facteurs *C* et *LS*) sont combinées avec les données d'Erodabilité des sols (*K*) pour élaborer la carte du potentiel érosif (Fig.IV.29).

Tableau IV.17. Classification des facteurs de l'érosion hydrique des sols.

facteur d'érosion	Classe	Vulnérabilité à l'érosion hydrique	Code
Typologie des sols	Roche mere	Faible	1
	Sols calcaires - Alluviaux et calciques	Moyenne	2
		Forte	3
	Salins	Très Forte	4
Pentes en degré	0 - 8	Faible	1
	8 - 16	Moyenne	2
	15 - 30	Forte	3
	>30	Très Forte	4
Couvert végétal	Végétation très dense : (C = 0,01 - 0,2)	Faible	1
	Végétation éparse ou de densité moyenne (C = 0,2 - 0,35)	Moyenne	2
	terrains cultivés (C = 0,4)	Forte	3
	Terrains nus (C = 0,8)	Très Forte	4

Les zones à susceptibilité faible à érosion hydrique se trouvent dans les secteurs très enherbés, où le degré de pente est faible et dans les endroits à couverture forestière dense . Pour affiner ces résultats, Il sera nécessaire d'actualiser les données disponibles d'améliorer les procédures de combinaisons logiques qui ont été mises en oeuvre (hiérarchisation des paramètres, etc.) et d'intégrer des paramètres complémentaires (l'érosivité des pluies, l'infiltrabilité des sols, la battance...). Cette étude est un premier essai pour produire une carte de vulnérabilité à l'érosion des sols pour l'ensemble de la zone d'étude et pourrait constituer un document de de référence pour tout aménagement proposé.

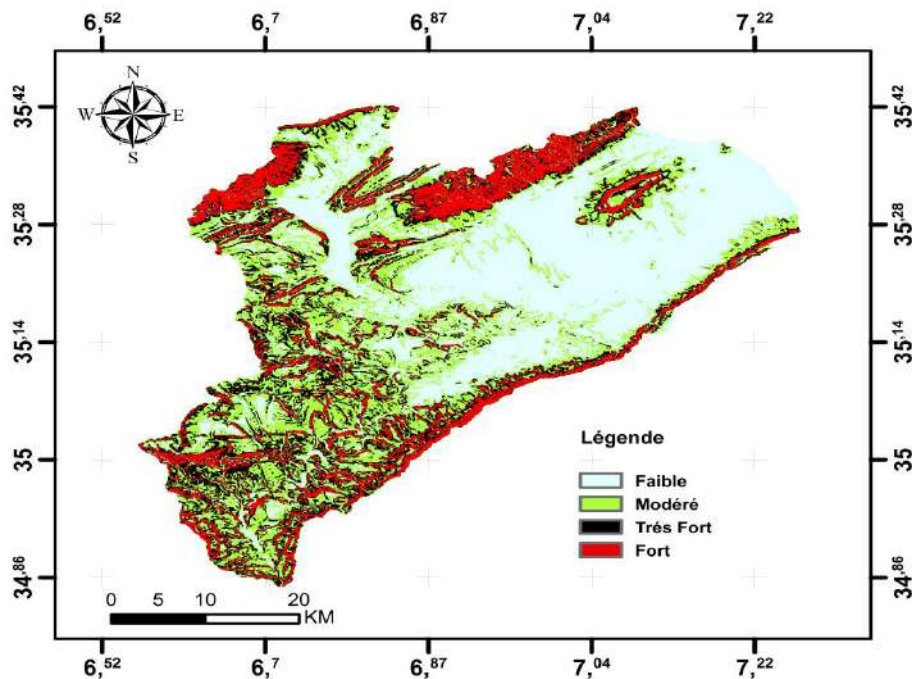


Figure IV.29. Carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique du bassin oued Al Abiod.

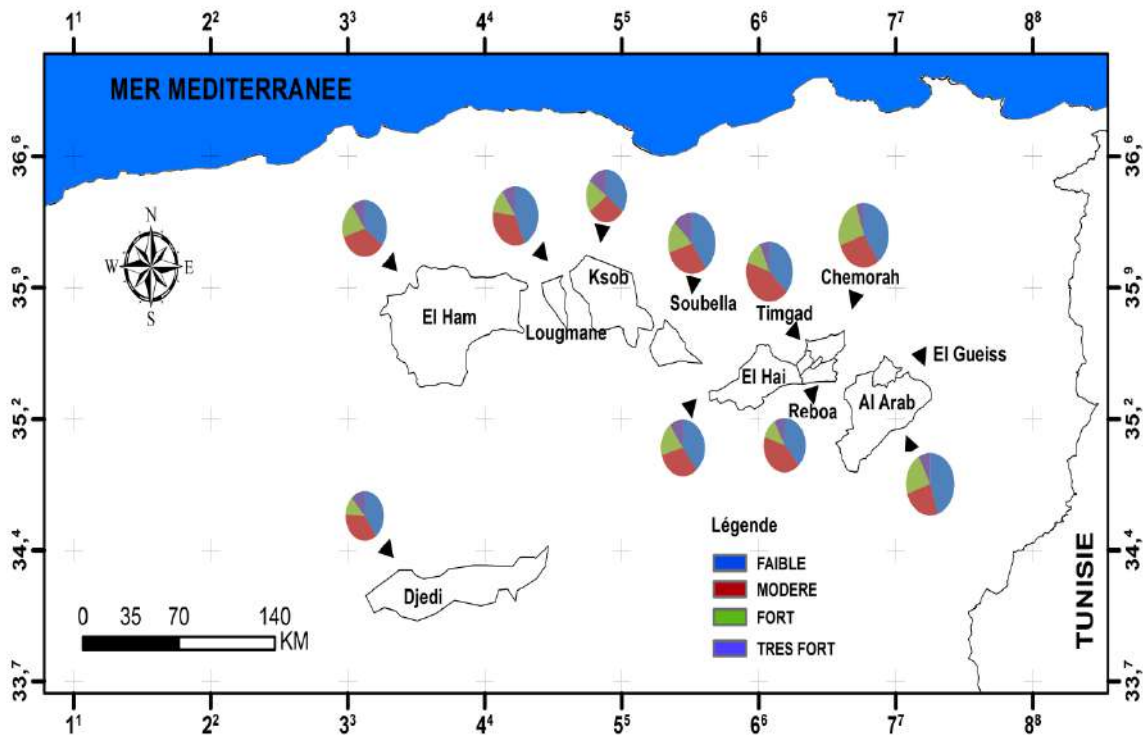


Figure IV.30. Répartition par secteur de l'érosion hydrique dans la zone d'étude.

4.5. CONCLUSION

Ce travail constitue une contribution à l'analyse du phénomène du transport solide, sur la base des mesures continues sur onze stations hydrométriques. Pour affiner ces résultats, il sera nécessaire d'actualiser les données disponibles d'améliorer les procédures de combinaisons logiques qui ont été mises en oeuvre (hiérarchisation des paramètres, etc.) et d'intégrer des paramètres complémentaires (l'érosivité des pluies, l'infiltrabilité des sols, la battance...). Cette étude est un premier essai pour produire une carte de vulnérabilité à l'érosion des sols pour l'ensemble de la zone d'étude et pourrait constituer un document de référence pour tout aménagement proposé.

L'approche utilisée a permis la caractérisation de l'état des surfaces et la variation temporelle des facteurs influençant l'érosion hydrique dans les bassins versants de la zone d'étude. Après la superposition des cartes de couverture végétale, de pente et de Facteur *LS* de bassins de l'Oued Al arab, on a pu partager le bassin en trois régions suivant le degré du potentiel érosif.

L'exploitation des couples de mesures concomitantes des débits liquides instantanés (m^3/s) et des concentrations (g/l) a permis de calculer les régressions saisonnières débits liquides-débits solides et d'estimer les différentes expressions des transports solides en suspension : débits solides (kg/s), apports solides (tonnes), transport solide spécifique ($t/km^2/an$) pour des périodes différentes.

Des données de mesures de concentrations pour des périodes différentes, on a évalué les débits solides, les apports solides annuels, et les valeurs de transports solides en suspension (le T.S.S.). Les courbes d'étalonnage saisonnières ont permis de combler les données sur les concentrations, les débits et les apports solides des bassins équipés de stations hydrométriques.

5.1. SIMULATION DE L'ENVAISEMENT DU BARRAGE FOUM EL KHERZA

5.1.1. Introduction

La sédimentation dans les réservoirs de barrage est un vaste champ d'étude puisque celui-ci demande de s'intéresser aux nombreux processus intervenants en amont de ces ouvrages jusqu'à leur mode de sédimentation dans les réservoirs. Située au carrefour de plusieurs disciplines, la quantification des sédiments déposés dans les réservoirs fait appel aux sciences de l'ingénieur tandis que les sciences humaines étudient, quant à elles, les impacts réciproques de la sédimentation sur le milieu et les sociétés. C'est à travers différentes approches – mais cependant complémentaires – que le géographe va pouvoir construire son analyse. Il s'agira d'estimer et/ou de quantifier de façon précise les volumes sédimentaires qui seront stockés dans les réservoirs afin d'en discerner les enjeux liés à la question. Pour cela, une étude des publications sur la thématique apparaît alors indispensable. La sédimentation des barrages est un phénomène naturel très complexe qu'il faut étudier de l'amont à l'aval du barrage. Les conséquences de ce phénomène sont extrêmement gênantes. Elle a un impact au niveau du réservoir lui-même, mais aussi en amont et en aval du barrage. Le mécanisme de la sédimentation et plus particulièrement les courants de densité restent l'étape la plus délicate de ce processus et leur maîtrise aboutira directement à la proposition des méthodes de lutte adéquates.

Plusieurs méthodes sont présentes dans la littérature pour prédire les débits solides transportés par une rivière, la plus largement utilisée étant la courbe de tarage des sédiments, qui combine les données des concentrations en sédiments aux débits liquides afin d'en déduire une relation souvent sous forme de puissance et qui peut être utilisée pour une prévision à long terme, d'autres méthodes sont aussi utilisées comme celles basées sur l'équation universelle de perte de sol de Wischmeier et ces dérivées (Demmak 1984; MacArthur et al. 1995). Remini et Hallouche (2005) ont établi deux relations donnant le débit annuel en sédiments fonction du temps d'opération, l'une puissance pour les pays du Maghreb ayant un fort taux de sédimentation, l'autre linéaire avec un taux de sédimentation assez faible.

Un but principal de cette partie de travail, est la simulation de scénarios de l'envasement du lac réservoir Foug El Kherza sur le moyen et le long terme déduisant ainsi pertes de stockage pour chaque simulation jusqu'à l'envasement total du barrage, par la méthode des surfaces incrémentées et la méthode empirique de la réduction de la surface des plans d'eau (Area-increment and empirical area reduction methods) développée par U.S Bureau of réclamation.

5.1.2. Présentation générale du barrage Foug El Kherza

Le barrage de Foug El Kherza situé à 18 km à l'Est de la ville de Biskra sur l'Oued El Abiod, est une voûte mince en béton qui est mis en eau en 1950, vidé en 1951 pour cause de fuites, puis remis en eau en 1960. Il permet, en principe, l'irrigation de 1200 ha correspondant à l'implantation de plus de 300.000 palmiers dattiers à Sidi Okba, Garta, Seriana et Thouda.

Le barrage d'une capacité initiale de 47 hm³, régularise 13 Hm³ par an des apports du bassin de l'Oued El Abiod (1300 Km²) et reçoit en moyenne un volume de 22 Hm³ par an.

5.1.3. Caractéristiques du barrage

Les principales caractéristique sont les suivantes :

5.1.3.1. Caractéristiques hydrologiques

Oued : EL-ABIOD

- ✚ Crues Historiques : 10 Octobre 1966 - 29 Mars 2004 - 29-31 Octobre 2011.
- ✚ Capacité initiale : 47.00 hm³.
- ✚ Capacité d'après dernier levé (Juillet 2007) : 12.9 hm³.
- ✚ Apport moyen annuel : 25.60 hm³/an (1950-2014).
- ✚ Envasement : 0.80 hm³/an.
- ✚ Surface du bassin versant : 1 300 km².

5.1.3.2. Caractéristiques techniques

Type : voute avec culée rive gauche

- ✚ Altitude de la retenue maximale : 198.1 m.
 - ✚ Surface de la retenue au maximum : 3.09 km².
 - ✚ Capacité totale du réservoir: 43.00 hm³.
 - ✚ Hauteur maximale de barrage au-dessus du thalweg : 73 m.
 - ✚ Hauteur de la crête de barrage au dessus de crête du déversoir : 4.35 m.
 - ✚ Côte retenue normale (R.N) : 198.90 m.
 - ✚ Côte Plus Hautes Eaux (P.H.E) : 203.25 m.
 - ✚ Longueur : 188 m.
 - ✚ Rayon de courbure : 80.00 m.
 - ✚ Capacité de la retenue initiale : 47.00h m³.
- Évacuateur de crue : 2 déversoirs superficiels sur la crête des barrages : 2 × 18 m (seuil déversant à 198.9 m). Il permet d'évacuer un débit de 730 m³ /s sous une charge de 4.35 m.
- Vidange implantée à la cote 145.25 m qui permet d'évacuer un débit de 110 m³/s sous la retenue maximum .
- Prise d'eau : 3 prises superposées situées dans une tour accolée à l'amont du plot central de la voute. Elles permettent de dériver un débit de 4 m³ /s.
- Conduite forcée qui relie la tour de prise d'eau à l'usine hydro-électrique à 165 m de longueur et un diamètre intérieur de 0.95 m.
- La culée : la voute s'appuie à la rive gauche sur une culée du type barrage poids, la culée est rectiligne, sa longueur totale et de : 60.3 m

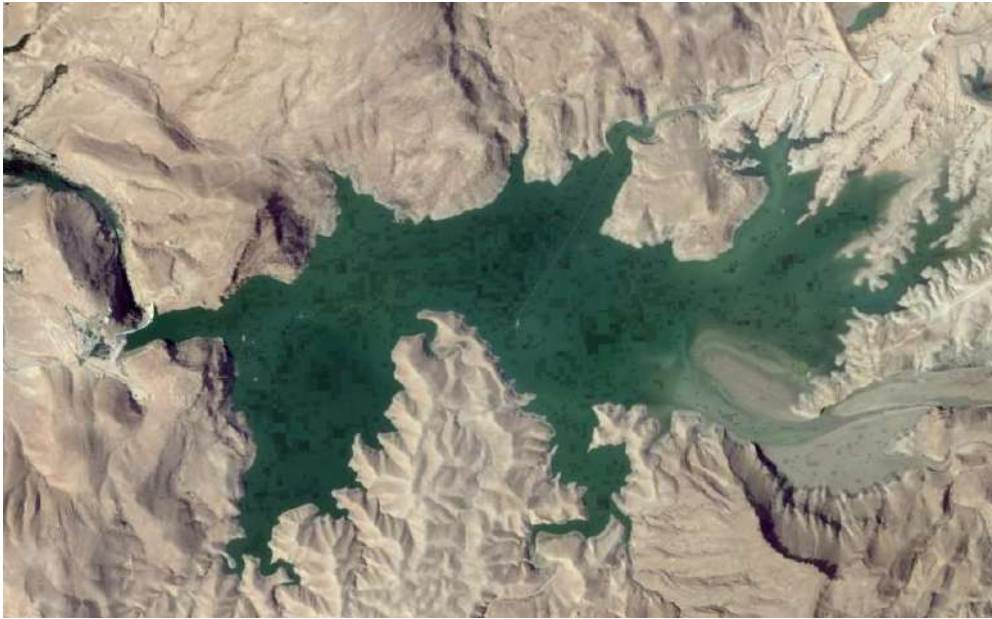


Figure V.1. Vue satellitaire du lac réservoir Fom El Kherza (Image Google earth, 2017).



Figure V.2. Etat critique du barrage de Fom El Gherza en Novembre 2014.

5.1.4. Données disponibles

5.1.4.1. Apports liquides

Les crues de oued EL Abiod sont liées aux précipitations orageuses ayant une double origine, puisque provenant soit d'orages locaux en été, soit des dépressions sahariennes au printemps et plus souvent encore en automne. Les crues de l'oued sont très violentes et soudaines. La série d'apports liquides journaliers reconstituée par bilan hydrique (Septembre 1950-Aout 2009).

5.1.4.2. Levés bathymétriques

Une bathymétrie représente un ensemble de mesures de profondeur de la retenue d'eau du barrage. Ces mesures visent à connaître la topographie du fond submergé. La capacité de retenue correspond au volume total de la retenue d'eau par le barrage au niveau maximal d'exploitation. Il s'agit du niveau le plus élevé que peuvent atteindre les eaux retenues en exploitation normale. La méthode proposée dans ce document pour évaluer ce volume consiste à faire un relevé manuel des profondeurs à l'aide d'une perche ou d'une corde graduée et d'une embarcation se déplaçant selon des repères précis. Cette méthode, si elle est appliquée avec minutie, suffit généralement pour évaluer avec une précision adéquate le volume total de la retenue d'eau.

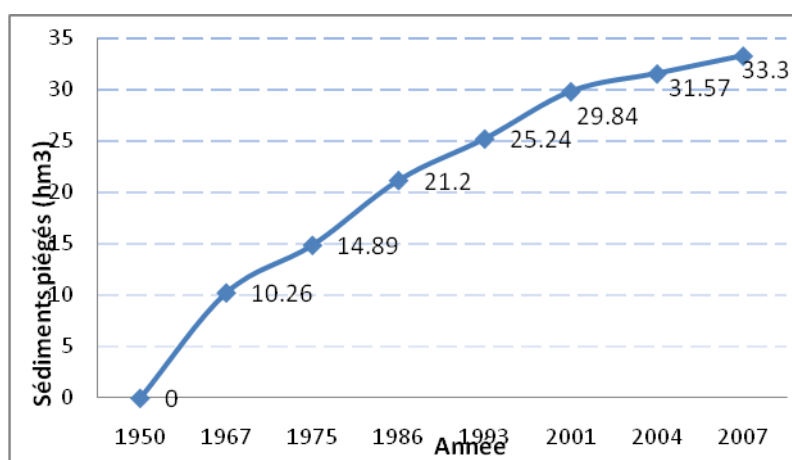


Figure V.3. Levés bathymétriques effectués à Foum El Kherza. (Source: ANBT).

5.1.4.3. L'établissement du Bilan hydrologique

Ce bilan est établi à l'échelle annuelle sur la période d'observation 1950/1951- 2007/2008. Le modèle utilisé est simple et complet. Dans cette étude, le modèle est défini par l'équation fondamentale qui décrit l'équilibre entre les apports et les pertes en eau. Il s'écrit comme suit:

$$\Delta V = (VA + VP) - (VE + VIR + VV + VD + VF) \quad (V.1)$$

A. Les entrées et les sorties

Partant de la connaissance des entrées et des sorties du système, la méthode du bilan hydrologique de la retenue du barrage de Foum El Gherza est adoptée, afin de quantifier annuellement les différentes composantes du bilan.

Dans cette région semi-aride, en plus de la faiblesse des précipitations et de leur irrégularité, l'effet de l'évaporation fait le reste des pertes par évaporation de la retenue du barrage, ces pertes s'élèvent en moyenne de 0.39 Hm³ au mois de Mai à 0.40 Hm³ au mois d'Aout par an dont la moitié s'effectue pendant les mois chauds de l'année (Aidoudi, 2012).

B. Bilan hydrologique

D'après le tableau (V.1), on peut noter les valeurs importantes des apports du barrage de Foum El Gherza qui dépassent la capacité initiale de l'ouvrage qui est de l'ordre de $(47 \cdot 10^6 \text{ m}^3)$ durant la série d'étude, dans ces "6" années le barrage est conduit à des opérations de déversement des eaux de la capacité excédentaire du barrage, ces eaux sont évacuées dans la partie aval du barrage par des volumes différents dont le plus important est le volume des années 2003 à 2005 (Aidoudi, 2012).

Tableau V.1. Bilan hydrologique annuels de la retenue du barrage de Foum El gherza (Hm^3).

Années	Les entrées	Les sorties	Bilan hydrologique
50/51	31.86	27.08	4.78
51/52	23.99	24.89	-0.9
52/53	14.92	8.5	6.42
53/54	10.68	10.99	-0.31
54/55	15.27	9.1	6.17
55/56	21.17	19.52	1.65
56/57	7.51	11.91	-4.4
57/58	42.82	18.33	24.49
58/59	48.05	39.82	8.23
59/60	38.37	33.96	4.41
60/61	10.51	27.38	-16.87
61/62	7.11	13.44	-6.33
62/63	20.06	13.95	6.11
63/64	64.72	42.19	22.53
64/65	26.70	31.25	-4.55
65/66	7.39	15.3	-7.91
66/67	40.42	37.85	2.57
67/68	25.31	16.7	8.61
68/69	8.49	14.34	-5.85
69/70	48.93	31.43	17.5
70/71	4.11	13.26	-9.15
71/72	21.88	15.27	6.61
72/73	32.35	20.98	11.37
73/74	8.06	19.37	-11.31
74/75	7.98	12.09	-4.11
75/76	19.26	12.73	6.53
76/77	33.10	20.64	12.46
77/78	9.84	18.19	-8.35

78/79	9.12	12.44	-3.32
79/80	15.70	12.59	3.11
80/81	25.64	18.31	7.33
81/82	12.48	14.78	-2.3
82/83	38.82	23.88	14.94
83/84	11.33	19.8	-8.47
84/85	23.73	20.26	3.47
85/86	16.60	18.73	-2.13
86/87	17.01	15.68	1.33
87/88	3.06	2.47	0.59
88/89	15.98	8.08	7.9
89/90	53.69	34.2	19.49
90/91	15.45	28.93	-13.48
91/92	22.58	23.08	-0.5
92/93	17.51	18.18	-0.67
93/94	5.84	3.07	2.77
94/95	21.41	14.28	7.13
95/96	54.2	39.96	14.24
96/97	6.17	11.96	-5.79
97/98	22.07	17.48	4.59
98/99	6.07	6.14	-0.07
99/00	14.15	10.73	3.42
00/01	7.86	8.45	-0.59
01/02	16.2	9.98	6.22
02/03	24.47	15.23	9.24
03/04	136.16	127.8	8.36
04/05	103.31	103.29	0.02
05/06	40.16	34.5	5.66
06/07	11.25	15.08	-3.83
00/08	12.45	7.08	5.37

5.1.5. Prévision de l'envasement du barrage de foug el Gherza

Plusieurs formules ont été utilisées pour la prévision des dépôts sédimentaires dans une retenue de barrage par comparaison avec les levées bathymétriques mesurés. La formule la mieux adaptée a permis de prédire l'envasement pour les barrages à faible taux d'envasement en Référence à l'équation suivante :

$$T_{env} = 0,576 t + 0,468 \quad (V.2)$$

T_{env} : Taux d'envasement (hm³).

t : Nombre d'années d'exploitation (Année).

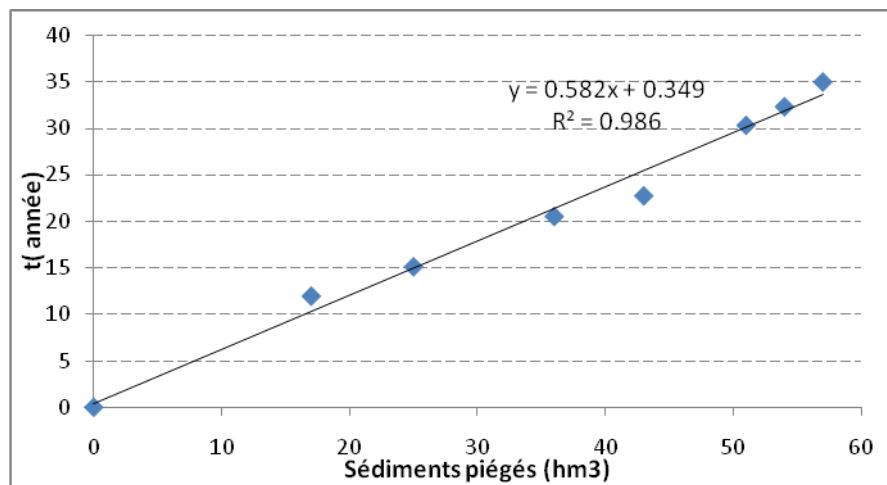


Figure V.4. Prédiction de l'envasement du barrage de Foug el Gherza.

Le Tableau V.2., représente l'estimation de l'évolution de l'envasement du barrage de Foug El kherza en fonction du temps.

Tableau V.2. Evolution de l'envasement en fonction du temps du barrage de Foug El Gherza.

Année	1950	1967	1975	1986	1993	2001	2004	2007	2014	2017	2020	2030
Envasement mesuré en Mm ³	0	11.93	15.08	20.48	22.69	30.26	29.26	34.1	/	/	/	/
Envasement calculé en Hm ³	0	10.26	14.89	21.20	25.24	29.84	31.57	33.3	37.33	39.06	40.79	46.55

On remarque que l'envasement prend de l'ampleur d'année en année, jusqu'à un comblement total en 2030, pour un volume d'eau total du barrage de 47 Mm³.

5.1.6. Mesure du volume des sédiments

5.1.6.1. Méthode d'efficacité de piégeages 'Trap efficiency Methods'

L'efficacité de piégeage d'un réservoir est le pourcentage de l'apport solide total retenu dans le réservoir. La méthode la plus utilisée pour estimer l'efficacité de piégeages a long terme est à partir de la courbe de Brune (Brune 1953) qui estime cette efficacité en se basant sur le rapport de la capacité de stockage à l'apport moyen annuel (Batuca and Jordaan 2000; Heinemann 1984; Morris and Fan 1998). L'efficacité de piégeages varie grandement d'un événement à un autre et peut aussi être influencée par les différentes opérations au niveau du réservoir ou temps de séjour hydraulique 'HRT' (Hydraulic Residence Time). Toute fois, l'efficacité à long terme diminue tout le long de la durée de vie du réservoir étant donné que ce dernier s'envase continuellement.

5.1.6.2. Méthode d'entrée de capacité "Capacity-Inflow Method (Brune's Curve)"

Brune (Brune, 1953) a développé une relation empirique entre l'efficacité du piège et le ratio du réservoir capacité à signifier l'apport annuel, les deux dans les mêmes unités de volume. Depuis les courbes (figure V.5), ont été générés par l'utilisation de données provenant de réservoirs normaux, ils ne sont pas recommandés à utiliser pour déterminer l'efficacité des pièges des bassins de désenvasement ou des réservoirs secs. L'équation pour la courbe médiane:

$$TE(\%) = 100 \cdot 0,97^{0,19 \log(C/I)} \quad (V.3)$$

Avec :

- ✚ C : Capacité du réservoir (hm^3).
- ✚ I : Apport annuel (hm^3).
- ✚ TE : Piégeage (%).

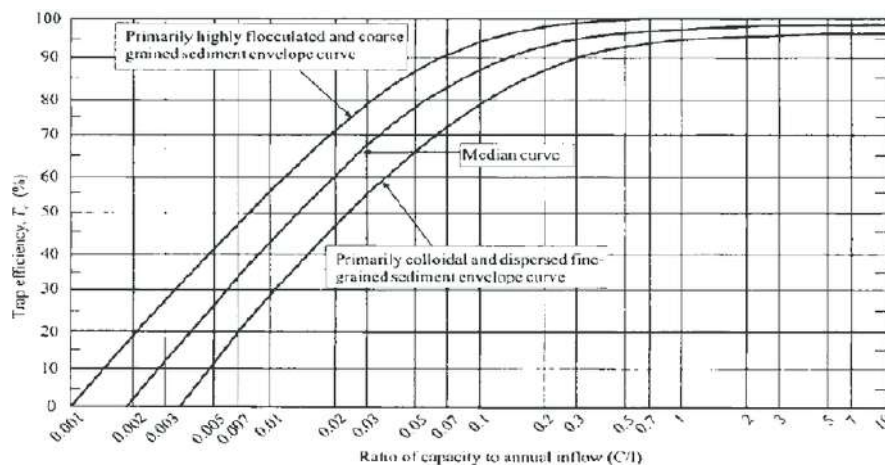


Figure V.5. La courbe de Brune (Brune's Curve).

Le tableau V.3., indique que l'efficacité annuelle de piégeages des sédiments est très variable et peut différer de la moyenne a long terme estimée par la courbe de Brune en raison de la variabilité d'année en année hydrologique d'une part, et des différentes opérations du réservoir d'une autre part, comme lors des grandes inondations qui se sont produites lorsque le réservoir était presque plein dans les années 2004 et 2006.

Tableau V.3. Capacité de piégeage.

Année	C	I	C/I	TE
1950	47	-	-	-
1967	35.07	21.10	1.66	98
1975	31.92	19.98	1.68	98
1986	26.52	20.48	1.29	98
1993	24.31	18.20	1.33	98
2001	16.74	16.66	1.00	98
2004	14.74	90.52	0.16	91
2007	12.9	36.82	0.35	95

5.2. VULNERABILITE ET STRATEGIE D'ADAPTATION DES OUVRAGES MOBILISATION DES EAUX DE SURFACE

Ce chapitre est dédié à l'analyse de la mobilisation des eaux de surface à des fins d'utilisation en eau potable, industrielle et agricole: mobilisation des eaux par les grands barrages, les petits barrages et les retenues collinaires et leurs affectations. Le volet ressources non conventionnelles (stations d'épuration et stations de dessalement) est également abordé de même que les transferts intra-bassin et interbassins. Le secteur de l'eau fait l'objet d'une attention particulière de la part des pouvoirs publics qui lui consacrent des moyens de plus en plus importants. La construction de nouveaux barrages, la réalisation de grands transferts régionaux et de grandes adductions urbaines et agricoles, des usines de dessalement ont permis d'augmenter nettement le volume des ressources en eau mobilisées et d'améliorer les conditions d'approvisionnement des régions et des agglomérations déficitaires. Cependant, l'efficacité de ces efforts reste limitée parce que le service de l'eau est encore imparfait dans la plupart des villes, les irrigations dans les grands périmètres ne progressent pas et les pollutions menacent les nappes souterraines dans plusieurs zones. De plus, des volumes importants sont perdus dans les réseaux de distribution d'eau urbaine et les réseaux d'irrigation sont vétustes ou mal entretenus.

A l'exception des eaux fossiles des nappes profondes du Sahara, les ressources hydrauliques naturelles de l'Algérie dépendent essentiellement de la pluviométrie qui est très inégalement répartie sur le territoire et caractérisée par de fortes irrégularités intra-annuelles et interannuelles. Les volumes des précipitations sont très variables dans le temps : concentration sur quelques mois dans le Nord et quelques jours par an dans le Sud. Des années de fortes pluies peuvent être suivies par des périodes de sécheresses sévères. Des fluctuations aussi marquées vont affecter, d'une année à l'autre, le volume des ressources renouvelables disponibles (écoulements superficiels et alimentation des nappes souterraines). Les grandes différences dans la répartition des précipitations à travers le territoire national se retrouvent dans celle des ressources hydrauliques renouvelables.

Dans cette optique, il importe de présenter les différentes techniques de mobilisation utilisées, leur adaptation au milieu, et leur impact sur la gestion des ressources en eau dans la région.

Nous étudierons dans ce chapitre : Une gestion de l'eau encore très axée sur l'offre, notamment les retenues collinaires et les barrages de dérivation, l'adaptation de ces ouvrages au milieu, leur efficacité, et leur impact sur le régime d'écoulement, la grande hydraulique : les barrages réservoirs et les transferts qui constituent des aménagements de grande envergure dans la région, leur impact attendu sur le développement socioéconomique et les contraintes auxquelles ils sont confrontés.

5.3. UNE GESTION DE L'EAU ENCORE TRES AXEE SUR L'OFFRE

L'évolution considérable de la demande en eau en Algérie, liée principalement à l'accroissement rapide de la population, aux dynamiques d'urbanisation et à l'élévation des niveaux de vie, a conduit le pays à accroître les capacités de stockage des eaux de surface, à augmenter l'exploitation des nappes souterraines disponibles et à réaliser des adductions et des transferts d'eau portant sur des volumes et des distances de plus en plus importants. Les dépenses publiques dédiées au secteur de l'eau ont fortement augmenté depuis le début des années 2000. En pourcentage du PIB, les autorisations budgétaires d'investissements dans le secteur de l'eau - incluant l'hydraulique agricole - ont doublé pour passer de 1,3% en 1999 à 2,6% en 2006. Cette progression reflète bien l'importance des efforts déployés pour mobiliser davantage de ressources afin de satisfaire les besoins en eau potable et en eau industrielle, de protéger la ressource et de répondre aux besoins de l'agriculture. Ainsi, environ les deux tiers des financements ont été réservés aux grandes infrastructures de mobilisation et aux ouvrages d'adduction et de transfert.

5.4. LES RESSOURCES EN EAU

5.4.1. Eaux superficielles

Les potentialités en eaux superficielles des bassins de la zone d'étude (Tab.V.1) ont été estimées dans le cadre de l'étude du plan national de l'eau pour une période de référence allant de 1972 à 1994. Ces potentialités, potentiel en eau superficielle intimement liées à la pluviométrie (Tab.V.4).

Tableau V.4. Potentialités en eau superficielle des neuf bassins de la zone d'étude (période 1972-1994).

station	Code	Superficie (km ²)	Apport annuel (Hm ³ .an ⁻¹)
El Kantara	061201	1170	13.1
M'chouneche	061502	1050	11.5
Kh. S. Nadji	061801	2083	22.5
A. Babouche	062308	810	3.7
Fesdis	070301	305	10.1
Reboa	070403	296	15.6
Chemoura	070501	759	22.2
Timgad	070401	194	6.08

5.4.2. Mobilisations

Ces ressources sont principalement mobilisées par :

5.4.2.1. Les barrages

La nouvelle politique de l'Algérie en matière de mobilisation, de transfert et de gestion des ressources en eau s'inscrit dans la stratégie nationale d'aménagement du territoire ayant pour objectif le rééquilibrage territorial au profit de la région des Hauts Plateaux et du Sud du pays.

A. Le barrage de K'sob

Le barrage du k'sob sur l'oued du même nom se trouve dans la wilaya de M'sila à 15 Km au nord de M'sila. Le barrage construit sur le lit de l'oued éponyme de 1933 à 1939 est du type à voûtes multiples, de 32 m de haut.

D'une capacité de 50 millions de mètres cubes d'eau destinés à l'irrigation de 13 000 ha, le barrage ne permet, aujourd'hui, que l'irrigation du tiers de cette superficie en raison d'un état d'envasement avancé.

B. Barrage Foum El Gueiss

Ce barrage très ancien et très beau est érigé sur oued El Gueiss qui draine une superficie de 156 km². Il est envasé à plus de 90%, ceci même après la 2ème surélévation et l'installation des hausses fusibles en 2005. L'Agence Nationale des Barrages et Transferts envisage son dévasement prochainement.

C. Barrage de Koudiet M'daouar

Le barrage de Koudiet M'daouar est érigé sur oued Reboa, drainant une superficie de 590 km² est situé à 7 km au nord-est de la ville de Timgad, ce barrage fait partie du grand système de Beni Haroun et ayant pour objectifs d'assurer les besoins en eau potable et industrielle des villes de Batna, Khenchela et Ain Touta et aussi l'irrigation de plus 15700 ha de terres agricoles dans les plaines de Batna, de Chemora et Ain Touta.

D. Le barrage des fontaines de gazelles

Le barrage en terre des fontaines de gazelles est construit sur l'Oued El Hai, d'une capacité de 55,5 Hm³ (potentiel régularisable de 14 Hm³) et mise en eau au cours de l'année 2000. Le bassin du barrage Fontaine des Gazelles sur la partie droite de la route nationale N° 03 venant de la ville d'El Kantara vers de la ville d'El Outaya. Elle a 388m d'altitude. Administrativement, le barrage fait partie de la commune d'El Outaya. Où le taux de recouvrement est de 98% environ. Elle présente des conditions d'halo-hydromorphie favorisant le développement d'une population pure de Tamarix dont le recouvrement augmente de l'extrémité vers la surface de la nappe d'eau du barrage.

E. Le barrage de Foum El Guerza

Construit en 1950 sur l'oued EL-ABIOD près de Biskra dans la commune de Sidi-Okba d'une capacité de 47 millions de m³ pour un volume régularisable de 13 millions de m³. Du fait de l'altitude (on est souvent à plus de 1000 m), dans Les Aurès, la température qui y règne est agréable en été, bien plus agréable que la fournaise de Biskra. ce massif des Aurès est une zone montagneuse, au nord-est de l'Algérie, et sud de l'Atlas saharien en Algérie. Il est un véritable château d'eau pour cette immense région au climat très aride. 3 vallées parallèles traversent les Aurès et reliant Biskra à Batna.

F. Le barrage de Babar

Le barrage de Babar construit sur l'Oued El Arab a été mis en eau en 1995 .D'une capacité de 42 millions m³, le barrage babar (Wilaya de Khenchela) joue un rôle essentiel dans l'alimentation en eau potable des populations des zones avoisinantes (Ouldja, Khirane, Djellal, Chechar) à hauteur de 60% des besoins, ainsi que pour l'irrigation des terres agricoles.

Tableau V.5. Barrages en exploitation dans la zone d'étude.

B.V	Wilaya	Barrage	Oued	Capacité théorique (Hm ³)	Volume régularisé (Hm ³ /an)	Observations
05	Msila	K'Sob	K'Sob	50		-type à voûtes multiples -L'eau destinés à l'irrigation de 13 000 ha -Année de mise en eau : 1977 -Capacité après levés bathymétrique actuel : 11.84 hm ³ -Superficie du b.versant : 1330 Km ²
	Batna	Koudiet M'daouar	Chemoura	62	18	- Type : Terre -Destination : AEP-IRR-(réservoir -tampon) - Année de mise en eau : 2003 - Superficie du b.versant : 590 Km ²
06	Khenchela	Foum El Gueiss	El Gueiss	3	3.2	- Type : Enrochement -Destination : IRR - Année de mise en eau : 1939 - Surélévation en 1996 et 2004 (Gain de capacité 0,5 et 1 hm ³) - Capacité après levés bathymétrique en 2004 :1,6 hm ³ - Superficie du b.versant : 151 Km ²
	Biskra	Fontaines de gazelles	El hai	55.5	14	- Type : Terre -Destination : IRR - Année de mise en eau : 2004 - Capacité après levés bathymétrique en 2004 :54,74 hm ³ - Superficie du b.versant : 1558 Km ²
07	Biskra	Foum El Guerza	Al Abiod	47	13	- Type : Poids Voûte -Destination : IRR - Année de mise en eau : 1950 - Capacité après levés bathymétrique en 2004 :14,89 hm ³ - Superficie du b.versant : 1300 Km ²
	Khenchela	Babar	El Arab	41	12	- Type : Terre -Destination : IRR - Année de mise en eau : 1995 - Capacité après levés bathymétrique en 2004 : 38,01 hm ³ - Superficie du b.versant : 567 Km ²

(Guidoum, 2017)

5.4.2.2. Retenue collinaire

Plusieurs retenues collinaires ont été construites tout en long du réseau hydrographique des bassins de la zone étude, en vue de satisfaire les besoins en irrigation de la région. La réalisation de retenues collinaires n'a connu un véritable essor qu'à partir de l'année 1982 où un grand programme d'étude et de réalisation de ce type d'ouvrage a été initié par le secteur de l'hydraulique visant la satisfaction des besoins des petites exploitations agricoles. *Par exemple* : Les retenues collinaires dans le grand bassin de haut plateau Constantinois sont au nombre de 12 retenues totalisant une capacité de l'ordre de 18 hm³. La répartition spatiale de ces retenues par wilaya est donnée dans le tableau ci-après :

Tableau V.6. Retenues collinaires recensées dans la haut plateau Constantinois.

Sous B.V	wilaya	Capacité (m ³)
0701	Setif	360000
0701	Setif	100000
0703	Oum El Bouaghi	60000
0703	Oum El Bouaghi	450000
0703	Batna	23000
0703	Batna	21000
0706	Khenchela	60000
0707	Batna	20000
0707	Khenchela	50000
0707	Khenchela	15000
0707	Khenchela	70000
0707	Khenchela	20000

5.5. VULNERABILITE DES RESSOURCES EN EAU AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN ALGERIE

5.5.1. Le Changement climatique

Les changements climatiques ont depuis longtemps cessé d'être une curiosité scientifique. Il constitue la question environnementale majeure qui domine notre époque et le défi majeur auquel doivent répondre les organismes de contrôle environnementaux. L'eau, l'une des matières premières les plus importantes en Algérie, dont l'importance pour la consommation humaine, la production agroalimentaire, l'industrie, le transport, les loisirs et les écosystèmes n'est plus à démontrer. Du fait de son importance, il est indispensable de connaître sa vulnérabilité aux changements climatiques, en Algérie (Bouziani, 2006).

Néanmoins, les variations climatiques ne sont pas les seuls facteurs définissant la vulnérabilité de cette ressource aux changements climatiques, les facteurs économiques, démographiques et environnementaux sont aussi des critères à considérer. La réaction des consommateurs d'eau ainsi que les mécanismes de gestion de cette ressource déterminent dans une large mesure la vulnérabilité en Algérie des ces ressources (Bouziani, 2006).

5.5.2. Les impacts sur les écoulements de surface

La sécheresse intense et persistante, observée en Algérie durant les 30 dernières années et caractérisée par un déficit pluviométrique évalué à 30% (50% durant l'année 2001-2002), a eu un impact négatif sur les régimes d'écoulement des cours d'eau, entraînant des conséquences graves sur l'ensemble des activités socio-économiques du pays. Si en 1962, la disponibilité en eau théorique par habitant et par an était de 1500 m³, elle n'était plus que de 720 m³ en 1990, 680 m³ en 1995, 630 m³ en 1998, 500 m³ en 2002, elle ne sera que de 430 m³ en 2020. La disponibilité en eau potable en Algérie en m³/habitant/an dépassera légèrement le seuil des 400 m³ /ha.

5.5.3. L'évaporation des eaux de surface

L'évaporation est une contrainte majeure pour les barrages en milieu aride et semi-aride. Elle contribue à réduire la réserve de la retenue. Selon Remini (2005), les volumes d'eau perdus par évaporation dans les lacs des barrages sont beaucoup plus supérieurs à ceux perdus par l'envasement (Guidoum, 2017).

Ces volumes évaporés sont soumis à des variations annuelles et interannuelles considérables, car ils dépendent des facteurs climatiques, mais aussi des variations de surface du plan d'eau. A titre indicatif, l'évaporation maximale de 350 Hm³ a été enregistrée dans les 39 barrages exploités par l'ANBT durant l'année hydrologique 1992/93 et la minimale de 100 Hm³ durant l'année 2001/02. La moyenne annuelle sur la période de 10 ans (1992/02) est de 250 Hm³, ce qui représente 6,5 % de la capacité totale (Remini 2005, IME 2010).

5.5.3.1. Les facteurs qui favorisent l'évaporation

A. La température

Un temps chaud permettra à la masse d'eau de se réchauffer et d'augmenter l'énergie cinétique de ses molécules. Un plus grand nombre de molécules auront alors l'énergie suffisante pour s'arracher à la surface d'eau (pour s'évaporer). On a tous remarqué que l'eau dans une casserole s'évapore plus vite lorsqu'on la chauffe.

B. Faible pression atmosphérique

Quand la pression atmosphérique de l'air est faible, l'air pousse moins fort sur la surface de l'eau. Les molécules d'eau auront alors plus de facilité à s'arracher de la surface de l'eau pour se retrouver à l'état de vapeur.

C. Humidité relative faible

Lorsque l'humidité relative est faible, l'air est loin d'être saturé en vapeur d'eau. Dans ce cas, il est possible d'ajouter beaucoup plus de vapeur d'eau par évaporation que lorsque l'humidité relative est forte.

D. Vent fort

On sait que les vêtements sèchent beaucoup plus rapidement sur la corde à linge lorsqu'il y a un bon vent. Cela est dû au fait que la mince couche d'air qui se trouve autour des vêtements devient éventuellement saturée de vapeur d'eau à cause de l'évaporation. À mesure que l'air se rapproche de la saturation, l'évaporation diminue. Le vent chasse constamment la mince couche d'air autour des vêtements et la remplace. La nouvelle couche d'air contient moins de vapeur d'eau et permet une évaporation plus importante.

E. Grande surface d'eau

Une grande surface d'eau facilite l'évaporation, car dans ce cas, un plus grand nombre de molécules d'eau ont la possibilité de se détacher de la masse d'eau.

5.5.3.2. calcul de l'évaporation

Parmi les dizaines de formules élaborées en ce sens, et pour une raison de disponibilité des données, nous avons retenu celles qui ont acquis une certaine notoriété, et qui sont renommées d'après leurs auteurs : *THORNTHWAITE*, *TURC*, et *BLLANY-CRIDDLE*.

Malgré la courte période d'observation disponible de nos stations, a pu nous fournir toutes les données indispensables pour le calcul de l'ETP, comme nous avons déjà précédemment parlé (Chap.I).

Formule de Boutoutaou

La formule relie l'évapotranspiration potentielle à la température et l'humidité de l'air. Pour les différentes zones climatiques de l'Algérie, la valeur de l'évaporation potentielle annuelle est donnée par la relation suivante (Boutoutaou and al, 2003) :

$$E_0 = 157 \beta (T + 15) (1 - H/100) \quad (V.4)$$

Avec :

- ✚ E_0 : Evapotranspiration potentielle annuelle (mm).
- ✚ T : température moyenne annuelle de l'air (C°).
- ✚ H : Humidité relative annuelle de l'air (%).
- ✚ β : coefficient correctif propre à chaque station météorologique, variant de 0,73 à 1,49 et tabulé en fonction des stations météorologique.

Les valeurs de l'évaporation calculées par la méthode de Boutoutaou proposée sont comparées à celles mesurées sur plusieurs barrages en exploitation situés dans les différentes zones géographiques et climatiques de l'Algérie. La comparaison montre que la différence entre les valeurs calculées par la formule de Boutoutaou et mesurées au niveau des différents barrages ne dépasse pas ± 25 %. L'erreur systématique de calcul n'apparaît pas. Cette

différence n'est pas tout à fait homogène (un petit peu élevée en hiver et en automne et faible en printemps et en été) durant l'année. Quelques comparaisons choisies arbitrairement sont présentées dans la figure V.6., (Boutoutaou, 2011).

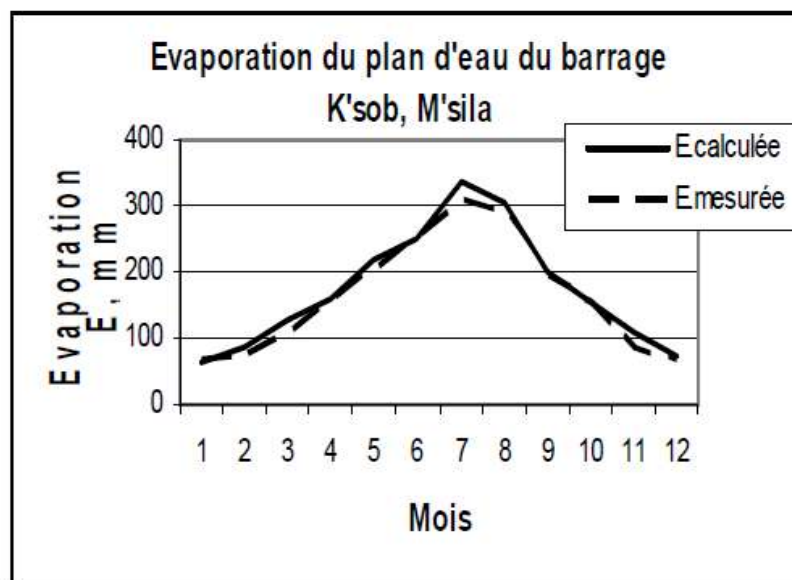


Figure V.6. Évaporation au barrage K'sob.(Boutoutaou, 2011).

5.4.4. Les changements affectant les eaux de barrages

5.4.4.1. L'envasement

A cause de l'intervention de l'homme, par le déboisement, le surpâturage et les façons culturales, le processus d'érosion hydrique se trouve accélérer, La nature et la morphologie des terrains en pente, la capacité de stockage des barrages de 2 à 3% chaque année, à cause de l'envasement dû au transport et au dépôt de sédiments par les eaux de pluie. Actuellement, 14 barrages sur la soixantaine existante sont envasés. L'analyse des chiffres présentés par la suite (Tab.V.4), montre que la capacité de stockage des barrages érigés dans la Seybouse-Aurès est sujette à une réduction progressive par envasement au cours du temps.

Tableau V.7. Dépôt dans quelques barrages.

Sous Bassin	Barrage	Taux d'envasement (%) en 2014 obtenue par exterpolation
K'sob	K'sob	78
Chemorah	K.El Medaour	4.81
El Gueiss	F.El Gueiss	100
El Arab	Babar	15.34
El Hai	F.des gazelles	4.79
Al Abiod	F.El Gherza	80.87

(Guidoum, 2017)

5.5.4.2. La diminution du ruissellement

La contribution du ruissellement aux eaux de surface a systématiquement diminué. Les flux trop faibles ne permettent pas de remplir suffisamment les barrages existants.

Le tableau V.8., récapitule la répartition des ruissellements moyens annuels aux quelques stations hydrométrique de la zone d'étude.

Tableau V.8. Répartition des ruissellements moyens annuels aux quelques stations hydrométrique de la zone d'étude (1984-1994).

Station	Ruissellement moyen annuel (mm)
040220	19.55
040403	19.49
050501	6.67
050801	21.88
051101	37.38
060104	16.76
061201	10.48
061801	10.09

5.5.4.3. Fuites dans les barrages

C'est un problème grave, il s'agit non seulement de perte de la capacité de l'eau, mais s'ajoute aussi la déstabilisation de l'ouvrage. Généralement l'eau des fuites ne se perd pas, il peut être récupérée et réutilisée pour l'agriculture et à la limite le laisser s'infiltrer pour réalimenter la nappe. A titre d'exemple, un réseau de collecte des fuites d'eau installé à l'aval du barrage de Foug El Gherza permet de récupérer en moyenne 5 millions de m³/an et de les utiliser pour l'irrigation (Bellout, 2014).

5.5.4.4. Les changements affectant les nappes phréatiques

La diminution des pluies due aux sécheresses qui sévissent depuis le début des années 70 a entraîné une baisse constante des réserves d'eau souterraine des principales nappes aquifères du nord du pays. Dans beaucoup de plaines du pays, le niveau des nappes phréatiques a déjà chuté dans des proportions alarmantes (> 20 m.)

L'aggravation des sécheresses conjuguée à la surexploitation des nappes phréatiques a entraîné la minéralisation des zones non saturées des nappes aquifères profondes, dans les régions semi-arides comme le plateau d'Oran et les hautes plaines occidentales. Le taux moyen d'utilisation des nappes phréatiques est de 79% dans la région Nord, il peut parfois atteindre et dépasser les 90% dans certaines zones.

5.5.4.5. Les risques d'inondations

Le risque d'inondation est parmi les défis majeurs qu'affrontent les agglomérations Algériennes situées aux pieds des versants dans les basses plaines ; aux embouchures des oueds. Les crues inondantes constituent un risque engendré par l'accroissement démesuré de ces entités urbaines sans infrastructures convenables en matière d'assainissement et de

protection contre ce risque. Il faut s'attendre à l'accentuation de ces phénomènes météorologiques, qui seront de plus en plus violents et dangereux.

5.6. STRATEGIE D'ADAPTATION DES OUVRAGES MOBILISATION DES EAUX DE SURFACE

En Algérie, des pratiques d'adaptation sont déjà utilisées, car les épisodes de sécheresse, d'inondation, d'augmentation anormale de température de l'air se manifestent continuellement. Ces actions doivent être intégrées dans une politique globale d'adaptation du pays, du fait que les initiatives d'adaptation qui seront prises dans ce secteur auront des conséquences importantes dans plusieurs autres secteurs (Agoumi, 2003).

5.6.1. Stratégie de développement

5.6.1.1. Les barrages en projet

Les barrages en projet sont la plupart de taille relativement modeste : Taghrist (5 Hm³), Mellagou (32 hm³), Bouzina (22 hm³), Dermoun (7,35 hm³), Oueldja (12 hm³), El Hakika (17,8 hm³). La concrétisation de ce programme de mobilisation va augmentée la capacité théorique mobilisée par les barrages installés à l'échelle de la Seybouse-Aurès à plus de 852 hm³, soit une augmentation de 29 % (Tabl.V.9).

Tableau V.9. Quelques Barrages en projet dans la zone d'étude.

Wilaya	Barrage	Oued	Capacité (hm ³ /an)
Msila	Soubella	Soubella	4.6
Khenchela	Taghrist	Taghrist	5
Khenchela	Mellagou	Mellagou	32
Khenchela	Oueldja	El Arab	12
Batna	Dermoun	Dermoun	7.35
Batna	Bouzina	Bouzina	22
Tebessa	El Hakika	El Hakika	17.8

5.6.1.2. Réhabilitation des systèmes d'eau

Par une meilleure gestion de l'eau et l'utilisation de techniques d'irrigation modernes permettraient de réduire ces demandes de 20 à 30%. et Ramener le taux de fuite de 40 % à 30 % par un programme de réhabilitation des réseaux d'alimentation en eau potable (AEP).

5.6.2. Options proposées en matière d'adaptation aux changements climatiques

Par protection des zones humides en tant que lieu d'habitat des espèces faunistiques locales et migrantes. En Algérie, des mesures préventives, pour lutter contre les effets néfastes des phénomènes extrêmes, sont aussi au centre des préoccupations de l'état depuis l'adoption de la loi relative aux risques naturels et technologiques majeurs (loi 04-20 du 25 décembre 2004 relative à la prévention des risques majeurs et à la gestion des catastrophes dans le cadre du développement durable) (Meddi, 2002).

Des projets pilotes, visant la réduction de la vulnérabilité des zones urbaines aux catastrophes naturelles, sont actuellement en cours de finalisation. Des études sur les crues du nord de l'Algérie sont aussi conduites.

5.7. CONCLUSION

Durant ces 45 années d'exploitation, le barrage connaît un régime de crues accentuées cette dernière décennie, ce qui favorise la vitesse de sa sédimentation.

La dimension stratégique et vitale de l'eau caractérisée par la rareté et la pénurie impose une politique de mobilisation maximale et d'exploitation rationnelle de cette ressource. Les défis à relever dans ce domaine sont liés à la sécurité de la population et de l'économie du pays dont il importe de pourvoir aux besoins tant il est vrai que la sécurité hydrique est intimement liée à la sécurité économique, sanitaire et écologique et à la sécurité alimentaire en particulier.

Les nouveaux barrages érigés sur les oueds sont des accélérateurs de progrès et de développement de la région. L'évaporation est, aussi, une contrainte majeure pour les barrages de la région, notamment ceux qui sont situés sur le versant sud des Aurès. Elle contribue à réduire la réserve des retenues et à accentuer la salinité des eaux stockées.

En conséquence, ils ne peuvent pas constituer des réserves qui puissent garantir un approvisionnement régulier, notamment en cas de sécheresse.

Conclusion générale

La zone d'étude englobe trois bassins versants des zones semi-arides et arides du sud Et de l'Algérie. IL s'agit des bassins de Chott Melghir- (68751 Km²), des hauts plateaux constantinois-07(9578 Km²) et d'El Hodna-bassin 05(25843 Km²). Les oueds de ces zones sont à écoulement endoréiques (les oueds se jettent des dépressions fermées) et à régime quasi temporaire.

Cette recherche repose sur l'étude hydrologiques au sein des différents bassins versants représentatifs situés à différentes altitudes en climat semi-aride du algérie en utilisant de nombreux outils statistiques et certaines techniques de la modélisation des écoulements superficiels. Pour atteindre ces objectifs, on a fait appel à des bases de données climatologiques et hydrologiques.

Une partie de cette étude est consacrée à l'analyse du complexe physique des bassins versants sélectionnés, notamment, la géomorphométrie, la lithologie, l'occupation du sol et la couverture végétale, ainsi que la climatologie. L'étude géologique des bassins versants sélectionnés a montré qu'il est formé essentiellement par des formations perméables à semi perméables qui occupent la presque totalité de la superficie du bassin, ce qui favorise l'infiltration des eaux de surface. L'étude du couvert végétal sur les bassins versants sélectionnés a montré que ce bassin présente un couvert végétal discontinu et dégradé. Ces deux facteurs favorisent la genèse de crues violentes dans une grande partie des bassins versants sélectionnés.

Le développement des différentes méthodes d'analyse statistique a permis une meilleure connaissance du régime hydrologique et du mode de fonctionnement des systèmes hydrologiques étudiés. En effet, l'étude multidimensionnelle à l'aide de l'analyse en composantes principales des données physiographiques permet de déterminer l'influence des caractéristiques physiques des bassins versants sur leur réponse hydrologique. L'ACP a mis en évidence les affinités entre les différents sous bassins versants, elle a donc permis de déduire les paramètres qui les caractérisent au mieux et de les rattacher à des groupes distincts.

Sur la base des séries d'observations pluviométriques qui s'étalent sur trente-huit ans, une étude du régime de pluies a été réalisée, prenant en considération un nombre important (36) de stations pluviométriques. Ceci a permis une compréhension du régime pluviométrique et de ressortir les éventuels changements de ce dernier. Par ailleurs, et avant leur utilisation, un contrôle de la fiabilité des séries d'observation récoltées auprès de L'ANRH, a été effectué à l'aide de la méthode des double cumuls.

Les bassins versants sélectionnés connaissent une variabilité pluviométrique marquée par une longue période sèche amorcée depuis les années 1970 qui s'est amplifiée pendant les années 1980. Le déficit pluviométrique évalué atteint une valeur moyenne de 15% et fluctue entre 13% et 30%. Le déficit pluviométrique constaté n'est pas homogène sur l'ensemble Les bassins versants sélectionnés. Les plus faibles déficits pluviométriques ont été enregistrés dans le Nord des bassins et les plus forts dans le Sud. La variabilité pluviométrique saisonnière se manifeste par une baisse importante de la pluviométrie mensuelle.

Le traitement statistique des séries chronologiques des débits et des pluies montre que le régime d'écoulement des différents oueds est très irrégulier, l'étude statistique des crues permet une estimation des débits extrêmes pour différentes périodes de retour. L'analyse statistique des débits à l'échelle annuelle a mis en évidence une variabilité notable dans l'espace et dans le temps des écoulements superficiels bassins versants sélectionnés. Les tests de rupture que se soit le test de Pettitt ou la segmentation d'Hubert ont montré une modification dans le régime hydrologique des cours d'eau des bassins versants sélectionnés. L'étude des débits de pointes a montré que les crues extrêmes des bassins versants sélectionnés se concentrent généralement en automne et au printemps, avec une occurrence très marquée des événements exceptionnels pendant le mois de mars pour pratiquement l'ensemble des stations étudiées.

La majorité des crues dans cette région a été dévastatrice, ce qui laisse à penser que le phénomène météorologique a été amplifié par l'activité humaine, notamment par une urbanisation anarchique et un développement des installations et des activités économiques dans des zones inondables. Les crues des cours d'eau de ces zones sont moins connues. Elles sont caractérisées par leur subite durée (pluies averse et d'orage). La durée de la crue est de l'ordre de quelques minutes à quelques heures. Les dégâts humains et matériels causés par ces crues ont été toujours très élevés. Les données des débits maximaux instantanés des crues proviennent de fichiers de l'Agence nationale des ressources hydriques (ANRH). Ces débits sont enregistrés aux niveaux des 15 stations hydrométriques réparties uniformément sur toute la surface des trois bassins versants. La durée d'observation varie de 15 à 39 ans.

Un fichier a été créé identifiant tous les débits max. (date de la crue ainsi sa valeur en m^3/s). Après avoir constitué des rangs statistiques des débits max instantané un ajustement aux lois théoriques déterminer les quantiles de ces mêmes débits. Le meilleur ajustement donné a été effectué pour déterminer les quantiles de ces mêmes débits. Le meilleur ajustement donné par la loi log normale. Le modèle de calcul des débits max fréquentiel proposé pour les cours d'eau de la zone d'étude est basé sur la bonne adéquation des données empiriques (données d'observation) à la loi de distribution théorique (loi log-normale) pour tous les échantillons (15 échantillons) des débits max permet de supposer que cette loi est valable en tous les points de l'espace des bassins versants de la zone d'étude.

Plusieurs auteurs relient le débit spécifique maximum q à un seul argument qui est souvent la surface du bassin versant. L'expérience montre que les Eaux mettent plus de temps pour se concentrer dans leur émissaire que le bassin est plus vaste et la pluie et la neige n'atteignent généralement leur maximum sur toute l'étendue du bassin versant à la fois. Le débit spécifique de crue q est fonction principalement de l'étendue du bassin versant et y inversement proportionnelle. Ceci veut dire que le débit maximum de crue croît moins vite que la surface du bassin versant.

L'expérience hydrologiques montre que la variation territoriale ou spatiale de plusieurs paramètres de l'écoulement (crue, étiage, etc) est le résultat de l'interaction de plusieurs facteurs physico géographiques et climatiques d'une zone géographique donnée. Il est donc possible d'interpoler les valeurs mesurées dans les sites des stations hydrométriques. Les premières méthodes de détermination du coefficient de variation en absence de données de

mesure sont les formules et la relations empiriques. Nous avons testé l'homogénéisation de la série de débit max de crue observé des stations par l'utilisation du test de Wilcoxon afin de pouvoir détecter et corriger les anomalies et les valeurs erronées. Toutes les séries testées sont homogène à 95%. Il existe plusieurs lois d'ajustement, l'ajustement est établie par le logiciel « Hyfran » et le meilleur ajustement est donné par la loi de Galton (Log-normale).

L'exploitation des couples de mesures concomitantes de débits liquides instantanés (m^3/s) et des concentrations (g/l) a permis de calculer les régressions saisonnières débits liquides – débits solides et d'estimer les différentes expressions des transports solides en suspension : débits solides (kg/s), apports solides (tonnes), transport solide spécifique (t/km²/an). Les valeurs de T.S.S., calculées par le biais des régressions saisonnières débits liquides – débits solides sont moyens généralement. En se basant sur des données observées, sur l'ensemble des stations étudiées, les bassins versants qui sont caractérisées par un climat semi-aride, est touché par l'érosion hydrique . Un autre fait majeur, les débits max ne génère pas nécessairement des concentrations maximales sur toute la région d'étude. L'érodabilité des bassins versant est plus important pendant l'été et l'automne, Les terrains à forte pente, composés de formations lithologiques les plus résistantes qui sont les grès et les calcaires, sont moins touchées par l'érosion. Contrairement au terrain marneux et argileux, qui présentent de faible pente, ainsi touchés par l'érosion. Les paramètres hydro-climatologiques contrôlent la variabilité temporelle des transports solides, alors que les caractéristiques physiques des bassins-versants (lithologie dominante, couverture végétale, systèmes de pentes) constituent les facteurs explicatifs et les facteurs de différenciation des débits solides et des apports solides entre les sousbassins de la Seybouse. Les activités humaines ont un effet aggravant sur les phénomènes d'érosion. Comme pour beaucoup de barrages algériens, le risque d'accélération de l'envasement de barrage Foug El Gherza est à redouter, Le risque d'envasement rapide des retenues de barrages oblige à prédire leur durée de vie, et à établir une stratégie pour leur protection.

Enfin, nous avons recensé Vulnérabilité et Stratégie d'adaptation des ouvrages mobilisation des eaux de surface dans la région d'étude. La réalisation de ces infrastructures devrait ainsi faire face aux éventuels désastres naturels et par la suite contribuer à un développement socio-économique durable. La gestion intégrée des ressources en eau est par ailleurs une composante essentielle de la stratégie de développement économique et social du pays. Elle implique une gestion décentralisée au niveau des bassins versants où tous les acteurs concernés apportent leur contribution effective à la maîtrise de la problématique de l'eau dans la perspective du développement durable du pays.

Références Bibliographiques

- Achite, M. et Meddi, M. (2005). Spatial and variability of streamflow and solid yields in semiarid areas. case of the Oued Mina basin (Northwest Algeria), *Revue science de l'eau*. 18 (n° special), pp.37- 56.
- Acreman,C.(1985). Predicting the mean annual flood from basin characteristics in Scotland.Hydrol. Sci. J., 30(1) :37-49.
- ANBT. (2014). Rapport interne de l'ANBT. Alger.
- A.N.R.H. (2012). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger
- A.N.R.H. (2002). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (2001). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (2000). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (1996). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (1993). Annuaire Hydrologiques de l'Algérie. Alger.
- Baazi, H.(2002). Etude de la faisabilité d'un ouvrage de substitution dans la vallée de l'oued El ABiod. *Thèse de magister . Université de Batna*.
- Belagoune,F.(2012). Etude des crues dans le milieu semi aride en Algérie. *Thèse de magister . Université Kasdi Merbah de Ouargla*.
- Bella ,N.(2005). Aptitude aux écoulements dans l'impluvium de la ville de Batna et les problèmes d'inondations. *Thèse de Magister. Université de Batna*.
- Benaicha,A.(2011). Etude des processus des transports solide et leur impact sur l'alluvionnement des barrages. *Thèse de Magister. Université de Batna*.
- Bendjamaa, F.(2000). Etude géomorphologique de la terminaison occidentale des amonts de Bellezma. Algérie orientale.
- Benoit,H. Cecile,P. Andre,M.(2009). Hydrologie 2, Une science de l'ingénieur. *Poly et Univ , Romandes*. Press.4 :600-601.
- Bouaicha,F.(2009). Etude Geophysique et Hydrogeologie dans la région de Khenchela, cas de Kheirane et Taouzient, Impact socio-économique. *Thèse de Magister. Université Mentouri de Constantine*.
- Boutoutaou, D. et Zeggane, H. (2015). Methode De Calcul Des Crues Des Oueds De L'Algerie. *Revue LJEE*, (24 et 25). ENSH. Algérie.
- Boutoutaou, D. (2007). Les laves torrentielles et la catastrophe de Bab El Oued. *Séminaire national sur « Les catastrophes naturelles liées au climat »*, 6 et 7 novembre 2007. INFR. Oran. Algérie.
- Boutoutaou,D.Smati,A.(2006). Méthode de calcul des débits de crues en Algérie Septentrional. *Séminaire national sur les ressources en eau et leurs utilisations. Khemis Miliana ,Algérie*.

- Boutoutaou, D., Vitaly, V. (2008). Méthode de calcul des débits pluvieux maximaux moyens des rivières de la méditerranée. *In international Social academy of Ecological Safety and Nature Management 3, Moscou, Russie.*
- Burn, H. (1990b). Appraisal of the 'Region of Influence Approach to Flood Frequency Analysis, *Hydrological Sciences Journal.*, 35(2):149-165.
- Brune, M. (1953). Trap Efficiency of Reservoirs *Trans Am Geophysical Union* 34:407-418.
- Dubreuil, P. (1974). Initiation à l'Analyse Hydrologique. *Edition Masson, Paris, France. ORSTOM.*
- Escoufier, Y. (1987). The duality diagramm : a means of better practical applications. In Legendre, P. and Legendre, L., editors, *Development in numerical ecology. NATO advanced Institute , Serie G .Springer Verlag, Berlin.*
- Guidoum, A. (2016). caractérisation hydrologique et analyse du transport solide en suspension dans trois ensembles hydrographiques du nord-est algérien. étude de cas dans la seybose, les hautes plaines constantinoises et chott melghir (coupe nord-sud). *Thèse de doctorat en sciences. Université Biskra.*
- Guidoum, A. (2004). Etude hydrologique du bassin versant d'oued Chemorah. Thesis. University of Batna, Algeria.
- Hand, et al. (2001). Principles of Data Mining (Adaptive Computation and Machine Learning). *The MIT Press.*
- Ketrouci, K., Meddi, M. et Abdesselam, B. (2012). Étude des crues extrêmes en Algérie : cas du bassin-versant de la Tafna. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 23(4), 297-305.
- Laborde, J. P. (1993). Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500 000, notice explicative. *Projet PNUD/ALG/88/021. Alger : Agence nationale des ressources hydrauliques.*
- Laborde, J.P. (2003). Hydrologie de surface. Univ de Nice-Sophia Antipolis.
- Laffitte, R. (1939). Etude geologique de l'Aures (Algerie). *Gouvernement general de l'Algerie,*
- Lahlah, S. (2004). Les inondations en Algérie. *Actes des Journées Techniques/ Risques Naturels : Inondation, Prévision, Protection /Batna 15/16/décembre 2004.*
- Lang, M. (2008). Méthodes de prédétermination des pluies et crues extrêmes, 3^o *Rencontres Météo/Math Appli.* Gemagref. Toulouse, France.
- Larfi, B. et Remini, B. (2003). *Le transport solide dans le bassin versant de l'oued isser impact sur l'envasement du barrage de beni amrane (algerie).* Larhyss Journal, 2006, vol. 5, p. 63-73.
- Lin, G., Chen, L. (2005). Identification of homogenous regions for regional frequency analysis using the self-organizing map. *Journal of Hydrology*, XX, 1-9.
- Louamri, A. (2013). le bassin-versant de la seybose (algerie orientale):hydrologie et aménagement des eaux. *Thèse de doctorat en sciences. Université Mentouri de Constantine.*

- Lee, A. S. F. et Heghinian, S. M. (1977). A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables—a Bayesian approach. *Technometrics*, 19, 503–506.
- MacQueen, J. B. (1967). Some Methods for classification and Analysis of Multivariate Observations, Proceedings of 5-th Berkeley Symposium on mathematical Statistics and probability, Berkeley. University of California, USA., 1:281-297.
- Medjerab A., Henia L., (2005). Régionalisation des pluies annuelles dans l’Algérie nord-occidentale. *Revue Géographique de l’Est*, (Volume 45), 2-2005.
- Mebarki, A. (2005). Hydrologie des Bassins de l’Est Algérien : Ressources en eau, aménagement et environnement. *Thèse de doctorat d’état. Université Mentouri de Constantine*.
- Mebarki, A. (2003). Cartographie automatique des précipitations : application à l’est algérien. *Sciences et Technologie*, N°20, pp. 100-107.
- Medejerab, A. et Henia, L. (2011). Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatique en Algérie nord-occidentale. *Courrier du Savoir*, 11:71-79.
- Meddi, H. et Meddi, M. (2009). Variability of annual precipitation in Northern West Algeria. *Revue Sécheresse Science et changements planétaires*, 20:57-65. Meddi, M., Talia, A. et Martin, C. (2009). Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l’Algérie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 3), 61-84.
- Musy, A. Higy, C. (2004). Hydrologie : Tome 1, Une science de la nature. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR)*, pp.314.
- Musy, A. (2008). Hydrologie fréquentielle. *PPUR presses polytechniques*.
- Pelczar, I., and al. (2007). Establishment of regional homogeneous zones in a watershed using clustering algorithms. GetInfo, Germany.
- Pettitt, A. N. (1979). *A non-parametric approach to the change point problem*. *Applied Statistics*, 28:126-139. GIEC, 2007.
- Rao, R. A. (2004). Regionalization of Indiana Watersheds for Flood Flow Predictions Phase I: Studies in Regionalization of Indiana Watersheds. *University of Purdue, Indiana*.
- Rao, R. A., Srinivas, V. V. (2006a). Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. *Journal of Hydrology*, (Volume 318), 37-56.
- REMINI B., BENSALIA D., NASROUN T. 2015. Impact of sediment transport of the Chellif River on silting of the Bougezoul reservoir (Algeria). *Journal of Water and Land Development*. No. 24 p. 35–40. DOI: 10.1515 /jwld-2015-0005.
- Remini, B. Hallouche, W. (2004). La sédimentation dans les barrages algériens. *Houille blanche*. 1:60-64
- Remini, B. Hallouche, W. (2005). Prévision de l’envasement dans les barrages du Maghreb Larhyss *Journal*. 04:69-80.
- REMINI, W. et REMINI, B. 2003. La sédimentation dans les barrages de l’Afrique du nord. *Courrier du savoir*. N° 04, pp 65-67.

- Reynolds,P.,and al.(2006). Clustering Rules: A Comparison of Partitioning and Hierarchical Clustering Algorithms.Springer, *New York*.
- Riad,S.(2003). Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles a partir de quelques bassins versants representatifs du maroc. *Thèse de doctorat. universite universite des sciences et technologies de lille*.
- Tebbi,F.(2014). Modélisation de la régularisation des barrages dans la région des aurès. *Thèse de doctorat en sciences. Université de batna*.
- Tasker,G.(1980).Hydrologic regression with weighted least squares, *Water Resour. Res.*,16(6):1107-1113.
- Thioulouse J,Dray S (2007). Interactive Multivariate Data Analysis in R with the ade4 and ade4.TkGUI Packages *Journal of Statistical software,USA*.
- Touaibia,B,Aidaoui,A.Gomer,D.Achite,M.(2001).Temporal quantification and variability of sediment discharge in a semiarid area in northern Algeria.*Hydrological Sciences Journal*.46:41-53.
- Seltzer, P. (1946). *Le climat de l'Algérie*. Alger: Carbonel, 1946; 219 p.
- Ward,H.(1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of American Statistical Association.*, 58:236-244.
- Zeggane, H. (2017). Étude de comportement hydrologique des cours d'eau en Algérie, cas du bassin versant Isser, Algérie. *Thèse de doctorat en sciences. Université Kasdi Merbah de Ouargla*.

Support informatique

1. Logiciels

Logiciel Kronostat : Détection des ruptures des séries chronologiques et testes.

Excelstat : Etude des tendances des séries chronologiques.

Surfer 9 : Variogramme, krigeage, carte iso valeurs.

Mapinfo : La cartographie, analyse thématique.

ArcGIS : Cartographie, calcul hydrologique (hydrotools), réseau hydrographique et caractéristique, délimitation des bassins versants et caractéristiques morphométriques, carte des pentes, carte des altitudes.

2. Support cartographique

MNA :

<http://earthexplorer.usgs.gov/> : Digital elevation de la région d'étude, téléchargeable après inscription.

Google earth : <https://www.google.fr/earth/download/ge/agree.html>

3. Programme R :

Programme R : <https://www.r-project.org/>

R-studio: <https://www.rstudio.com/>