

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Etude des événement extremes et leur impact sur l'écoulement solide : cas du bassin versant du Mazafran..

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0006-22

APA Citation (APA توثيق):

Chahraoui, Houria. (2022). Etude des événement extremes et leur impact sur l'écoulement solide : cas du bassin versant du Mazafran. [Thèse de doctorat, ENSH].

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

Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...)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

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

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

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

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

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



ENSH-(n° d'ordre)

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

Présentée par

Madame **CHAHRAOUI Houria**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE

Sujet de la thèse :

**ÉTUDE DES ÉVÉNEMENTS EXTRÊMES ET LEUR IMPACT SUR
L'ÉCOULEMENT SOLIDE : CAS DU BASSIN VERSANT DU MAZAFRAN**

Thèse présentée et soutenue à Blida le 23/11/2022 devant le jury composé de :

M ^{me} . MEDDI HIND	Professeur ENSH, Blida	Présidente
M ^{me} . BENMAMAR Saâdia	Professeur ENP, Alger	Examinatrice
M ^{me} . SOUAG Doudja	Professeur USTHB, Alger	Examinatrice
M ^{me} . DJOUDAR Dahbia	MCA ENSH, Blida	Examinatrice
M ^{me} . Touaïbia Bénina	Professeur ENSH, Blida	Directrice de thèse

Remerciements

Il me sera très difficile de remercier tout le monde car c'est grâce à l'aide de nombreuses personnes que j'ai pu mener cette thèse à son terme.

Je voudrais tout d'abord remercier grandement ma directrice de thèse, Madame TOUAIBIA Bénina, pour toute son aide. Je suis ravie d'avoir travaillé en sa compagnie car outre son appui scientifique, elle a toujours été là pour me soutenir et me conseiller au cours de l'élaboration de cette thèse. Madame, je vous remercie infiniment.

Les professeurs, Madame BENMAMAR Saâdia et Madame SOUAG Doudja m'ont fait l'honneur d'être examinatrices de ma thèse, elles ont pris le temps de m'écouter et de discuter avec moi. Leurs remarques m'ont permis d'envisager mon travail sous un autre angle. Pour tout cela je les remercie.

Je tiens à remercier Madame DJOUDAR Dahbia pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse et pour sa participation scientifique.

Je remercie également, Madame, MEDDI Hind pour l'honneur qu'il me fait d'être la présidente de mon jury de thèse.

Je tiens à remercier particulièrement Monsieur SALAH Boualem pour toutes nos discussions et ses conseils qui m'ont accompagné tout au long de mon cursus à l'ENSH.

Il m'est impossible d'oublier Monsieur BOUKHELIFA pour son aide précieuse pour ma recherche. Il a toujours fait tout son possible pour m'aider.

Je remercie toutes les personnes avec qui j'ai partagé mes études et notamment ces années de thèse.

Mes derniers remerciements vont à ma petite et grande famille qui ont tout fait pour m'aider, qui m'ont soutenu et surtout supporté dans tout ce que j'ai entrepris.

Enfin, un vif remerciement pour toutes les personnes ayant aidé de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire et dont le nom n'a pas été cité, qu'ils ne nous en tiennent pas rigueur.

M^{me} Houria CHAHRAOUI.

RÉSUMÉ

Les séries pluviométriques du bassin versant du Mazafran et leurs modélisations à l'aide des séries maximales annuelles (SMA) et des séries de durée partielle (SDP) sont exécutées par la méthode classique sur trois stations prises pour une période d'agrégation allant de 15 min à 3 heures. Pour les SDP, la distribution exponentielle à deux paramètres est la distribution la plus adéquate liée au nombre de dépassements $\lambda=1,65$, les séries de précipitations journalières maximales correspondant à ce nombre ont été sélectionnées pour en déduire les courbes de l'intensité-durée-fréquence (IDF) caractérisant le bassin versant étudié. L'exposant climatique des stations sélectionnées (0,69, 0,59, 0,62) a été révélé par la méthode graphique, suivant le modèle de Montana. La corrélation est significative (97-99%). Quant à SMA, les résultats d'ajustement révèlent la meilleure adaptation de la loi Log-Normale (Galton) aux séries de données ainsi que la loi doublement exponentielle (Gumbel) présentant les valeurs d'exposant climatique; 0,67, 0,54, 0,62 pour Oued Zeboudj, Ouzera et Somaa respectivement, suivant le même modèle avec un coefficient de corrélation de 0,99, 0,97 et 0,98. La comparaison entre les deux méthodes utilisées a révélé une très faible différence d'exposant climatique «*b*» de l'ordre de 0,02 à 0,05 respectivement pour les stations d'Oued Zeboudj et d'Ouzera. En revanche, Somaa a gardé le même exposant. Quant à l'indice climatique «*a*», une variation considérable a été mise en évidence. Les deux stations; Oued Zeboudj et Ouzera, ont presque les mêmes valeurs d'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre 20% et 40%. La station de Somaa représente des valeurs plus importantes (jusqu'à 66%). Ensuite, l'étude de la relation $C-Q$ à l'échelle annuelle, saisonnière, mensuelle et à l'échelle de la crue a été modélisée par une fonction puissance $Y=aX^b$. La sensibilité des roches à l'érosion, l'intensité des précipitations et les perturbations du régime d'écoulement font que le flux des matières en suspension (MES) transportées par l'Oued Mazafran atteint des valeurs très importantes variant d'un sous bassin à l'autre, 500 t/km² à Oued Djer Bouroumi, 682 t/km² à Oued Chiffa et 365 t/km² à Oued Mazafran, soit un total de 1547 t/km² sur l'ensemble du bassin.

Mots-clés: événements extrêmes; SMA; SDP; Courbes IDF; exposant climatique, débit solide; débit liquide; fonction puissance; rating-curve; hystérésis; Oued Mazafran.

ABSTRACT

The rainfall series of the Mazafran watershed and their modeling using the annual maximum series (AMS) and the partial duration series (PDS) are carried out by the classic method on three stations taken for an aggregation period ranging from 15 min to 3 hours. For PDS, the two-parameter exponential distribution is the most adequate distribution linked to the number of exceedances $\lambda=1.65$, the series of maximum daily precipitation corresponding to this number have been selected to deduce the intensity-duration-frequency curves (IDF) characterizing the studied watershed. The climatic exponent of the selected stations (0.69, 0.59, 0.62) was revealed by the graphical method, following Montana model. The correlation is significant (97-99%). As for AMS, the fitting results reveal the best adaptation of the Log-Normal (Galton) law to the data series as well as the doubly exponential (Gumbel) law presenting the climatic exponent values; 0.67, 0.54, 0.62 for Oued Zeboudj, Ouzera and Somaa respectively, following the same model with a correlation coefficient of 0.99, 0.97 and 0.98. The comparison between the two methods revealed a very small difference in climatic exponent "b" of the order of 0.02 to 0.05 respectively for the stations of Oued Zeboudj and Ouzera. Somaa kept the same exponent. As for the climatic index "a", a considerable variation was highlighted. Both stations; Oued Zeboudj and Ouzera, have almost the same root mean square error (RMSE) values between 20% and 40%. Somaa station represents higher values (up to 66%). Then, the study of the $C-Q$ relationship at the annual, seasonal, monthly and flood scales was modeled by a power function $Y=aX^b$. The sensitivity of the rocks to erosion, the intensity of precipitation and the disturbances of the flow regime mean that the flow of suspended solids (SS) transported by Oued Mazafran reaches very high values varying from one sub-basin at the other, 500 t/km² at Oued Djer Bouroumi, 682 t/km² at Oued Chiffa and 365 t/km² at Oued Mazafran, i.e. a total of 1547 t/km² over the entire basin.

Keywords: extreme events; AMS; PDS; IDF curves; climatic exponent, solid flow; liquid flow; power function; rating curve; hysteresis; Oued Mazafran.

ملخص

يتم تنفيذ سلسلة هطول الأمطار لمستجمعات المياه في مازافران ونمذجتها باستخدام السلسلة القصوى السنوية (SMA) وسلسلة المدة الجزئية (SDP) بالطريقة الكلاسيكية على ثلاث محطات مأخوذة لفترة تجميع تتراوح من 15 دقيقة إلى 3 ساعات. بالنسبة لـ SDP ، فإن التوزيع الأسي ثنائي المعلمة هو التوزيع الأكثر ملاءمة المرتبط بعدد التجاوزات $\lambda = 1.65$ ، وقد تم اختيار سلسلة الحد الأقصى للهطول اليومي المقابل لهذا الرقم لاستنتاج منحنيات كثافة-مدة-تردد (IDF) التي تميز دراسة مستجمعات المياه. تم الكشف عن الأس المناخي للمحطات المختارة (0.62 ، 0.59 ، 0.69) بالطريقة الرسومية ، باتباع نموذج مونتانا. الارتباط معنوي (97-99٪). بالنسبة لـ SMA ، تكشف نتائج الملاءمة عن أفضل تعديل لقانون Log-Normal (Galton) لسلسلة البيانات بالإضافة إلى قانون الأسي المضاعف (Gumbel) الذي يعرض قيم الأس المناخية ؛ 0.67 و 0.54 و 0.62 لواد زبوج ووزرة وصومعة على التوالي باتباع نفس النموذج ومعامل ارتباط 0.99 و 0.97. كشفت المقارنة بين الطريقتين المستخدمتين عن اختلاف طفيف للغاية في الأس المناخي "ب" بترتيب 0.02 إلى 0.05 على التوالي لمحطتي واد زبوج ووزرة. من ناحية أخرى ، احتفظ صومعة بنفس الأس. أما بالنسبة لمؤشر المناخ "أ" ، فقد تم إبراز تباين كبير. كلا المحطتين واد زبوج ووزرة، لهما نفس قيم جذر متوسط الخطأ التربيعي (RMSE) تقريباً بين 20٪ و 40٪. تمثل محطة صومعة قيماً أعلى (تصل إلى 66٪). بعد ذلك تمت نمذجة دراسة علاقة $C - Q$ على المقاييس السنوية والموسمية والشهرية والفيضانة بواسطة دالة القدرة $Y = aX^b$. حساسية الصخور للتعرية وشدة هطول الأمطار واضطرابات نظام التدفق تعني أن تدفق المواد الصلبة العالقة (SS) المنقولة بواسطة وادي مازافران يصل إلى قيم عالية جداً تتفاوت من حوض فرعي إلى آخر ، 500 طن/كم² في واد جر بورومي ، 682 طن/كم² في واد الشفة و 365 طن/كم² في واد مازافران ، أي ما مجموعه 1547 طن/كم² على كامل الحوض

الكلمات المفتاحية: الأحداث المتطرفة. SDP. SMA. منحنيات IDF ، الأس المناخي ، تدفق الصلب. تدفق السائل وظيفية الطاقة، منحنى التصنيف، التخلفية. وادي مازافران.

TABLE DES MATIERES

Introduction générale	1
Chapitre I : Étude bibliographique	4
Introduction.....	5
I. Événements extrêmes.....	5
I.1. Historique des crues.....	5
I.1.1.Changement climatique	5
I.1.2.Événements extrêmes	5
I.2. Aperçu théorique.....	5
I.2.1.Analyse du régime des crues : Courbes IDF.....	6
I.2.1.1.Analyse Fréquentielle	6
I.2.1.2.Échantillonnage	7
a. Série Complète (SC).....	7
b. Série des Maxima Annuels (SMA).....	8
c. Série de Durée Partielle (SDP) ; Série tronquée	8
d. Série des k grandes valeurs annuelles (série gonflée)	9
I.2.2. Travaux réalisés dans le monde.....	9
II. Transport Solide	16
II.1. Problématique de l'érosion et du transport solide.....	16
II.2. Évaluation du transport solide	17
II.2.1. Mesures directes	17
II.2.2. Formules empiriques	18
a. Formule de Wischmeier et Smith (1978)	18
b. Formule de Fournier (1960).....	19
c. Formule de Tixeront (1960)	19
d. Formule de la Sogreah.....	19
e. Formule de Touaibia et al., (2003).....	20
II.3. Conséquences du transport solide.....	21
II.4. Quelques données sur le transport solide en Algérie	21
II.6. Travaux réalisés dans le monde et en Algérie	22
Conclusion.....	27
Chapitre II : Présentation de la zone d'étude	29

Introduction.....	29
II.1. Présentation du bassin versant	29
II.1.1. Situation géographique	29
II.1.2. Géologie.....	30
1. Primaire	31
2. Secondaire	31
a. Trias.....	31
b. Jurassique.....	31
c. Crétacé inférieur	31
d. Crétacé supérieur.....	31
3. Tertiaire	31
a. Paléogène.....	31
b. Néogène.....	32
4. Quaternaire	32
a. Quaternaire ancien.....	32
b. Quaternaire moyen	32
c. Quaternaire récent (Rharbien)	32
II.1.3. Hydrogéologie	32
a. Aquifère de l'Astien	33
b. Réservoir Quaternaire.....	33
II.1.4. Les grands ensembles morphologiques	35
1. Lithologie	35
2. Végétation.....	35
3. Réseau hydrographique	36
4. Barrages	38
II.1.5. Paramètres physiques et morphométriques.....	38
II.1.5.1.Surface.....	39
II.1.5.2.Périmètre	39
II.1.5.3.Forme	39
a. Indice de compacité de Gravelius K_c	39
b. Rectangle équivalent.....	40
II.1.5.4.Relief	41
a. Courbe hypsométrique.....	41
b. Altitude moyenne	43

1. Indice de pente globale I_g	44
2. Indice de pente de Roche I_p	44
II.1.5.5.Caractéristiques du réseau hydrographique	45
1. Densité de drainage D_d	45
2. Coefficient de torrentialité	45
3. Temps de concentration T_c	46
II.2. Caractéristiques climatiques.....	47
II.2.1. Précipitations	47
II.2.1.1. Évaluation de la lame d'eau moyenne précipitée (Pluviométrie annuelle).....	47
a. Méthode de Thiessen.....	47
b. Méthode des isohyètes	49
II.2.1.2. Pluviométrie mensuelle.....	50
II.2.2. Température	51
II.2.3. Vents.....	52
II.2.4. Indices climatiques.....	53
II.2.4.1.Évapotranspiration.....	53
II.2.4.2. Diagramme ombrothermique	55
II.2.4.3. Diagramme pluviométrique d'Emberger	56
Conclusion.....	57
Chapitre III : Étude des événements extrêmes du Mazafran.....	59
Introduction.....	59
III.1. Étude statistique des évènements extrêmes	59
III.2. Dénombrement des averses.....	60
III.3. Calcul des erreurs.....	62
III.4. Analyse statistique des précipitations.....	66
III.4.1. Vérification de l'homogénéité des séries des enregistrements pluviométriques annuels (Test de Wilcoxon).....	66
III.4.2. Étude des échantillonnages.....	67
III.4.2.1. Étude des SMA (Méthode classique) : Ajustement des séries pluviographiques ...	68
III.4.2.2. Étude des SDP.....	74
4.2.2.1. Sélection des seuils.....	74
4.2.2.2. Étude de l'indépendance de la SDP.....	76

4.2.2.3. Ajustement des données : Contrôle de l'adéquation.....	80
4.2.2.4. Méthode classique.....	83
a. Modélisation des courbes IDF de précipitation.....	84
b. Estimation des paramètres de la loi.....	86
c. Estimation des indices climatiques (<i>a</i> et <i>b</i>).....	87
4.2.2.5. Méthode Fréquentielle globale de Koutsoyiannis.....	87
III.5. Vérification de l'erreur.....	92
Conclusion.....	93
Chapitre IV : Analyse du transport solide.....	96
Introduction	96
IV.1.Réseau hydrographique	96
IV.2.Données nécessaires.....	97
IV.3.Analyse des débits	98
IV.3.1.Étude des écoulements annuels.....	98
IV.3.2.Irrégularité inter annuelle des modules (Hydraulicité).....	100
IV.3.3.Ressources annuelles en eau de surface disponibles.....	102
IV.3.4.Débits moyens mensuels et saisonniers ; Coefficients Mensuels de Débits	103
IV.3.5. Débits moyens journaliers	105
IV.3.6. Courbes des débits classés.....	107
IV.3.7. Étude des débits extrêmes.....	109
IV.3.7.1.Débits des crues.....	109
IV.3.7.2.Débits d'étiages.....	111
3.7.2.1. Débits d'étiage annuels.....	111
3.7.2.2. Débits d'étiage saisonniers.....	111
3.7.2.3. Débits journaliers minimaux mensuels	111
IV.3.7.3.Courbe de tarissement.....	113
IV.4. Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles.....	116
IV.5. Approche statistique d'estimation du transport solide dans le Mazafran.....	120
IV.5.1. Mesure de transport solide par charriage	120
IV.5.2. Mesure de transport solide en suspension	121
IV.5.2.1. Relation débit liquide-débit solide ($Q-Q_s$) ; «rating-curve».....	122
a. Analyse interannuelle.....	123
b. Analyse saisonnière	125
IV.5.2.2. Relation Concentration en matière en suspension -Débit liquide($C-Q$).....	129

a. Variation interannuelle de la charge sédimentaire (C-Q).....	129
b. Évolution de la relation concentration–débit à l’échelle de la crue	131
c. Relation graphique C-Q	135
IV.5.3.Critères d’évaluation pour les modèles utilisés.....	144
IV.5.3.1. Écart arithmétique moyen (EAM).....	144
IV.5.3.2.Critère de Nash (NS).....	144
IV.6. Estimation du transport solide en suspension ; Calcul des apports	145
IV.6.1. Étude des apports à l’échelle annuelle	146
IV.6.2. Étude des apports à l’échelle saisonnière.....	149
IV.6.3. Étude des apports à l’échelle mensuelle.....	151
Conclusion.....	156
Conclusion générale.....	159
Références bibliographiques.....	165

Liste des tableaux

Chapitre I : Étude bibliographique

Tableau I.1 : Valeurs de α pour différentes perméabilités.....20

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Tableau II.1 : Indice de forme de Gravelius K_c du bassin versant du Mazafran.....40

Tableau II.2 : Rectangle équivalent du bassin versant du Mazafran.....40

Tableau II.3 : Altitudes caractéristiques des sous bassins du Mazafran.....43

Tableau II.4 : Altitudes moyennes du bassin versant du Mazafran.....43

Tableau II.5 : Différentes classes de relief selon l'indice de pente I_g44

Tableau II.6: Indice de pente du bassin versant du Mazafran.....45

Tableau II.7 : Temps de concentration du bassin versant de Mazafran.....46

Tableau II.8 : Estimation de précipitation moyenne par la méthode de Thiessen (O.Chiffa).....48

Tableau II.9 : Pluviométrie moyenne mensuelle de Somâa(1988 à 2014).....50

Tableau II.10 : Température moyenne mensuelle de la station Somâa (1988 à 2014).....51

Tableau II.11 : Vitesses moyennes des vents pour la station de Somâa (1988-2014).....52

Tableau II.12 : Valeurs de l'ETP de la station de Somâa de 1980 à 2010.....54

Chapitre III : Étude des événements extrêmes du Mazafran

Tableau III.1 : Périodes d'observations des stations pluviographiques.....59

Tableau III.2 : Périodes d'observation des stations pluviométriques.....60

Tableau III.3 : Pourcentage des averses pour différents temps de références.....61

Tableau III.4 : Erreur relative entre le max PV et max PG (Oued Zeboudj)..... 63

Tableau III.5 : Erreur relative entre le max PV et max PG (Ouzera)..... 64

Tableau III.6 : Erreur relative entre le max PV et max PG (Somâa)..... 65

Tableau III.7 : Seuil de rejet des stations du Mazafran.....65

Tableau III.8 : Résultats de test de Wilcoxon des stations pluviométriques du Mazafran.....67

Tableau III.9 : Intensité moyenne maximale pour T=20 ans (SMA).....71

Tableau III.10 : Intensité moyenne maximale pour T=50 ans (SMA).....71

Tableau III.11 : Intensité moyenne maximale pour T=010 ans (SMA).....71

Tableau III.12: Modèles IDF des différentes périodes de retour.....73

Tableau III.13 : Exposant climatique des stations « *b* »73

Tableau III. 14 : Seuils retenus correspondant aux nombres de dépassement.....75

Tableau III.15 : Test de Spearman de la station Oued Zeboudj (180 mn).....	77
Tableau III.16 : Chi-carré calculées et théoriques.....	81
Tableau III.17 : Quantiles et intervalles de confiance estimés pour T=20ans (SDP).....	84
Tableau III.18 : Quantiles et intervalles de confiance estimés pour T=50ans (SDP).....	84
Tableau III.19 : Quantiles et intervalles de confiance estimés pour T=100ans (SDP).....	84
Tableau III.20 : Paramètres α et m (SDP, Méthode classique).....	86
Tableau III.21 : Modèles IDF des différentes périodes de retour	87
Tableau III.22 : Exposants « b » des stations (SDP, SMA ; Méthode classique).....	87
Tableau III.23 : Valeurs de k_{KW} et paramètres dynamiques (Méthode d'estimation robuste)	89
Tableau III.24 : Estimation des paramètres des séries transformées (la loi Exponentielle)	89
Tableau III.25 : Intensités moyennes maximales (mm h^{-1}) (Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis).....	90
Tableau III.26 : Erreurs quadratiques (%) des stations du Mazafran ($rRMSE$).....	92
Chapitre IV : Analyse du transport solide	
Tableau IV.1 : Caractéristiques des stations hydrométriques du bassin versant du Mazafran	97
Tableau IV.2 : Périodes d'observation des débits liquides journaliers et concentrations.....	97
Tableau IV.3 : Valeurs caractéristiques des modules du bassin versant du Mazafran.....	98
Tableau IV.4 : Hydraulicité des oueds du bassin versant du Mazafran.....	101
Tableau IV.5 : Évaluation de l'apport total moyen annuel écoulé et ses extrêmes.....	102
Tableau IV.6 : Répartition des débits mensuels (m^3/s).....	103
Tableau IV.7: Débits caractéristiques des oueds du bassin versant du Mazafran (m^3/s).....	112
Tableau IV.8 : Débits moyens mensuels (m^3/s) d'étiage aux différentes stations.....	113
Tableau IV.9 : Débits moyens d'étiage Q (m^3/s) et débit spécifique q (l/s/km^2) aux oueds du Mazafran.....	113
Tableau IV.10 : Équations de tarissement des trois oueds du Mazafran.....	115
Tableau IV.11 : Ajustement des débits annuels et leurs caractéristiques.....	119
Tableau IV.12. Estimation des quantiles (m^3/s)des crues des différents oueds.....	119
Tableau IV.13: Caractéristiques des concentrations en matières en suspension C (gl^{-1}).....	122
Tableau IV.14 : Paramètres de la relation débit solide – débit liquide à l'échelle interannuelle	124
Tableau IV.15 : Modèles saisonniers liant les débits liquides aux débits solides.....	128

Tableau IV.16 : Paramètres du modèle saisonnier (Q_s-Q) du bassin versant du Mazafran...	129
Tableau IV.17 : Régression Concentration-Débit liquide du bassin versant du Mazafran....	131
Tableau IV.18 : Relations concentrations-débits liquides des crues de l'Oued Djer Bouroumi	132
Tableau IV.19 : Relations concentrations-débits liquides des crues de l'Oued Chiffa.....	132
Tableau IV.20 : Relations concentrations-débits liquides des crues de l'Oued Mazafran.....	133
Tableau IV.21 : Tests d'adéquation de la relation des coefficients a et b	134
Tableau IV.22 : Paramètres caractéristiques des 18 crues principales à Attatba (1990-2012)...	137
Tableau IV.23 : Paramètres caractéristiques des 29 crues principales à Chiffa (1988-2007)	140
Tableau IV.24 : Paramètres caractéristiques des 19 crues principales à Fer à cheval (1992- 2012).....	142
Tableau IV.25 : Critères d'évaluation des modèles C-Q ; Q_s-Q du bassin de l'Oued Mazafran	145
Tableau IV.26 : Apports liquides, solides et dégradations spécifiques (89/90–11/12)- Attatba.....	146
Tableau IV.27 : Apports liquides, solides et dégradations spécifiques (88/89–06/07)- Chiffa.....	146
Tableau IV.28 : Apports liquides, solides et dégradations spécifiques (89/90–11/12)-Fer à cheval.....	147
Tableau IV.29 : Apports solides et dégradations spécifiques au bassin versant du Mazafran.....	149
Tableau IV.30 : Apports liquides (Al), solides (As) et dégradations spécifiques mensuelles (ASS) du bassin versant du Mazafran (1989/90-2011/12).....	152

Liste des figures

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Figure II.1 : Situation géographique du bassin versant du Mazafran.....30

Figure II.2 : Carte morphogéologique du bassin de la Mitidja et ses environs.....30

Figure II.3 : Carte hydrogéologique du bassin versant du Mazafran.....33

Figure II.4: Évolution des niveaux de la nappe au piézomètre PZ23 (Mazafran).....34

Figure II.5 : Répartition des sols selon les cultures du bassin versant du Mazafran.....36

Figure II.6 : Réseau hydrographique du bassin versant du Mazafran37

Figure II.7 : Limites du Mazafran et stations hydrométriques et pluviométriques.....39

Figure II.8 : Courbe hypsométrique du sous bassin d'Oued DjerBouroumi.....41

Figure II.9 : Courbe hypsométrique du sous bassin d'Oued Chiffa.....42

Figure II.10 : Courbe hypsométrique du sous bassin d'Oued Mazafran.....42

Figure II.11 : Méthodes des polygones de Thiessen (O.Chiffa).....48

Figure II.12 : Carte isohyète du bassin versant du Mazafran.....50

Figure II.13 : Pluviométrie moyenne mensuelle dans la station de Somâa (1988-2014).....51

Figure II.14 : Température moyenne mensuelle dans la station de Somâa (1988- 2014).....52

Figure II.15 : Vitesse moyenne de vents de la station de Somâa (1988- 2014).....53

Figure II.16 : Évapotranspiration moyenne mensuelle de Somâa (1980- 2010).....55

Figure II.17 : Diagramme ombrothermique de la station de Somâa (1980-2010).....56

Figure II.18 : Climagramme pluviothermique d'Emberger de Somâa.....57

Chapitre III : Étude des événements extrêmes du Mazafran

Figure III.1 : Pourcentage des épisodes pluvieux en fonction de leurs durées, station d'Oued Zeboudj, Ouzera et Somâa.....61

Figure III.2 : Ajustement à la loi Log-normale, $t= 15$ min (O.Zeboudj).....	69
Figure III.3 : Ajustement à la loi Gumbel, $t=180$ min (Ouzera).....	69
Figure III.4 : Ajustement à la loi Log-normale, $t=60$ min (Somâa).....	70
Figure III.5 : Courbes Intensité-Durée-Fréquence du Mazafran(Méthode classique, SMA)..	72
Figure III.6 : Test de l'indépendance de Spearman des stations du Mazafran.....	78
Figure III.7 : Ajustement à la loi Exponentielle ($\lambda=1,65$ $t=60$ min), O.Zeboudj.....	82
Figure III.8 : Ajustement à la loi Exponentielle ($\lambda=1,65$ $t=180$ min), Ouzera.....	82
Figure III.9 : Ajustement à la loi Exponentielle ($\lambda=1,65$ $t=30$ min), Somâa.....	83
Figure III.10 : Courbes Intensité-Durée-Fréquence du bassin versant du Mazafran (Méthode classique, SDP).....	85
Figure III.11 : Courbes Intensité-Durée-Fréquence du Mazafran (Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis, SDP).....	91
Figure III.12 : Erreur quadratique (méthode classique et méthode de Koutsoyiannis).....	93

Chapitre IV : Analyse du transport solide

Figure IV.1 : Variation inter annuelle des débits des oueds du bassin versant du Mazafran.....	99
Figure IV.2 : Variation de l'hydraulicité des sous bassins versants du Mazafran.....	102
Figure IV.3 : Variations des débits moyens mensuels des oueds du Mazafran.....	104
Figure IV.4 : Variations journalières des débits des oueds du Mazafran (Année humide)...	105
Figure IV.5 : Variations journalières des débits des oueds du Mazafran (Année normale)..	106
Figure IV.6 : Variations journalières des débits des oueds du Mazafran (Année sèche).....	106
Figure IV.7 : Courbes des débits classés des oueds du bassin versant du Mazafran.....	108
Figure IV.8 : Hydrogrammes de crues des stations du bassin versant du Mazafran.....	110
Figure IV.9 : Débits d'étiage des stations du bassin versant du Mazafran.....	112
Figure IV.10 : Courbes de tarissement des débits d'Oued Djer Bouroumi.....	114
Figure IV.11 : Courbes de tarissement des débits d'Oued Chiffa.....	114
Figure IV.12 : Courbes de tarissement des débits d'Oued Mazafran.....	115
Figure IV.13 : Ajustement graphique des débits maxima annuels.....	117
Figure IV.14 : Relation débits instantanés liquides-débits instantanés solides.....	123
Figure IV.15 : Relation débits solides -débits liquides (échelle saisonnière) -Attatba.....	126
Figure IV.16 : Relation débits solides -débits liquides (échelle saisonnière) - Chiffa.....	126
Figure IV.17 : Relation débits solides -débits liquides (échelle saisonnière) - Mazafran.....	127
Figure IV.18 : Relation entre les concentrations et les débits liquides instantanés	130

Figure IV.19 : Relations entre a et b du bassin versant du Mazafran à l'échelle de la crue...	135
Figure IV.20 : Évolution de la charge solide en fonction des débits liquides à l'échelle des crues-Attatba.....	138
Figure IV.21 : Evolution de la charge solide en fonction des débits liquides à l'échelle des crues (Chiffa).....	141
Figure IV.22 : Evolution de la charge solide en fonction des débits liquides à l'échelle des crues (Fer à cheval).....	143
Figure IV.23 : Évolution inter-annuelle de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides.....	147
Figure IV.24 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides du bassin versant du Mazafran.....	150
Figure IV.25 : Apports liquides et solides mensuels du bassin versant du Mazafran.....	152
Figure IV.26 : Coefficient mensuel de pluviosité (CMP), de débit (CMD) et rapport des apports spécifiques mensuels aux apports spécifiques moyens mensuels (ASS/ASSm).....	154

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Méthodes des polygones de Thiessen des stations du Mazafran.....178

Annexe 2 : Cartes isohyètes du bassin versant du Mazafran.....180

Annexe 3 : Carte et tableau des postes pluviométriques du bassin versant du Mazafran....181

Annexe 4 : Table de K_{hi}^2 complète.....183

Annexe 5 : Test d'auto-corrélation de Spearman184

Annexe 6 : Table de Fisher.....186

Liste des abréviations

Liste des abréviations

AIC	Critère d' Akaike
BIC	Critère Bayésien
Cs	Coefficient d'asymétrie
Ck	Coefficient d'aplatissement
CV	Coefficient de variation
FDP	Fonction de distribution de probabilité
GEV	Loi des Valeurs Extrêmes Généralisée
GPD	Distribution Pareto Généralisée
HDF	Hauteur-durée-fréquence
IC	Intervalle de confiance (95%)
IDAF	Intensité-Durée-Aire-Fréquence
IDF	Intensité-Durée-Aire-Fréquence
LN	Log normale
LPIII	Log-Pearson type III
Max	Maximum
Min	Minimum
Moy	Moyenne
MES	Matière en suspension
N	Taille de la série
PV	Pluviométrie
PG	Pluviographie
q	Probabilité au non-dépassement,
SDC	Série de durée complète
SDP	Série de Durée Partielle
SMA	Série des maxima annuels
T	Période de retour
XT	Quantiles

***INTRODUCTION
GÉNÉRALE***

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le climat change : c'est désormais un constat que de plus en plus de preuves scientifiques contribuent à étayer dans le monde entier. L'un des enjeux actuels essentiels pour la recherche est de prévoir et d'anticiper la poursuite des changements afin de pouvoir réagir et s'adapter à ces évolutions futures.

Les répercussions du changement climatique sur l'eau sont nombreuses, souvent graves et touchent cet élément sous toutes ses phases : liquide, solide, gazeuse. Toutes les étapes et tous les compartiments du cycle de l'eau sont concernés. Les manifestations sont complexes et multiples et dépendent fortement des régions et des saisons. Elles ont, de plus, des impacts économiques, écologiques et sociaux souvent dramatiques.

Pour certaines zones du globe, le problème premier est la raréfaction de la ressource en eau. Il s'agit notamment du Moyen Orient, mais aussi de l'Afrique, et en particulier de certaines régions de l'Afrique du nord qui ont déjà et auront encore à souffrir.

Face à une population mondiale en croissance et un besoin alimentaire accru, la rareté de plus en plus marquée de l'eau pose un défi difficile mais indispensable à relever, car elle compromet, dans de nombreuses régions, non seulement l'approvisionnement en eau potable, mais aussi le maintien d'une agriculture productive.

Dans un climat tendanciellement plus chaud comme le cas de l'Algérie, les situations favorables aux crues ont un risque d'augmenter dans la mesure où le surcroît d'énergie disponible dans le système climatique nourrit une intensification du cycle de l'eau. Il en va de même pour la hausse d'intensité des épisodes de sécheresse. Les incidences sur les bilans hydriques et les débits de rivières restent difficiles à modéliser, mais l'augmentation de fréquence des épisodes extrêmes constitue une hypothèse à retenir pour l'adaptation au changement climatique et la prévention de ses effets.

Le transport des matériaux solides provenant des bassins versants peut conduire à une diminution marquante de leur capacité de stockage, causer l'usure de turbines et endommager les prises d'eau. Ceci entraîne des coûts élevés d'exploitation et d'entretien. Pour ces raisons, on examine de près la situation dans les bassins versants. Par ces analyses, on estime l'évolution du transport solide dans un avenir proche et lointain.

Dans ce travail, on s'intéresse aux effets des événements extrêmes (hautes et basses eaux) sur le régime hydrologique et l'écoulement solide dans le bassin versant du Mazafran situé dans le Côtier-Algérois sur une superficie totale de 1 912 km².

L'objectif de cette étude est d'obtenir une représentation globale de la forme et des caractéristiques moyennes et maximales des crues observées, afin de quantifier l'impact de ces crues sur l'écoulement solide sur l'ensemble du bassin versant étudié.

Des informations détaillées sur les ressources en eau sont essentielles à la compréhension ou à la caractérisation de la force hydraulique, pour planifier les installations et l'exploitation de ces dernières. De même, des connaissances spécifiques à la région considérée sont indispensables pour déterminer la disponibilité potentielle en sédiments.

La thèse est organisée en quatre chapitres ; dans un premier temps, une analyse statistique permet de décrire les propriétés des événements extrêmes recensées au niveau du bassin versant du Mazafran, et dans un deuxième temps une approche permet de relier ces extrêmes à l'écoulement solide en adoptant différentes échelles. Le premier chapitre introduit les divers concepts liés au sujet de la thèse et nécessaires pour mettre en contexte les questions de l'étude, il est consacré, aussi, aux travaux réalisés sur les courbes IDF et le transport solide dans le monde et en Algérie. Le second chapitre est dédié à la présentation de la zone d'étude. Le chapitre trois décrit les principaux événements extrêmes, il est basé sur l'approche statistique, qui consiste à ajuster des lois théoriques aux distributions empiriques des valeurs extrêmes observées afin de quantifier et qualifier ces dernières. Ainsi, les données des stations météorologiques couvrant tout le bassin versant sont examinées. Le quatrième chapitre englobe les résultats obtenus au cours de la thèse quant à l'écoulement solide. Dans ce chapitre, une étude synthétique est abordée sur le phénomène du transport solide en suspension, permettant de connaître les processus élémentaires et les facteurs influençant l'érosion hydrique ainsi qu'une estimation du flux de sédiments véhiculés par les oueds du bassin versant du Mazafran à différentes échelles temporelles.

Le but recherché est, donc, l'analyse du mode d'évolution de la charge solide (c) en fonction des débits liquides Q durant les différents événements des crues dans le bassin versant du Mazafran.

Pour terminer, la stabilité de la relation entre les variables et les paramètres qui régissent le phénomène du transport solide est examinée par l'adoption d'un modèle statistique approprié. Quelques perspectives sont données.

Chapitre I :

Étude

bibliographique

Chapitre I : Étude bibliographique

Introduction

Les problèmes causés par les crues, les inondations et le transport solide sont indissociables de la morphologie et l'hydrodynamique des cours d'eau, ce qui montre l'importance de ce sujet. Dans ce chapitre, l'évolution des extrêmes climatiques dont l'objectif principal est d'évaluer l'impact du réchauffement global sur le régime des précipitations extrêmes est étudiée.

I. Événements extrêmes

I.1. Historique des crues

L'être humain était depuis son existence lié aux sources de l'eau dans la nature, ce qui explique la concentration de l'activité humaine à proximité des rivières et des cours d'eau. La compréhension du comportement de l'eau dans les cours d'eau était, et elle est encore une préoccupation majeure de l'homme pour à la fois, exploiter la ressource en eau et se protéger des dangers qui peuvent être engendrés.

I.1.1. Changement climatique

Le changement climatique est défini par l'ensemble des variabilités et perturbations des conditions météorologiques dans une région donnée, par rapport à une moyenne référentielle. Le climat englobe les paramètres suivants: température, humidité et pression. Les perturbations climatiques sont induites par deux paramètres, à savoir les facteurs naturels, englobant les variabilités solaires, les cendres volcaniques et le réchauffement de la terre. S'agissant du facteur humain, le spécialiste a cité les effets de serre, la pollution, l'industrie et les aérosols.

Dans le monde entier, le climat est enregistré depuis environ 1850 dans d'innombrables stations. De longues séries de mesure de la température de l'air et des précipitations permettent de comparer une année particulière avec la moyenne à long terme. Les analyses des séries de mesures de longue durée font apparaître une augmentation sensible de la température globale : la température moyenne à la surface de la Terre a augmenté d'environ 0,74°C au cours des cent dernières années (1906-2005) et de 0,13°C par décennie (à 0,03°C près) au cours des 50 dernières années. La première décennie du 21^{ème} siècle se présente

comme la plus chaude depuis le début des mesures. Le réchauffement des océans, la fonte des surfaces de neige et de glace ainsi que l'élévation du niveau de la mer sont étroitement liés à cette augmentation de la température (IPCC (Hrsg.), 2007).

I.1.2. Événements extrêmes

Du fait de l'augmentation de la température et de l'humidité de l'air plus élevée qui lui est associée, nombre d'experts admettent que les fortes précipitations seront plus fréquentes et plus intenses. Les vagues de chaleur et les périodes de sécheresse qui leur sont associées ont aussi augmenté pendant les décennies passées. Cette tendance va très probablement se maintenir ou s'accroître : d'ici 2100, un été sur deux pourrait être aussi chaud que l'été caniculaire de 2003 (IPCC (Hrsg.), 2007).

Dans un climat tendanciellement plus chaud, les situations favorables aux crues ont un risque d'augmenter dans la mesure où le surcroît d'énergie disponible dans le système climatique nourrit une intensification du cycle de l'eau. Il en va de même pour la hausse d'intensité des épisodes de sécheresse. Les incidences sur les bilans hydriques et les débits de rivières restent difficiles à modéliser, mais les chercheurs considèrent que l'augmentation de fréquence des épisodes extrêmes – crue et étiage pour les rivières – constitue une hypothèse à retenir pour l'adaptation au changement climatique et la prévention de ses effets.

Plusieurs risques sont associés aux changements climatiques : une multiplication de certains événements météorologiques extrêmes (inondations, sécheresses, canicules, submersions marines, ...). Au niveau mondial, les changements déjà observés préfigurent à ceux simulés pour le futur (augmentation des inondations côtières et, à l'intérieur des terres, accroissement de l'érosion, réduction de la couverture neigeuse, raréfaction de certaines espèces, diminution des précipitations en été, vagues de chaleur, etc...), (Direction Générale de l'Énergie et du Climat en France, Mars 2011)

I.2. Aperçu théorique

Afin de mieux cerner le fonctionnement hydrologique du bassin versant du Mazafran, et pour analyser les événements des crues sélectionnées, il est nécessaire de définir certains termes hydrologiques que nous estimons nécessaires à cette compréhension. Cette section contient des termes de base liés à l'analyse des événements des crues.

I.2.1. Analyse du régime des crues : Courbes IDF

La courbe IDF (Réménieras, 1980) est une relation entre l'intensité moyenne maximale i (mesurée en mm/h) de pluie (mesurée en mm), la durée de référence ou résolution (ou durée d'agrégation) d de cette pluie (mesurée en minutes) et la période de retour de l'événement pluvieux T (mesurée en années) ($T=1/P$) : $i = f(T, d)$, où P est la probabilité de dépassement annuelle. Les relations entre l'intensité, la durée et la fréquence d'apparition des pluies sont étudiées statistiquement et reportées selon des courbes caractéristiques appelées les courbes IDF.

Généralement les courbes IDF sont établies sur la base de l'analyse fréquentielle des précipitations enregistrées à une station au cours d'une longue période. Elles sont estimées en utilisant les maxima annuels de la série (SMA) ou les valeurs excédant un seuil suffisamment haut (SDP) pour les différentes durées étudiées séparément. Une loi de distribution statistique théorique est ajustée à la loi de distribution empirique déduite de la série d'observations. La procédure repose sur 3 étapes qui sont rappelées dans Hingray et *al.*, (2009).

Pour chaque durée de référence on détermine :

- la série des valeurs de la variable à analyser (SMA, SDP),
- le modèle fréquentiel (loi GEV, GPD, ...) le plus approprié pour modéliser les valeurs obtenues,
- les paramètres du modèle (estimés par maximum de vraisemblance, méthode des moments ou autres)

Les courbes IDF sont ensuite élaborées en déterminant les quantiles correspondants aux différentes périodes de retour pour chacune des durées de référence et en synthétisant ces résultats.

I.2.1.1. Analyse Fréquentielle

L'analyse fréquentielle des événements rares représente un intérêt particulier pour la gestion et la prévention des événements extrêmes en hydrologie. La majorité de ces événements extrêmes causent des dégâts humains et matériels importants. L'objectif principal de l'analyse fréquentielle est d'étudier la probabilité qu'un certain événement soit dépassé. Cette procédure est liée à la théorie des valeurs extrêmes, qui est souvent introduite à partir de propriétés asymptotiques. Dans la majorité des cas, on se base sur l'ajustement d'une distribution qui a été considérée comme adéquate pour ajuster les crues dans une région donnée, par exemple la loi des valeurs extrêmes généralisée (GEV) en Grande Bretagne, Log

normale (LN) en Chine, Log-Pearson type III (LPIII) aux États Unis... (Bobée, 1999). Cependant, deux problèmes se posent en pratique :

* Le premier est lié à la taille de l'échantillon qui est souvent faible, ce qui met en question l'application des résultats asymptotiques (La taille minimale $n = 50$ a été recommandée pour avoir des estimations robustes (Stedinger, 2000), mais souvent une telle taille n'est pas suffisante pour faire le choix de l'ajustement le plus adéquat, surtout quand-t-on s'intéresse aux périodes de retour supérieures ou égales à 100 ans).

* Le second est dû au fait qu'une loi de probabilité ne donne pas toujours un bon ajustement dans toutes les applications (Bobée et Rasmussen, 1995). D'où l'intérêt : (1) d'effectuer un classement des distributions en fonction du comportement de leurs queues droites (cas des crues) et (2) d'établir des critères de discrimination entre les différentes classes dans le cas d'un échantillon de faible taille, à partir de considérations physiques ou statistiques.

I.2.1.2. Échantillonnage

L'échantillonnage est exécuté par la sélection d'événements de durée variable, et par la digitalisation des hauteurs de pluie pour chaque épisode pluvieux.

À partir de la série chronologique de base, il est possible d'obtenir quatre types de séries qui vont être utilisées pour l'analyse fréquentielle (Meylan et *al.*, 1999) :

- La série de durée complète (SDC)
- La série des maxima annuels (SMA), la plus communément utilisée en hydrologie fréquentielle.
- La série tronquée ou Série de Durée Partielle (SDP), formée des valeurs au-dessus d'un seuil.
- La série des k grandes valeurs annuelles (Série gonflée).

❖ Série Complète (SDC)

À ce stade de l'analyse, nous disposons du résultat de la mesure de la caractéristique pertinente pour chaque événement indépendant. La série d'événements ainsi constituée est appelé série complète (sous-entendu : série complète des valeurs caractéristiques des événements indépendants).

L'indépendance des événements successifs retenus peut être vérifiée par diverses techniques statistiques telles que :

- Le test de la nullité du coefficient d'autocorrélation
- Le test des suites (ou des séquences)

Si une éventuelle autocorrélation (c'est-à-dire une certaine dépendance interne) est décelée, cela ne signifie pas pour autant que tout calcul ultérieur soit compromis. Dans un premier temps, il s'agira de critiquer les données, ainsi que la procédure de séparation des événements. Par ailleurs des méthodes existent, qui permettent de tenir compte dans une certaine mesure d'une autocorrélation des données.

❖ Série des Maxima Annuels (SMA)

Une série complète d'événements peut comporter un nombre imposant de valeurs. Son exploitation est donc parfois mal commode et, de plus, elle produit généralement un échantillon non homogène.

À partir de la série complète, il est possible de constituer une série de valeurs annuelles caractéristiques (maximum, minimum, moyenne, etc.), par exemple la série des maxima annuels.

La pratique de l'analyse fréquentielle a permis de montrer que pour des séries chronologiques dépassant une trentaine d'années, il est légitime de se limiter à n'étudier que les valeurs extrêmes annuelles. Cette façon de procéder est généralement recommandée : elle permet en effet une exploitation directe du modèle fréquentiel ajusté, en probabilité annuelle d'occurrence. Toutefois, cette façon de procéder n'est pas anodine si nous nous intéressons aux valeurs extrêmes. Pour les années sans crue exceptionnelle, nous incluons dans l'échantillon une crue ordinaire. Au contraire, les années où plus d'une crue exceptionnelle se produit, nous manquons une crue exceptionnelle. La SDP, outre qu'elle peut permettre d'augmenter la taille des échantillons, permet également de s'affranchir de ce problème (Meylan et *al.*, 1999).

❖ Série de Durée Partielle (SDP) ; Série tronquée

Lorsque la série chronologique est trop courte, il est préférable de chercher à tirer profit au mieux de toute l'information disponible : il s'agit alors d'une analyse exhaustive de l'information.

La première méthode utilisée dans ce cas consiste à ne conserver de la série complète des événements indépendants que les valeurs dépassant un seuil x_0 choisi d'une façon arbitraire. Une telle série est appelée série tronquée ou série supérieure.

L'exploitation du modèle fréquentiel issu de ce type de séries n'est pas immédiate : certains développements particuliers sont nécessaires. Pour le choix du seuil, Miquel propose une technique itérative consistant à répéter l'ensemble du calcul pour différents seuils, afin de s'assurer d'une certaine stabilité du résultat.

L'expérience montre que pour assurer une qualité de l'estimation égale ou supérieure à celle obtenue par les séries des maxima annuelles, il faut disposer d'un nombre d'événements moyen $\geq 1,65$, soit plus de 1,65 événement par année, en moyenne (NERC, 1975). Pratiquement, une série dont le nombre moyen d'événements par année λ est de l'ordre de 5 à 6 sera utilisée, tout en veillant au critère d'indépendance entre événements successifs.

Guillot (1967) propose de considérer 5% des plus grandes valeurs pour l'ajustement de la queue supérieure de la distribution des pluies journalières extrêmes (en relation avec la méthode du Gradex). Cette façon de procéder conduit à retenir environ 18 valeurs annuelles. Plusieurs méthodes statistiques pour choisir le seuil sont exposées dans Coles (2001). Elles reposent davantage sur l'idée que l'échantillon doit présenter une certaine homogénéité : nous cherchons le seuil à partir duquel nous nous trouvons en présence d'événements dits extrêmes, pour lesquels les modèle GPD peuvent s'appliquer.

❖ Série des k grandes valeurs annuelles (série gonflée)

La seconde méthode utilisée lorsqu'une série de maxima annuels est trop courte consiste à retenir, pour chaque année, les k plus grandes valeurs de la série complète. Une utilisation correcte de ce type de série dans le cadre d'une analyse fréquentielle nécessite également quelques développements spécifiques.

Cette technique n'a toutefois pas de bases statistiques bien établies et ne devrait constituer qu'un pis-aller : il est donc préférable, dans la mesure du possible, de s'en tenir aux séries tronquées (Meylan et *al.*, 1999)

I.2.2. Travaux réalisés dans le monde

Sherman (1932) a développé une formule empirique applicable au calcul de l'intensité pluviale sous la forme :

$$I = \frac{k.T^a}{(t+c)^b} \quad (I.1)$$

Où, t est la durée en minutes, T est la période de retour, K , a , b , et c sont des constantes dépendant de la situation géographique.

Cette forme d'équation est la plus commune pour l'élaboration des courbes IDF qui reste toujours applicable et largement utilisée.

Depuis les années 60, la régionalisation des courbes IDF a été étudiée dans plusieurs pays, et des cartes ont été construites pour fournir les intensités ou les cumuls de précipitations pour différentes fréquences et durées.

Hershfeld (1961) a développé diverses cartes de précipitations pour fournir les hauteurs de pluie pour différentes périodes de retour et de durées.

Bell (1969) a développé pour les États-Unis une formule généralisée caractérisant les courbes intensité-durée-fréquence :

$$R_t^T = [0,21 \ln T + 0,52]. [0,54t^{0,25} - 0,50]. R_1^{10} \quad (I.2)$$

Pour $2 \leq T$ (années) ≤ 100 et $5 \leq t$ (min) ≤ 100

Neimczynowicz (1982) a employé la distribution de Pearson III avec la méthode des moments pour la régionalisation des courbes IDF suivant des pluies de courte durée à Lund à la Suède.

Chen (1983) a développé une méthode simple pour dériver des précipitations à partir de la formule généralisées des courbes intensité-durée-fréquence pour tout endroit aux États-Unis sur la base de trois durées et trois périodes de retour (P_1^{10} ; P_{24}^{10} et P_1^{100}) qui décrivent la variation géographique des précipitations en utilisant trois cartes iso-pluviales (de l'exposé technique N°40 du bureau de temps des États-Unis).

$$I_t^T = \frac{a I_1^{10} \log (10^{2-x} . T^{x-1})}{(t+b)^c} \quad (I.3)$$

Où : I_t^T est l'intensité des précipitations en inches/heure suivant une durée t (min) et une période de retour T (en années)

x est le rapport de fréquence (R_t^{100}/R_t^{10}), a , b et c sont des paramètres d'orage dépendant du rapport régional (R_t^{100}/R_t^{10}).

Rao et *al.*, (1983) ont traduit la relation entre les précipitations de courte durée et celles de 24 heures par la formule I.7 :

$$I(t) = a + bR_{24} + cR_{24}^2 \quad (I.4)$$

Où : a , b et c sont des constantes

Gert et *al.*, (1987) ont obtenu la formule I.8 de l'intensité pluviale pour la Pennsylvanie aux États-Unis :

$$I(t) = (1 + 0,42 \log^t 24)R_{24} \quad (I.5)$$

Où : $I(t)$ est l'intensité pluviale pour une durée « t » en heures

R_{24} est la quantité de précipitations sur 24 heures.

Suivant Chow et *al.*, (1988), quatre modèles sont employés pour décrire l'intensité pluviale en fonction de la durée d'agrégation de pluie et de la période de retour :

$$\text{Modèle de Talbo: } I = \frac{a}{d+b} \quad (I.6)$$

$$\text{Modèle de Bernard (appelé aussi modèle de Montana) : } I = \frac{a}{d^b} \quad (I.7)$$

$$\text{Modèle de Kimijima (appelé aussi modèle de Kheifer Chu) : } I = \frac{a}{d^{b+c}} \quad (I.8)$$

$$\text{Modèle de Scherman (appelé aussi modèle de Talbo amélioré) : } I = \frac{a}{(d+c)^b} \quad (I.9)$$

Ferreri et Ferro (1990) ont vérifié l'applicabilité de l'équation de Bell pour la Sicile et la Sardaigne dans le méditerranéen.

En outre, Koutsoyiannis (1998) a proposé une nouvelle approche qui est l'origine de la formulation et la construction des courbes intensité-durée-fréquence en utilisant des données des stations d'enregistrement et de non-enregistrement. Plus particulièrement, il a discuté une formule rigoureuse générale pour le rapport d'intensité-durée-fréquence dont les formes spécifiques avaient été explicitement dérivées de la fonction de répartition fondamentale de probabilité des intensités maximales :

$$i = \frac{\omega}{(d^{\nu+\theta})^\eta} \quad (I.10)$$

Où : ω , θ , ν , et η sont des coefficients non négatifs dont $(\nu, \eta) \leq 1$.

Basés sur l'approche de la série des durées partielles (SDP), Madsen et *al.*, (1998) ont proposé une estimation régionale de précipitation extrême à partir d'un réseau de pluviomètres de haute résolution au Danemark. Pour une évaluation préliminaire de l'homogénéité régionale et l'identification d'une analyse régionale appropriée, la méthode des L-moments a

été appliquée. Pour analyser la variabilité régionale avec plus de détails, ils ont effectué une régression non linéaire basée sur la méthode des moindres carrés qui rapporte les paramètres du modèle des séries de durées partielles à des caractéristiques climatiques et physiographiques. Une distribution régionale de Pareto a été identifiée comme distribution généralisée de Pareto.

Sivapalan et Bloeschl (1998) ont proposé une méthode de construction des courbes IDF basées sur la structure spatiale de corrélation des précipitations.

Naghetini (2000) a étudié les propriétés de l'invariance d'échelle de temps des précipitations appliquée aux courbes d'intensité-durée-fréquence pour les précipitations de courte durée du sud-est du Brésil suivant une étude statistique.

Mohyont et *al.*, (2004) ont évalué des courbes intensité-durée-fréquence des précipitations pour trois stations en Afrique centrale et ont proposé les modèles plus physiquement basés pour l'établissement de ces courbes.

Maurino (2004) a comparé la formule d'intensité-durée-fréquence généralisée de précipitations proposée par Bell en 1969 avec les résultats obtenus à partir des données enregistrés dans différentes régions climatiques de l'Argentine.

Hadadin (2005) a construit la courbe IDF pour le bassin de Mujib - Jordanie en utilisant la distribution de Gumbel il a comparé les résultats par rapport à ceux établis par l'autorité d'eaux de la Jordanie.

Trefry et *al.*, (2005) ont appliqué une approche régionale d'analyse de fréquence basée sur les L-moments pour effectuer des plans de gestion de précipitation exceptionnelle pour l'état du Michigan, une distribution généralisée de Pareto s'est adaptée aux données de séries de durées partielles (SDP), et une distribution généralisée de valeur extrême s'est adaptée aux données maximum annuelles (SMA) de série.

Nhat et *al.*, (2006) ont construit des courbes IDF pour la région de mousson du Vietnam et ont proposé une formule généralisée utilisant la hauteur des précipitations et la période de retour de référence pour le delta de fleuve rouge (RRD) du Vietnam.

Di Baldassarre et *al.*, (2006) ont examiné les possibilités de sept modèles de courbes différentes de Hauteur-durée-fréquence (HDF) caractérisées par deux ou trois paramètres pour fournir une évaluation des précipitations de conception pour des durées d'orage plus inférieures à 1 heure, quand leurs paramètres sont calculés sur la base de longues séries de données pluviométriques.

Raiford et *al.*, (2007) ont mis à jour les courbes existantes d'intensité-durée-fréquence pour les stations de non enregistrement de la Caroline du Sud, de la Caroline du Nord, et de la Géorgie. La méthode des L-moment a été employée pour rechercher des régions homogènes dans le secteur d'étude.

Ben-zvi (2009), pour modéliser des courbes IDF dérivées des SDP, a proposé de constituer un grand nombre de SDP à chacune d'elles correspond un nombre moyen de dépassement annuel λ (λ variant de 1 à n , n étant la taille de la série complète, i.e. pour tous les événements enregistrés), la valeur du seuil étant propre à chaque durée d'agrégation (groupe) pour chaque valeur de λ . Ensuite, la SDP retenue a été constituée par les groupes, dont les valeurs donnent le meilleur ajustement possible à une fonction de distribution de probabilité (Pareto généralisée), pour chaque durée d'agrégation. Les meilleures adéquations ont été repérées par un test d'Anderson-Darling. Cette méthode permet de s'assurer que la distribution est identique (SDP la plus adéquate étant choisie). Un critère d'indépendance a été considéré pour que deux événements successifs soient retenus. Cette manière de faire aboutit à une SDP avec un nombre λ moyen de dépassement annuel différent pour chaque durée d'agrégation, eg : 340 dépassements pour une durée d'agrégation de 15 min et 576 pour une durée 240 min.

Dans le même ordre, Van de Vyver et *al.*, (2010), en considérant que la fonction de distribution de probabilité sous-jacente était la distribution Pareto généralisée (GPD), ont estimé qu'une valeur convenable du seuil devait être prise de manière à ce que la distribution expérimentale suive la distribution théorique (i.e. GPD) d'aussi près que possible. Ils ont retenu différents seuils correspondant à chaque durée d'agrégation avec un nombre de dépassements annuels entre 4,4 et 7,6. Toutefois, l'indépendance et les occurrences suivant une distribution de Poisson n'ont pas été vérifiées. Cette approche a été proposée par Pikands (1975) et Ben-zvi (2009).

Kingumbi et Mailhot (2010) ont, aussi, étudié les courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF). Cette étude compare, pour la région sud du Québec (Canada), différents estimateurs des courbes IDF basés sur les séries de durées partielles (SDP) et sur celles des maxima annuels (SMA).

Boukhelifa et *al.*, (2011) a, aussi, établie les courbes IDF caractérisant la ville de Tipasa dans le Nord Ouest Algérien en utilisant la méthodologie avancée par Koutsoyiannis en 1998, où la relation des courbes IDF découle explicitement de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente, et ses paramètres sont estimés globalement, sur huit durées d'agrégation (de 1 à 360 min), par la méthode d'estimation robuste.

Une autre approche d'établissement de courbes IDAF (Intensité-Durée-Aire-Fréquence) a été mise en œuvre, celle de De Michele et *al.*, (2011). Elle fait référence à l'approche multifractale, en supposant que la pluie maximale annuelle est une variable aléatoire distribuée selon la loi Log-normale. Elle suppose aussi que la chronologie des événements de pluie intenses suit une distribution de Poisson.

L'étude de Mailhot et *al.*, (2012) représente l'analyse la plus complète des projections climatiques de pluies extrêmes pour le Canada publiée à ce jour. Ces auteurs ont analysé les projections de précipitations extrêmes pour le Canada à partir d'un ensemble de 15 simulations du North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP), (Mearns et *al.*, 2012). Cet ensemble de simulations visait à produire des simulations régionales à l'échelle de l'Amérique du Nord combinant différents modèles régionaux et globaux.

Khelfi, dans son mémoire de Magister en 2012, a, aussi, entamé une étude comparative d'établissement des courbes IDF dans différents étages bioclimatiques. À cet égard, trois étages bioclimatiques ont été choisis comme champ d'application de cette étude : le premier étage « climat sub-humide à hiver tempéré » représenté par la ville de Gouraya, le deuxième étage « climat semi aride à hiver tempéré » représenté par la zone de la plaine du Moyen Cheliff (Chlef), et le troisième « climat semi aride à hiver frais » représenté par la zone montagneuse (Ouzera). Pour établir ces courbes IDF, différentes méthodes ont été testées pour des durées d'agrégation variant de 15 min et 24 h. Il s'agit de la méthode classique, du modèle global de Koutsoyiannis et de la méthode marginale.

L'étude réalisée par Das et *al.*, (2013) concerne la ville de London en Ontario, ville située dans le bassin supérieur de la rivière Thames. Ces auteurs ont utilisé les résultats de 27 simulations issues de 11 modèles globaux différents utilisant divers scénarios d'émissions (principalement SRES A1B, B1, A2). Deux périodes ont été considérées à savoir les périodes 1961-1990 et 2071-2100. Ces auteurs recommandent une augmentation des valeurs des

courbes IDF (pour les durées comprises entre 1h et 24h) de l'ordre de 30% à l'horizon 2071-2100.

Toreti et *al.*, (2013) ont proposé une analyse de l'évolution des intensités des pluies journalières de période de retour 50 ans à partir de huit modèles globaux pour les scénarios RCP4.5 (Representative Concentration Pathway) et RCP8.5 (simulations provenant de l'ensemble CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project)). Les régions considérées par ces auteurs sont celles également utilisées dans le rapport spécial de l'IPCC 2012 (International Panel on Climate Change) et par Sillmann et *al.*, (2013).

Parmi l'ensemble des modèles cités, ceux proposés par l'étude de Ben-zvi, Van de Vyver et Koutsoyiannis seront adoptés pour extraire un modèle propre à la région d'étude de l'Oued Mazafran pour établir et modéliser les courbes IDF. La première méthodologie retenue est la méthode classique, elle est basée sur l'utilisation d'un modèle statistique pour la modélisation des maxima annuels des précipitations (SMA), cette série est constituée d'une seule valeur par année. Et la modélisation des séries de durées partielles (SDP), cette approche permet d'inclure dans l'analyse un très grand nombre d'événements extrêmes, qui ne l'auraient pas été dans une SMA. La deuxième méthodologie est celle avancée par Koutsoyiannis où la relation des courbes IDF découle explicitement de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente, et ses paramètres (α et m) sont estimés globalement, sur cinq durées d'agrégation (de 15 à 180 min), par la méthode d'estimation robuste.

II. Transport Solide

Le Maghreb septentrional est l'une des régions très vulnérables à l'érosion hydrique. Walling (1984) estime que les dégradations spécifiques annuelles fluctuent entre 1000 et 5000 tonnes/km². Probst et Amiotte – Suchet (1992) montrent que ces dégradations sont très variables et peuvent atteindre, annuellement, comme pour le cas de l'Oued Agrioun en Algérie 7200 tonnes/km². Comme conséquence de ces dégradations, la part des sédiments qui se déverse annuellement dans la mer Méditerranée est estimée à 100 millions de tonnes.

II.1. Problématique de l'érosion et du transport solide

L'érosion spécifique annuelle atteint des valeurs très importantes en Afrique du Nord, dépassant les 2000 t/km² et concerne la plupart des bassins versants de l'Atlas tellien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Isser, Soummam,...). Elle atteint 4000 t/km² sur la chaîne des côtières Dahra et 5000 t/km² sur le bassin d'Ighi-Emda (Demmak, 1982). L'érosion hydrique affecte 28% des terres de l'Algérie du Nord dont 47% touche la région ouest du pays (Ministère de l'environnement et l'aménagement du territoire, 2000). Ce sont les terres à fortes pentes des massifs telliens qui sont les plus touchées.

Les conséquences de l'érosion hydrique en Algérie du Nord sont dramatiques. Selon une étude établie par l'agence nationale des barrages (ANB) en 2003 un taux d'envasement de 12.21% a été enregistré pour les barrages de l'est algérien, 16.47% et 19.08% pour les régions du centre et de l'ouest, cette situation aura pour impact une réduction de la capacité utile de la réserve d'eau. Les coulées de boue liées à l'érosion hydrique augmentent par ailleurs la charge en sédiments des cours d'eau, des collecteurs d'égouts et des bassins d'orage, avec notamment comme conséquence une hausse du risque d'inondation. Enfin, des quantités non négligeables de nutriments et de micropolluants, fixés sur les particules de sol et la matière organique érodées, peuvent être déplacées vers les cours d'eau et les autres agro-écosystèmes, affectant la qualité écologique de ces différents milieux.

En Algérie, seul le transport solide en suspension est mesuré et le transport solide charrié est pris égal à 30% du transport solide en suspension (Achite, 1999). Il est évalué à 32% de la charge totale pour la Haute Tafna en Algérie (Megnounif et *al.*, 2003). Ces chiffres donnent une idée sur l'ampleur du phénomène et la gravité des conséquences.

L'étude des transports solides permettra de préciser la dynamique érosive dans notre bassin et par conséquent d'en tirer des conclusions quant à la perte en sol dans l'écosystème.

Les études relatives au transport solide qui ont été menées en 2001 sur le barrage Bouroumi (150 km²) situé au Nord du territoire algérien et qui reçoit un apport liquide de 26 Mm³ ont montré que le taux d'érosion spécifique a dépassé 69 T/ha, ce qui représente la valeur la plus importante enregistrée durant cette année en la comparant avec le reste des barrages du territoire algérien.

II.2. Évaluation du transport solide

Le débit solide est le volume de matériaux granulaires transportés par le courant par unité de temps. Il s'exprime en m³/s :

II.2.1. Mesures directes

Elles sont basées sur les valeurs instantanées des débits liquides Q_l (m³/s) et celles des concentrations des sédiments en suspension C (g/l) correspondantes. La fourniture de ses données est du ressort de l'ANRH. Ces mesures sont effectuées au niveau de la station hydrométrique de contrôle du bassin versant. Le débit liquide est calculé après lecture de la hauteur d'eau sur une échelle limnimétrique posée sur la rive de l'Oued et à l'aide de la courbe de tarage adéquate (régulièrement contrôlée et actualisée). La charge de la matière en suspension obtenue à partir d'échantillons d'eau prélevés dans la section mouillée de l'Oued au moyen d'un conteneur de (50 cl). La boue recueillie sur un papier filtre est pesée après séchage à l'étuve à 105°C pendant 30 minutes. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélevé. Ce qui établit la concentration donnée en (g/l).

La fréquence des prélèvements effectuée dépend de la variation de la hauteur d'eau. Cette fréquence s'effectue chaque heure en période de crue. Dans le cas où la crue est importante c'est à dire, la variation de la hauteur d'eau est rapide, la fréquence de prélèvement augmente jusqu'à trente (30) minutes. En effet, la règle adoptée est de procéder à un ou deux prélèvements par 24 heures en période normale et avec une fréquence plus grande (observation toutes les 15 ou 30 minutes par exemple) lors des crues (Fournier, 1960) ; (Touat, 1989). Le calcul du débit solide en suspension est donné par la formule I.16 :

$$Q_{ss} = C Q_L \quad (m^3/s) \quad (I.11)$$

Avec

Q_{SS} : Débit solide en suspension (kg/s)

QL : Débit liquide (m³/s)

C : Concentration ou turbidité (g/l)

La concentration ou la turbidité se mesure selon la formule I.17 :

$$C \text{ (g/l)} = 1000 (P_2 - P_1) / V \quad (\text{I.12})$$

P_1 : Poids du papier-filtre sec et vide évalué en grammes avant la pesée de l'échantillon.

P_2 : Poids du papier-filtre avec les sédiments en suspension évalué en grammes.

V : Volume de l'échantillon.

Toutefois, il est à noter le caractère approché de cette méthode dans le calcul de l'apport solide en suspension car la fiabilité des prélèvements d'échantillons à travers la section du cours d'eau est mise en cause. En effet, la concentration en sédiments varie le long d'une section de mesure, du fond du cours d'eau vers la surface et d'un instant à l'autre (Molinier, 1979 ; Olivry, 1989).

II.2.2. Formules empiriques

Plusieurs formules ont été conçues pour la quantification de l'érosion hydrique. Nous ne citerons que celles qui impliquent les paramètres physiques représentatifs (morphologie du bassin, pluies, débit liquide, végétation).

❖ **Formule de Wischmeier et Smith (1978)** : La moyenne annuelle des pertes de terres par hectare (A) est déterminée à partir de six facteurs :

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (\text{I.13})$$

A : Perte en sol moyenne annuelle (t.ha⁻¹.an⁻¹)

R : Indice d'érosivité des précipitations (N.h⁻¹).

K : Indice d'érodabilité du sol, fonction de la texture, du taux d'humus, de la structure de la couche superficielle du sol ainsi que de sa perméabilité (t.h / N.ha)

LS : Indice topographique, fonction de la longueur (L) et de l'intensité (S) de la pente.

C : Indice de couverture végétale et des pratiques culturales.

P : Indice d'aménagement antiérosif.

L'application de la formule Wischmeier et Smith semble être difficile. Elle exige la disponibilité d'une grande quantité de données d'entrée qui reste inaccessibles pour le cas des

bassins de notre région. Il s'agit en particulier des facteurs inhérents à l'occupation, l'utilisation et les pratiques de conservation des sols.

❖ Formule de Fournier (1960)

La formule de Fournier quant à elle introduit des termes qui sont fonction de la pluviométrie des mois les plus pluvieux.

$$A_{ss} = \left(\frac{1}{36}\right) \left(\frac{P_m}{P_{am}}\right)^2 (2,65) \left(\frac{h}{S}\right)^2 (0,46) \quad (I.14)$$

Avec ;

A_{ss} : Apport solide spécifique ($t/km^2 \cdot an^{-1}$)

P_m : Précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm)

P_{am} : Précipitations moyennes annuelles (mm)

h : Dénivelée moyenne (m)

S : Superficie du bassin versant (km^2).

❖ Formule de Tixeront (1960)

Basée sur les données recueillies dans 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 2 et 22 ans.

$$\text{Pour les bassins tunisiens : } A_{ss} = 354 \cdot E^{0,15} \quad (I.15)$$

$$\text{Pour la région est-algérien : } A_{ss} = 92 \cdot E^{0,21} \quad (I.16)$$

$$\text{Pour la région centre algérien : } A_{ss} = 200 \cdot E \quad (I.17)$$

Avec :

A_{ss} : Apport solide spécifique en ($t/km^2/an$)

E : Écoulement en (mm)

La formule de Tixeront s'applique à des bassins de l'Est et du Centre algérien. Toutefois, la faible pluviométrie dans les bassins de l'Ouest algérien limite son application. En effet la région de l'Est algérien reçoit une pluviométrie annuelle plus importante par rapport à l'Ouest Algérien (Seltzer, 1946) ; (Meddi et *al.*, 1998), une variabilité spatio-temporelle de la dégradation des terres en est la conséquence. (Terfous et *al.*, 2001) ; (Achite et *al.*, 2005).

❖ Formule de Sogreah (1969)

Basée sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km^2 , soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm :

$$A_{ss} = \alpha \cdot E^{0,15} \quad (I.18)$$

Avec :

A_{ss} : Apport solide spécifique (t/km²/an)

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol, (Tableau I.1).

E : Ecoulement annuel (mm)

Tableau I.1 : Valeurs de α pour différentes perméabilités

Classes de Perméabilité	Forte	Moyenne	Moyenne à faible	faible	Imperméable
α	8,5	75	350	1400	3200

La formule de Sogreah fait intervenir deux paramètres essentiels : la perméabilité du sol et l'écoulement annuel du cours d'eau. Néanmoins, Walling et *al.*, (1992) rapportent que souvent près de 90% de la charge solide annuelle est transportée en moins de 5% du temps annuel durant les événements de crues. L'influence de l'écoulement annuel dans ce cas se voit donc diminuer.

La mesure du transport par charriage est actuellement l'obstacle principal à l'avancement de la connaissance scientifique et opérationnelle de ces phénomènes de transport solide.

Les Transports Solides Spécifiques (TSS) correspondent aux apports solides rapportés à l'unité de superficie du bassin versant contrôlée par la station hydrométrique considérée. Ils sont obtenus suivant la formule I.24 :

$$\text{TSS (t. km}^{-2}\text{)} = \text{AS (10}^6 \text{ t).S}^{-1} \text{ (km}^2\text{)} \quad (I.19)$$

avec:

AS (10⁶ t) : Apport solide en 10⁶ tonnes ; AS (10⁶ t) = Q (m³/s). C (g/l) . t (sec)

dont:

Q (m³/s) : Débit liquide

C (g/l) : Teneur en suspension ou turbidité

t (sec) : Temps de la période d'observation en secondes.

❖ Formule de Touaibia et *al.*, (2003)

Dans une étude de modélisation réalisée, en zone semi- aride, sur la problématique de l'érosion hydrique, les auteurs ont proposé un modèle mathématique concluant de l'érosion spécifique annuelle E_s , qui tient compte uniquement de la surface et de la densité du couvert végétal (expression I.25). De même, ils ont estimé à 15% du volume des sédiments en suspension, le taux de sédiments transportés par charriage.

$$E_s = 19.36 S^{-0.134} \cdot C_{veg}^{-0.308} \quad (I.20)$$

Où :

E_s : Erosion spécifique exprimée (T/ha.an)

S : Surface du bassin versant (km²)

C_{veg} : Couvert végétal (%)

II.3. Conséquences du transport solide

Les Conséquences peuvent être résumées en (Touaïbia, 2009) :

- ✓ Perte en sol
- ✓ Colmatage des sols : sols lourds (formation de croûte de battance)
- ✓ Exhaussements de lit d'oued
- ✓ Détarage des stations hydrométriques
- ✓ Dépôt des sédiments sur les routes, autoroute, plages, port....
- ✓ Formation intensive du réseau d'écoulement
- ✓ Envasement et sédimentation des barrages (aspect le plus grave en Algérie)

II.4. Quelques données sur le transport solide en Algérie

Les bassins versants du Tell algérien dominés par un climat semi-aride sont caractérisés par une pluviométrie saisonnière et interannuelle irrégulière. Cette irrégularité a un impact direct sur l'action érosive et notamment sur le transport solide en suspension. Ce dernier dépend de plusieurs facteurs dont l'agressivité des averses, l'état du sol et la turbulence de l'écoulement.

Les valeurs de la dégradation spécifique annuelle varient d'un bassin à un autre et d'une région à l'autre. Nous citons par exemple, 2300 t/km² pour l'Isser à Lakhdaria, 490 t/km² pour oued Soummam à Sidi Aïch, 680 t/km² pour oued Medjerda à Souk Ahras (Bourouba, 1997) et 150 t/km² pour la Macta au barrage Cheurfâ (Bourouba, 1998).

Les crues de l'automne et du printemps sont responsables de l'essentiel du transport solide. En effet, pendant l'été connu pour ces chaleurs intenses, le sol se dessèche, se fissure, se fragmente et voit son couvert végétal réduit, ce qui permet aux premières averses de l'automne de laver le sol de ces éléments fins détachés. Pendant le printemps qui succède à la saison hivernale froide et pluvieuse, les crues coïncident avec des versants saturés et déblayés. L'activité érosive dépend alors des mouvements de masses et des sapements de berges qui se produisent dans les zones mal protégés au bas des versants. On assiste alors pendant ces crues à une croissance rapide du volume ruisselé et de la turbidité. Pour la crue du 17 avril 1979 à

oued Medjerda supérieur, le débit liquide et la concentration enregistrés sont 8 fois supérieurs aux valeurs moyennes mensuelles (Bourouba, 1998).

Ces périodes de crues de l'automne et du printemps représentent une courte période de forte érosion qui dure entre 2 et 4 mois mais responsable de la majeure partie du transport solide.

Le reste de l'année est à érosion faible (Terfous et *al.*, 1999); (Bourouba, 1997 et 1998).

Annuellement, le comportement morphologique irrégulier des bassins versants algériens passerait d'une année à l'autre d'un régime méditerranéen à érosion élevée et à écoulement abondant au régime de la zone tempérée caractérisée par un écoulement abondant et une érosion faible ou encore au régime de la frange aride à érosion élevée et à faible écoulement (Bourouba, 1998).

En Conclusion, l'évolution d'un cours d'eau suite aux événements naturels (crues) ou interventions humaines comme la construction des barrages ou autres aménagements, est le résultat d'interactions entre l'écoulement et le lit. Le cours d'eau a besoin d'un temps très long pour atteindre son état d'équilibre. La simulation ou prévision de l'état futur de ce phénomène réalisée par un modèle physique est donc à la fois difficile et très coûteuse.

II.5. Travaux réalisés dans le monde et en Algérie

Medinger, en 1960, a procédé au traitement et à la mise en forme des premières séries de mesures recueillies en Algérie sur une trentaine de bassins durant la période 1946-1957.

Dans un tableau récapitulatif de ses travaux, l'auteur donne les estimations des précipitations et écoulements liquides et solides ainsi que les concentrations moyennes et maximales. Les premiers essais qu'il tente alors en vue d'établir les relations entre débits et concentrations instantanées ne donnent pas de résultats satisfaisants.

Fournier et Henin (1968), en portant en abscisses les débits liquides mensuels de l'année moyenne, et en ordonnées les débits solides correspondants, ont trouvé de véritables boucles d'hystérésis représentatives du phénomène de transport solide en utilisant le coefficient mensuel d'écoulement de Pardé, c'est-à-dire le rapport entre l'écoulement de chaque mois considéré et l'écoulement annuel moyen.

Sari (1977), se fondant sur Greco (1966), postule dès la préface de sa monographie « L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis » que l'érosion est due pour l'essentiel à l'agriculture de subsistance des paysans de montagne et se demande comment cette subsistance peut être garantie à la longue et comment la protection des sols peut être atteinte par le boisement. Il conclut logiquement que l'exploitation des sols telle qu'elle se pratique à l'heure actuelle n'est pas compatible avec leur protection. Sa conviction est manifeste dans la question rhétorique qu'il pose de savoir si cette région de l'Atlas tellien n'a pas été longtemps immunisée contre l'érosion, jusqu'à il ya quelques décennies, par une couverture forestière. Bien qu'il n'existe ni preuves ni indices pour la thèse du déboisement sous l'effet de la colonisation française, elle continue à être répétée (Brahamia, 1993).

Roose (1980) a constaté que l'énergie des pluies en Afrique de l'Ouest est 256 fois plus importante que celle des eaux de ruissellement de surface.

Demmak a montré dans sa thèse (1982) que l'agressivité des pluies est faible en Algérie et par conséquent aussi l'érosion pluviale. Il a compris que la construction de banquettes antiérosives et le boisement de grandes surfaces, qui étaient alors propagés dans toute l'Algérie, ont non seulement été un échec, mais ont aussi gêné l'agriculture et sont dangereuses en vue de l'érosion, voire même l'accélèrent. A cet effet, il a procédé à la sélection de 30 bassins versants représentatifs de l'Algérie du nord de différentes conditions physiques, géomorphologiques, climatiques et hydrologiques. Il a défini une corrélation multiple très significative incluant plusieurs paramètres physiques pour un bassin versant côtier à très forte érosion, qui n'est valable que pour les bassins versant Téliens ayant un pourcentage marneux érodable supérieur à 10% et une pluviométrie supérieure à 300mm.

Les travaux de Demmak ont montré que l'érosion spécifique annuelle dépasse 2000t/Km² sur la plupart des bassins versants de l'Atlas Télien. Il atteint 4000 t/Km² sur la chaîne des côtières de Dahra.

Meddi (1992) montre qu'on peut déterminer les zones de plus forte ablation de manière satisfaisante par les démarches de type boîte noire, mais dans la discussion des causes de différences dans le taux d'ablation il ne fait que répéter les anciennes positions de Sari (1977) ou Greco (1966). La méthode qu'il préconise se prête à la délimitation générale des zones fournissant beaucoup ou peu de sédiments en suspension, mais on ne peut en déduire de mesures de protection.

Kouri (1993) a étudié de manière détaillée l'évolution des ravins de la zone-pilote Taasalet et a décrit les processus d'érosion observables. Il a établi par analyse statistique une typologie des types de fonctionnement en fonction de la lithologie, de la pente, de l'exposition, de la morphologie des ravins et de la mise en valeur des bassins versants respectifs. Cinq types de ravins sont obtenus par classification ce qui permet, pour des zones à précipitation et débits analogues, d'appréhender et d'évaluer qualitativement les formes d'érosion dominantes au moyen des caractères géographiques.

Chikita (1996) a analysé le transport des sédiments au niveau de la rivière de Ikushunbetsu au Japon, une région dont le climat n'est pas semi-aride avec une pluviométrie moyenne annuelle de 1418mm/an, ce qui lui a permis d'estimer le couple de coefficients (a, b) calculés à partir des mesures de concentrations et de débits. La décharge de sédiments dominée est causée par l'érosion des berges par le ruissellement lié à la fonte des neiges.

Toujours, dans la région Méditerranéenne, Bourouba (1997) a mesuré le taux de sédiments dans le bassin versant de Leham à l'est Algérien, ce bassin s'étend sur une superficie de 5600 km² et reçoit une précipitation moyenne annuelle de l'ordre de 154 mm/an, il a abouti à un taux de 104 t/km².

Dans le même ordre de mesure, Bourouba (1998) a trouvé une valeur de 113 t/km² de taux de sédiments transportés par an pour le bassin de Medjerda caractérisé par une superficie de 217 km² et une pluviométrie moyenne annuelle de 598 mm/an.

Touaïbia (2000) a étudié le transport solide à différentes échelles spatiales et son impact sur le barrage de Sidi M'hammed Benaouda dans le bassin versant de la Mina, ces travaux ont montré qu'au-delà de 10 T/ha annuellement, le bassin versant est considéré comme érodé.

Ainsi, Touaïbia et *al.*, (2001) ont analysé le transport des sédiments dans l'oued Mina situé dans une zone semi-aride en Algérie avec une précipitation moyenne annuelle de 249 mm/an en introduisant les valeurs mensuelles et la médiane des valeurs mensuelles. La méthode « rating-curve » $C=aQ^b$ a été utilisée pour estimer les coefficients a et b . Les grandes valeurs de b (avec les petites valeurs de a) ont été obtenues pendant les mois à pluviosité importante après trois mois de basses eaux (juillet à l'Oued Haddad et en Février à l'Oued Mina). Par contre, les petites valeurs de b qui ne sont pas associées à des grandes

valeurs de a ont été obtenues pour les mois qui suivent les deux mois de hautes eaux (Décembre et Mars pour Oued Haddad et Décembre pour Oued Mina)

Vu la gravité du phénomène et pour prolonger leur durée de vie, une étude a été entreprise par Bouhaniche dans son mémoire (2001), sur 15 barrages en exploitation, dont la capacité dépasse 100 Mm³ chacun. La perte de capacité au profit de la vase, sur une période d'exploitation d'une dizaine d'années, est estimée à 734 Mm³, ce qui représente 25% de la capacité totale de la totalité des barrages et touche plus de 50 % de ces barrages. Sur les 15 barrages étudiés, 7 d'entre eux ont vu leur volume mort dépassé. Il s'agit du volume qui sera rempli de sédiments pendant la période d'exploitation du barrage. Il est calculé sur une période d'exploitation donnée du barrage (en général 50 ans pour les grands barrages). C'est un volume qui ne participe pas à l'exploitation du barrage.

L'ANRH (2001) a lancé une note technique sur l'événement pluvieux du 9 et 10 Novembre 2001 et a déclaré que sur 2,6 millions m³ ruisselés, un volume de 800 000 m³ de sédiments arrachés au bassin a transité via l'écoulement pour se déposer dans les parties basses de la ville et atteindre une hauteur de vase dépassant 3 m par endroits.

Benkhalel et Remini en 2003, ont fait une étude sur le transport des sédiments en suspension dans l'oued temporaire de Wahrane. Ils ont analysé la relation (C-Q) rating-curves pour 13 événements de crue de la région étudiée.

Megnounif et *al.*, (2003) ont calculé le bilan des sédiments en suspension dans la région du haut Tafna à l'Ouest Algérien, un bassin qui occupe une superficie de 256 km² et caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle de 419 mm/an. Ils ont arrivé à un taux qui est très élevé comparativement avec ceux calculés par d'autres auteurs pour d'autres régions dans le même bassin méditerranéen (1120 t/km²).

Touaïbia et *al.*, (2005) ont étudié un cas frappant de sédimentation. Durant les mois de juin et juillet 2002, 45 000 m³ de vase consolidée ont été enlevés d'un barrage de prise, après avoir mobilisé toutes les infrastructures du périmètre d'irrigation de la Mitidja ouest. L'érosion par ravinement du réseau d'écoulement, qui peut représenter à elle seule plus de 50% de l'apport solide annuel, est la forme d'érosion la plus grave en Algérie.

Achite et Meddi (2005) ont étudié la variabilité spatio-temporelle des apports liquides et solides en zone semi-aride, ils ont proposé des modèles mathématiques liant l'apport solide au coefficient d'écoulement pour cinq sous bassins drainés par les stations hydrométriques dans le bassin versant de l'Oued Mina dans le Nord-Ouest Algérien, et ils ont modélisé le transport solide à l'aide du coefficient de ruissellement.

Soutter *et al.*, (2007), à la suite des diverses méthodes développées pour définir ces courbes de transport sédimentaire, ont signalé que les régressions de type puissance restent les plus courantes pour décrire les relations entre le débit liquide et la concentration ou le débit solide Q_s et le débit liquide Q_l , exprimé soit sous la forme des précipitations, soit sous la forme de l'écoulement.

En 2007, Achite et Ouillon ont construit les courbes caractérisant la relation débit liquide-débit solide, basées sur les données de concentrations et des débits mesurés, du bassin versant d'Ouadi Abd en prenant la période 1973-1995, afin d'estimer le transport des sédiments en rivières à l'échelle annuelle et mensuelle et d'analyser leur variabilités. Cette étude a montré que la relation de régression $C-Q_l$ est plus précise que celle de Q_s-Q_l qui est fréquemment utilisée. La variabilité de transport des sédiments dans cette région semi-aride est importante à l'échelle saisonnière et plus importante à l'échelle interannuelle. Enfin, le rapport entre le déversement de sédiments et la décharge d'eau de la rivière est 20 fois supérieur à la valeur moyenne pour l'hémisphère oriental (Afrique, Europe, Asie et Australie).

Les travaux réalisés par Touaibia (2010), en zone semi-aride, ont montré la gravité du phénomène de l'érosion hydrique et particulièrement de l'érosion par ruissellement. Ainsi, l'érosion en ravines du réseau hydrographique peut provoquer une exportation de matériau jusqu'à 100 fois plus importante que celle issue de l'érosion en nappe.

Meddi et al., (2012), lors de l'Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord), ont démontré que la modélisation statistique permet d'améliorer considérablement la reconstitution des flux et d'extrapoler des mesures ponctuelles. Ainsi, le modèle en loi de puissance reliant le débit solide au débit liquide reste l'approche la plus simple et la plus significative, expliquant près de 80% de la variation totale.

Ce modèle instantané montre que les paramètres de régression a et b sont proches de ceux trouvés par de nombreux auteurs ayant travaillé sur les régions arides et semi-arides.

Zekai (2014), a étudié la relation entre le transport solide, comme facteur expliqué, et les facteurs géomorphologiques, hydrométriques et climatiques, comme facteurs explicatifs dans les régions arides.

Meddi (2015), a développé un modèle permettant l'estimation de la dégradation spécifique, en fonction des paramètres disponibles à l'échelle annuelle pour l'ensemble des bassins-versants contrôlés par des stations de mesure pour le Nord de l'Algérie en utilisant des données de 67 postes de mesures (barrages et stations hydrométriques) réparties aléatoirement dans l'espace étudié. Les résultats ont montré l'existence de relation entre la dégradation spécifique, le débit liquide, la pluviométrie représentée par l'indice de Fournier modifié et la superficie.

Conclusion

Enfin, L'irrégularité de la pluviométrie saisonnière et interannuelle a un impact direct sur l'action érosive et notamment sur le transport solide en suspension. Si nous citons les travaux de Touaïbia (2000), seuls les bassins qui ont une érosion spécifique dépassant $1000t/km^2$ sont considérés érodés. De tous les travaux mentionnés, les études de Walling et Bourouba sont celles qui nous ont inspiré, leurs approches seront adoptées pour estimer la dégradation spécifique dans la région du Mazafran.

Chapitre II :

Présentation de la zone d'étude

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Introduction

Le secteur choisi dans la présente étude se situe en grande partie dans la Wilaya de Blida, il présente plusieurs particularités. Le bassin versant de Mazafran a été choisi afin de mettre en exergue la situation de l'érosion hydrique, vu l'importance que requiert cette région de l'Algérie vis-à-vis des ouvrages hydrauliques qui alimentent la capitale en eau potable et l'importance de l'érosion dans cette région.

II.1. Présentation du bassin versant du Mazafran

II.1.1. Situation géographique

Administrativement, la plaine alluviale du Mazafran se situe dans le côtier Algérois Ouest, à 80Km à l'ouest d'Alger, il forme la plaine sub-littorale de la Mitidja ouest. La surface drainée par l'oued Mazafran et ses affluents est limitée entre l'altitude $36^{\circ}27'$ et $36^{\circ}55'$ nord et les longitudes $3^{\circ}55'$ et $4^{\circ}53'$ est (Fig.II.1). S'étalant sur une superficie de 1911.75 ($\approx 1912\text{Km}^2$), le bassin versant de Mazafran est caractérisé par un relief typiquement montagneux, couvrant 82% de la superficie totale, elle se limite :

- Au nord par la mer méditerranée
- Au nord ouest et nord est par la chaîne littorale
- Au sud est par Djebel Faroukha
- À l'ouest par la commune de Somâa et Djebel Guermoumene.

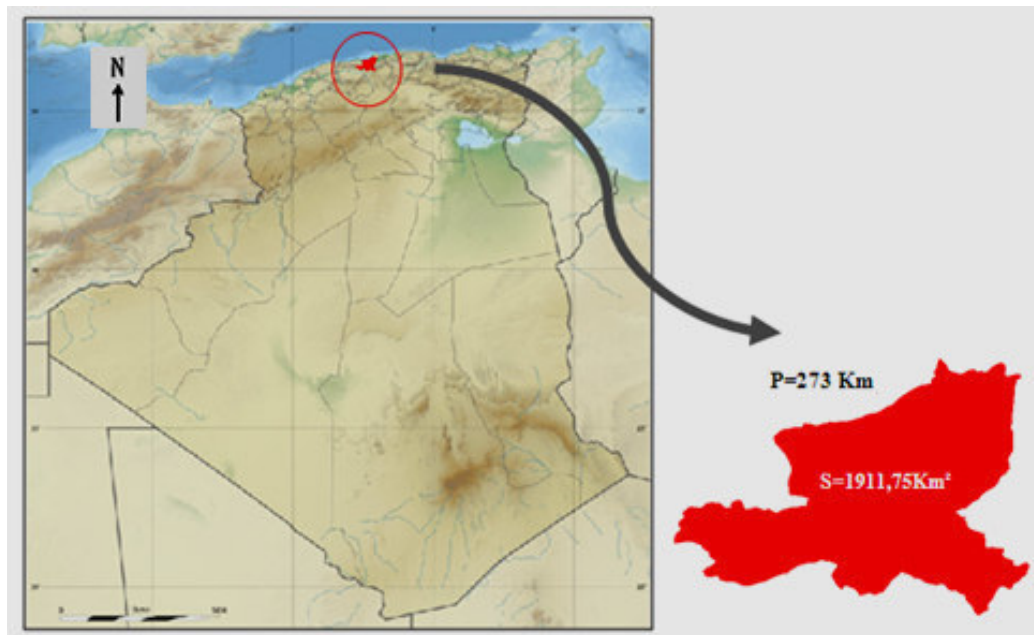


Figure II.1 : Situation géographique du bassin versant du Mazafran

II.1.2. Géologie

Le bassin versant du Mazafran, se situe dans le domaine Rifo-Tellien. Nous en exposons brièvement l'histoire géologique en figure II.2.

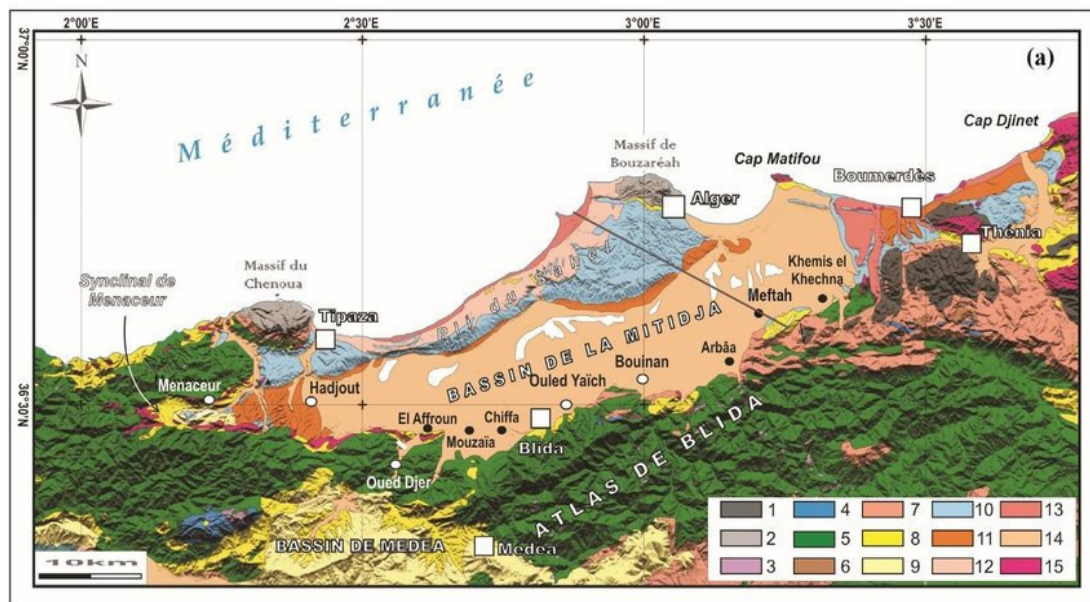


Figure II.2 : Carte géologique du bassin de la Mitidja et ses environs (données topographiques SRTM-3 et carte géologique d'Algérie au 1/500'000). (Guemache, 2010)

[1 : Terrains métamorphiques ; 2 : Socle primaire ; 3 : Trias ; 4 : Jurassique ; 5 : Crétacé ; 6 : Éocène ; 7 : Oligocène ; 8 : Miocène anté-nappes ; 9 : Miocène post-nappes ; 10 : Pliocène ; 11 : Villafranchien ; 12 : Calabrien ; 13 : Quaternaire marin ; 14 : Quaternaire continental ; 15 : Magmatisme indifférencié]

1. **Primaire** : connu par les affleurements de la bordure côtière attribués au Dévonien (Eifélien). Au-dessus du primaire apparaissent des schistes et des quartzites présentant des analogies de faciès avec le flysh Albo-Aptien du flanc Sud.
2. **Secondaire**
 - **Trias** : Dans la région étudiée, le Trias présente le faciès classique du Trias gypseux de l'Algérie du nord. Il est formé de gypses avec des marnes bariolées, cargneules et dolomies. Ce Trias ne se présente pas en place, mais toujours dans des plis plus ou moins complexes.
 - **Jurassique** : Le Lias inférieur (Rhétien) a été découvert dans les écailles du sud de la nappe du Flysch. Le Lias moyen est absent du Nord des massifs primaires où l'Aptien et l'Eocène reposent directement sur le Paléozoïque. Dans la partie Nord du Sillon Tellien, les calcaires compacts recristallisés, attribués au Lias, n'ont jamais fourni de fossiles.
 - **Crétacé inférieur** : une série de plus de 1000 mètres d'épaisseur, constituée de schistes, grès et calcaires siliceux à fins grains de quartz, connu sous le nom de « Schistes de la Chiffa », est attribuée au Néocomien.
 - **Crétacé supérieur** : les calcschistes blanchâtres ou jaunâtres pulvérulents que l'on rencontre peuvent être attribués au Vraconien. Des lentilles d'un calcaire compact, dont la surface offre une patine blanche, apparaissent sporadiquement dans cette formation. L'épaisseur du Vraconien varie de quelques mètres à 40 mètres.
3. **Tertiaire**

Les sédiments marins du Tertiaire se localisent essentiellement sur le littoral, dans le sillon Pré-Tellien et dans les dépressions telles que le Cheliff et la Mitidja. L'épaisseur maximum du Cénozoïque atteint 4000 à 4500 mètres.

- **Paléogène**

Dans la région d'Alger, la partie inférieure de l'Eocène supérieur-oligocène est formée de marnes et d'argiles schisteuses et la partie supérieure de grès quartzeux, avec des passées et des lentilles de conglomérats constituant le faciès numidien (Flandrin, 1948).

- **Néogène**

Sur le bassin de la Mitidja sont surtout connus les faciès de bordure du bassin subsident ainsi que ceux des extrémités. Le Miocène offre plusieurs petits affleurements au sud de la Mitidja (plaine).

4. **Quaternaire** : les sédiments quaternaires recouvrant la majeure partie du territoire de l'Algérie du nord, reposent en discordance sur les formations plus anciennes.

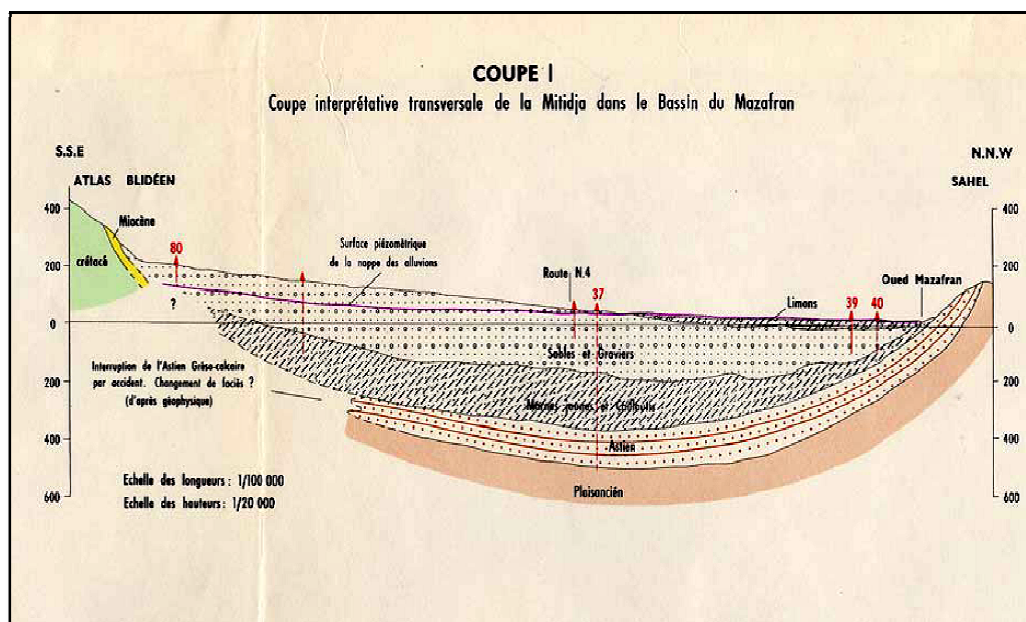
- **Quaternaire ancien** : forme des reliques sur les bordures, le faciès étant formé par des cailloutis, forme les terrasses du Sahel, échelonnées entre 50 et 150 mètres au-dessus des oueds ; on les rattache au Salletien et à l'Amirien.

- **Quaternaire moyen** ; forme des terrasses qui s'étagent entre 30 et 15 mètres au-dessus des oueds sur le versant sud du Sahel et de la plaine, constituant la majeure partie du piedmont de l'Atlas.

- **Quaternaire récent (Rharbien)** ; présente dans la plaine un faciès de limons gris, argileux, des argiles noires ou bleues de sols asphyxiés qui passent à des limons sableux en bordure du piedmont près des oueds, on note un faciès de limon caillouteux. La puissance de cette formation est en moyenne de 30 mètres.

II.1.3. Hydrogéologie

La Mitidja est constituée de deux systèmes aquifères (Fig.II.3) qui sont les grès de l'Astien et les alluvions du Quaternaire :



Source: Mutin, 1977

Figure II.3 : Carte hydrogéologique du bassin versant du Mazafran

- **Aquifère de l'Astien**

Cet aquifère est constitué par des grès astiens et qui reposent sur les marnes bleues du Plaisancien. Ils affleurent largement dans le Sahel notamment sur les collines. L'aquifère Astien est très peu sollicité, sauf dans les zones où les alluvions du Quaternaire sont absentes, ou représentées uniquement par d'importantes couches argileuses. La profondeur des forages captant l'Astien est comprise en 200 et 300 m, et les débits sont peu importants (entre 15 l/s à 20 l/s en moyenne). Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 100 m, mais à l'Est notamment vers Réghaia, elle n'est que de 40 mètres.

- **Réservoir Quaternaire**

Il est constitué par la superposition des alluvions du Quaternaire moyen et récent. Son substratum est formé par la série d'alluvions peu perméables du Quaternaire ancien.

➤ **Piézométrie**

Sur la carte sont circonscrits l'un des plus grands champs de captage de la plaine de la Mitidja y compris le bassin versant du Mazafran. Ces derniers sont destinés à l'alimentation en eau potable de la capitale, des chutes de niveau importantes ont eu lieu.

Le réseau actuel de la Mitidja comprend 89 points de mesure, 11 puits, 19 forages et 37 piézomètres dont 22 sont dédiés à la surveillance des intrusions marines dans le golfe d'Alger. (ANRH, 2013). La première lecture des données de l'ANRH depuis les années 1980 montre que la piézométrie de la Mitidja a considérablement baissé. Le niveau de la nappe phréatique a considérablement baissé, allant de 10 à 25 m sur une période de 30 ans.

La baisse du niveau piézométrique dans les piézomètres du Mazafran (Fig.II.4) a atteint 7.57 m dans le PZ 23 (entre Avril 2005 et Mai 2008). Les cartes piézométriques n'indiquent aucun changement dans la configuration hydrodynamique des écoulements souterrains. Quoique les niveaux piézométriques ont baissé de 10 m au niveau du Mazafran entre la campagne de 2005 et celle de 2010.

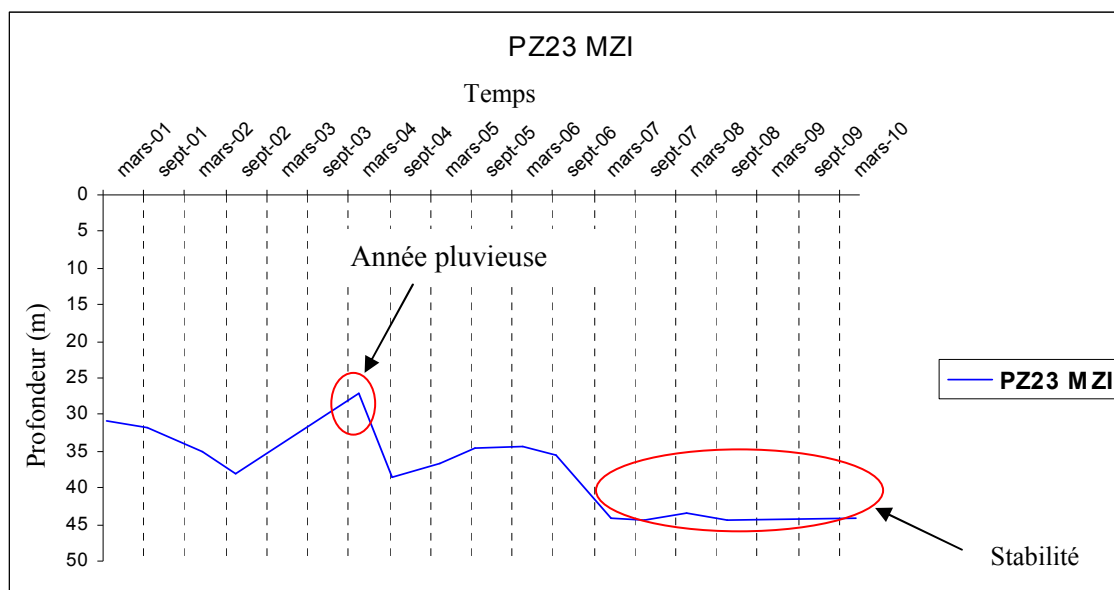


Figure II.4: Évolution des niveaux de la nappe au piézomètre PZ23 (Mazafran)

En période des hautes eaux : Au cours de la phase de hautes eaux du Bassin de Mazafran, une comparaison des niveaux d'eau statiques a montré une augmentation d'environ 1 à 5 m en aval du Bassin de Mazafran (E007-8161, E007-9121, E007-9122, E007-9123). Néanmoins, le niveau d'eau au piézomètre E007-9128 a augmenté d'environ 20 m par rapport à 2010 du côté de Bouroumi, à 7 km au nord d'El Affrouun. La profondeur de la nappe phréatique à cet endroit est de 29,5 m, contre 51 m en 2010. Il convient donc de noter que le niveau d'eau piézométrique s'est nettement amélioré à tous les points de mesure du bassin de Mazafran.

En période des basses eaux : Les eaux souterraines alluviales sont situées dans la partie basse de Mazafran et depuis 2007, des niveaux quasi stables ont été enregistrés dans une fourchette de 50 à 60 m en moyenne. Une amélioration métrique d'environ 3 à 5 m a été enregistrée.

Dans la région de Boufarik, le niveau des eaux souterraines a augmenté en moyenne de 6 m par rapport à 2012.

Au niveau du champ captant Blida I, une remontée moyenne de 4 à 6 m entre 2011 et 2012 a été enregistrée. Dans le champ captant Blida II, également, une amélioration du niveau de la nappe de la Mitidja a été notée avec des remontées de l'ordre de 4 à 7 m par rapport à 2011. Le niveau de la nappe varie entre 20 et 34 m alors qu'en 2011 était entre 25 et 40m.

Cette variation du niveau piézométrique est la conséquence de plusieurs facteurs à savoir :

- Longue période de sécheresse (des deux dernières décennies) combinée à une importante prolifération de forages
- Le commencement précoce de l'irrigation dû à cette sécheresse
- Importance des surfaces irrigables
- La déperdition des eaux par ruissellement (ANRH, 2005).

II.1.4. Les grands ensembles morphologiques

Le paysage de la région d'étude est diversifié, caractérisé par un relief montagneux très accidenté. Les chapelets de surélévation rudes et accentuées apparaissent dans toute la région.

Le bassin de Mazafran fait partie du grand bassin versant du Côtier-Algérois, il est limité au nord par la chaîne littorale et au sud par le grand bassin Isser. Cette double masse surélevée délimite un couloir étroit d'orientation générale Est-Ouest, formant la vallée de l'oued de Mazafran, qui s'étend de Koléa à l'est jusqu'au djebel Gantas à l'ouest.

II.1.4.1. Lithologie

La perméabilité du sol et de sous sol d'un bassin versant est liée à la nature géologique qui conditionnera l'infiltration, le ruissellement ainsi que l'évaporation.

En ce qui concerne le type de sol de notre zone d'étude est un sol Argilo-limoneux. Mises à part les formations perméables de la chaîne calcaire de la plaine alluviale de l'oued Mazafran, les autres formations telles que celles du Miocène post nappe et des flysch qui occupent la majeure partie du bassin versant, sont généralement imperméables.

II.1.4.2. Végétation

Dans notre secteur d'étude la végétation est de type méditerranéen. Le couvert végétal joue un rôle important dans l'amortissement des crues en réduisant et en freinant le ruissellement superficiel, ainsi la perméabilité des terrains est liée à leur nature lithologique.

La végétation de la région d'étude est de type méditerranéen caractérisé dans son ensemble par trois étages bioclimatiques bien distincts :

- **Cultures** : elles sont concentrées dans la plaine et représentées par l'arboriculture et les mirifiques champs des cultures maraichères, auxquelles s'ajoute laurier rose et le roseau dominant les zones inondables.

Selon les résultats des enquêtes menées en 2010, la culture la plus répandue dans cette zone est l'agrumes avec 38% de la surface cultivée (Fig.II.5), les céréales avec 27%, l'arboriculture 17%, maraichage 11%, 6% représente une alternance entre laurier-rose et roseau et les vignes occupant le reste de la surface (1%).

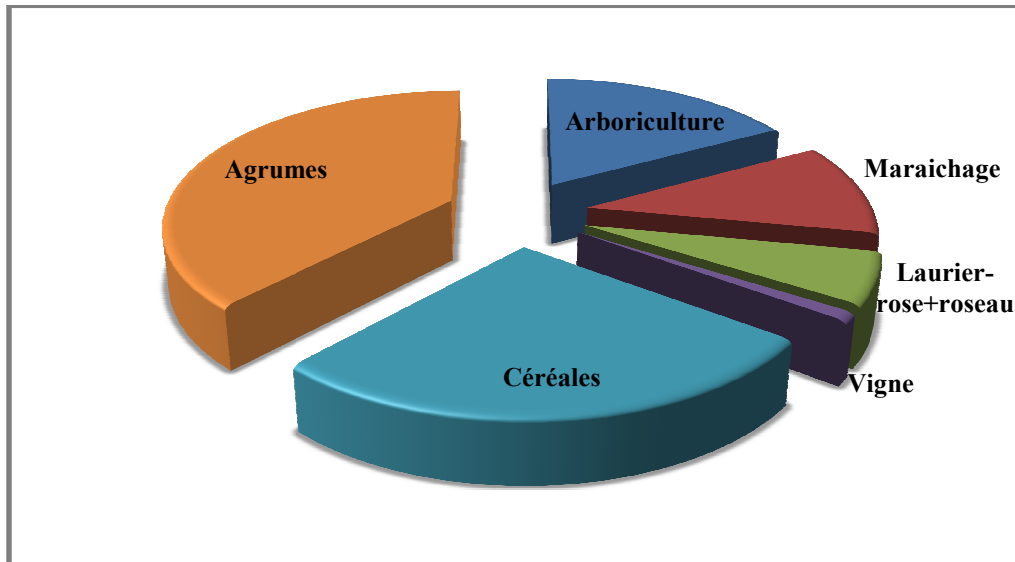


Figure II.5 : Répartition des sols selon les cultures du bassin versant du Mazafran

- **Maquis** : caractérisant en particulier les zones intermédiaires, constitués essentiellement de très denses champs d'oliviers, parcelles de figuiers et par quelques peuplement de chênes lièges et de chêne vert complétés par une végétation arbustive assez basse qui reflète l'état de dégradation de la végétation.
- **Forêts** : occupant les zones montagneuses, sont représentées généralement par les chênes, le liège, et le pin d'Alep.

➤ Coefficient de végétation

Le coefficient de végétation est un rapport entre la surface occupée par l'agriculture et la totalité de la surface du bassin versant, notre région d'étude est caractérisée par un coefficient de végétation qui vaut **91%** (ANRH, 2010).

II.1.4.3. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique (Fig.II.6) est l'une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Les différences dans les réseaux hydrographiques des bassins sont dues à la géologie (la structure de la roche, sa forme, les failles et les plissements forcent le courant à changer de direction), au climat, aux pentes du terrain et aux facteurs anthropiques (Boukhelifa, 2011).

Le bassin versant du Mazafran représente un réseau hydrographique très développé avec un écoulement de direction sud-nord avec exutoire vers la mer.

Le drainage très dense s'effectue par une multitude de torrents plus ou moins long (Fig.II.6).

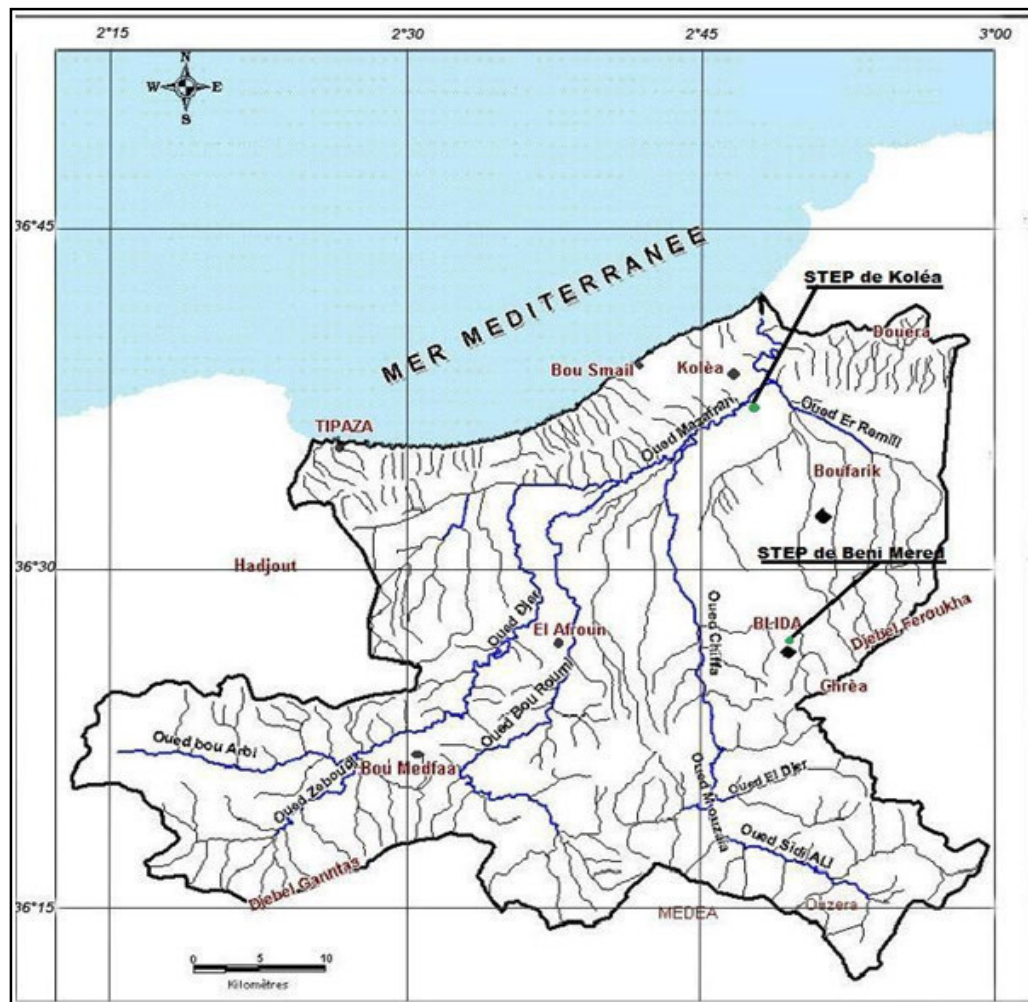


Figure II.6 : Réseau hydrographique du bassin versant du Mazafran

La dépression de la Mitidja ne correspond pas à l'existence d'un réseau hydrographique bien hiérarchisé. Les cours d'eau traversent la plaine perpendiculairement. Les principaux oueds du Mazafran, présentent tous des caractères communs. Ils prennent tous naissance dans l'Atlas et sont de dimensions restreintes. Leurs profils longitudinaux se divisent en deux parties : en montagne, leur pente est très forte, ce sont des oueds aux vallées étroites, profondes, encaissées ; en plaine la pente est très réduite, voire nulle dans certains secteurs. En basse plaine, la morphologie nous permet d'imaginer, que les oueds butant contre la ride du Sahel et incapables de la franchir individuellement se réunissent en un seul, l'oued Mazafran qui résulte de la confluence des trois oueds principaux : Djer, Bouroumi et la Chiffa, et qui traversent la ride en cluse (ANRH, 2005).

L'oued Djer prend naissance dans les montagnes du Djebel Guentas (versant oriental du Zaccar) et traverse ensuite l'Atlas.

L'oued Bouroumi descend du Djebel El-Hamar, dans la commune de Mattaizia.

L'oued Chiffa, prend naissance dans les monts de Médéa, et traverse en gorges étroites le Djebel Ferroukha.

Ces oueds sont en grande partie en liaison hydraulique avec la nappe de la Mitidja puisque leurs eaux peuvent s'infiltrer ou inversement drainer la nappe.

II.1.4.4. Barrages

Au niveau du bassin versant du Mazafran, le seul barrage est celui de **Bouroumi** qui a une capacité de rétention de $181.86 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (selon l'Agence Nationale des Barrages) ; ce barrage se localise dans la wilaya de Blida à 8 km à l'Est du village de Boumadfaa, il est implanté dans le défilé rocheux qui traverse l'oued Bouroumi avant de rejoindre la plaine de la Mitidja. Il est destiné à :

- L'alimentation en eau potable de Hammam Regha et Boumedfaa,
- L'irrigation de l'Ouest de la Mitidja
- Transfert des eaux du barrage Ghrib pour l'alimentation complémentaire d'Alger Sud.

L'alimentation de ce barrage se fait à partir de l'oued Djer, oued Chiffa, oued Harbil en plus d'oued principal qui est celui de Bouroumi.

II.1.5. Paramètres physiques et morphométriques

La morphométrie du bassin fait partie des facteurs permanents, leur variation influe sur les modalités des écoulements superficiels et leur analyse permettra une meilleure compréhension des causes de variation des régimes hydrogéologiques.

Le bassin versant de Mazafran subdivise en 3 sous bassins (Fig.II.7) :

- Sous bassin d'Oued Djer Bouroumi (0210)
- Sous bassin d'Oued Chiffa (0211)
- Sous bassin d'Oued Mazafran (0212)

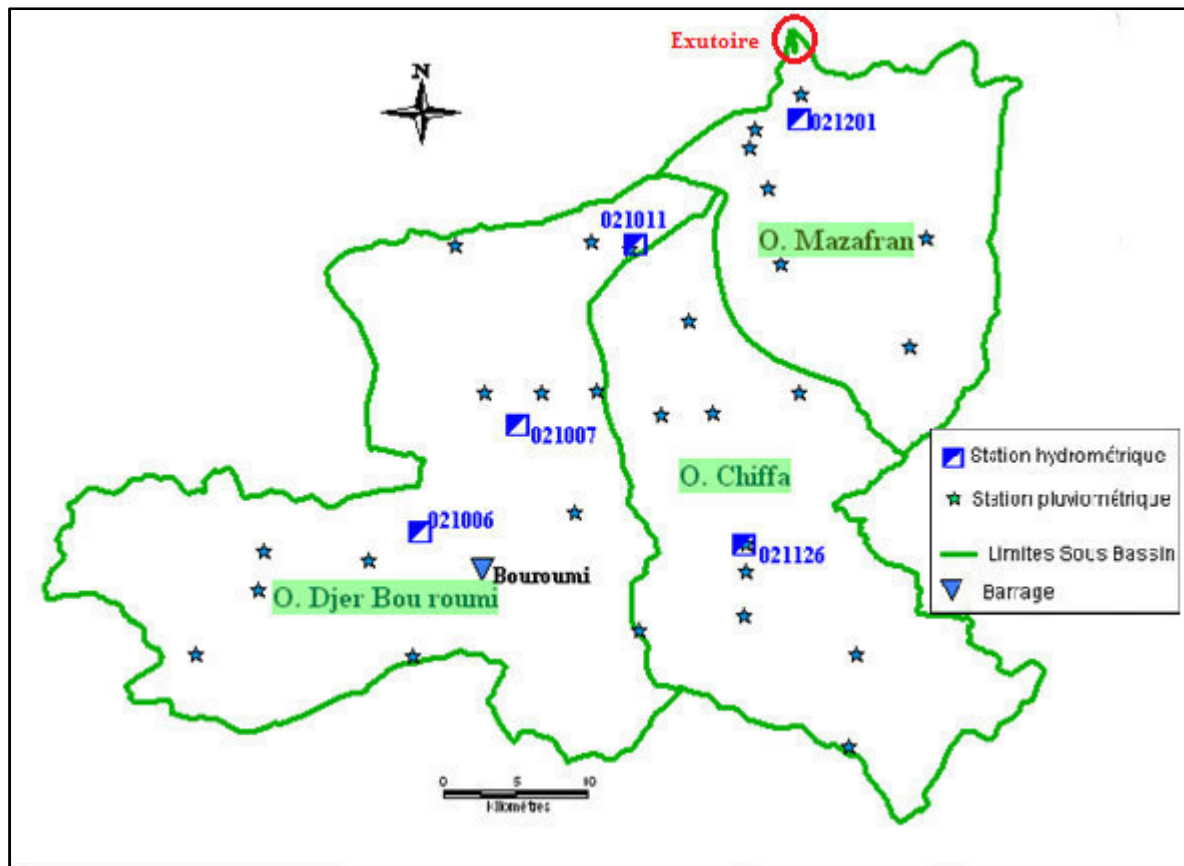


Figure II.7 : Limites du Mazafran et stations hydrométriques et pluviométriques

II.1.5.1. Surface

Le bassin versant de la vallée de Mazafran couvre une superficie de **1912 Km²**.

II.1.5.2. Périmètre

Le périmètre est défini par la ligne de crêtes formant le contour du bassin versant. Le périmètre du bassin versant de l'oued Mazafran est de **273Km**.

II.1.5.3. Forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux :

- ✓ **Indice de compacité de Gravelius K_c** : indice de forme qui caractérise la forme du bassin versant s'il est ramassé ou allongé dont elle a une influence directe sur le comportement de l'écoulement superficiel :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (\text{II.1})$$

Cet indice est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire (bien drainé) possédant un potentiel d'infiltration plus important que ceux de forme allongée. Il est égal à 1,12 pour un bassin versant de forme carrée et lorsqu'il devient supérieur à 1,12, le bassin est de forme allongée (Musy, 2005).

K_c : Indice de compacité de Gravelius,

S : Surface du bassin (km²),

P : Périmètre du bassin (km).

Le tableau II.1 résume les valeurs de l'indice de forme K_c des sous bassins du Mazafran.

Tableau II.1 : Indice de forme de Gravelius K_c du bassin versant du Mazafran

Sous bassin	Surface (Km ²)	Périmètre (Km)	K_c	Forme
O. Mazafran	427,5	99,5	1,34	+/- ramassé
O. Chiffa	585,0	136,0	1,57	Allongé
O. Djer Bou roumi	899,3	194,5	1,81	Allongé

Les sous bassins du Mazafran présentent, dans l'ensemble une forme allongée.

✓ Rectangle équivalent

Ce concept a été introduit pour permettre la comparaison des bassins en termes d'effet des propriétés géométriques sur l'écoulement (Bentekhici, 2006). Ce rectangle a la même surface, le même périmètre et la même courbe hypsométrique que le bassin considéré :

$$L, l = K_c \frac{\sqrt{S}}{1,128} \left(1 \pm \sqrt{1 - \left(\frac{1,128}{K_c} \right)^2} \right) \quad (\text{II.2})$$

Le Tableau II.2 résume les valeurs obtenues après le calcul :

Tableau II.2 : Rectangle équivalent du bassin versant du Mazafran

Longueur (Km)	Largeur (Km)	Surface équivalente (Km ²)	Périmètre équivalent (Km)
119,53	15,99	1911,75	271,06

II.1.5.4. Relief

De nombreux paramètres hydrométéorologiques varient en fonction de l'altitude (précipitations, température, etc.) et de la morphologie du bassin, on peut donc facilement imaginer les effets des reliefs sur l'écoulement (Bentekhici, 2006). La pente affecte également le débit. Ces reliefs sont également déterminés par les indices ou caractéristiques suivants:

a. Courbe hypsométrique

Elle représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. La courbe hypsométrique est un outil utile pour comparer plusieurs bassins entre eux ou différentes sections d'un même bassin. En effet, la forme de cette courbe est caractéristique de l'état de maturité du relief (jeune, en équilibre et vieux) ainsi que de sa capacité érosive (Musy, 2005).

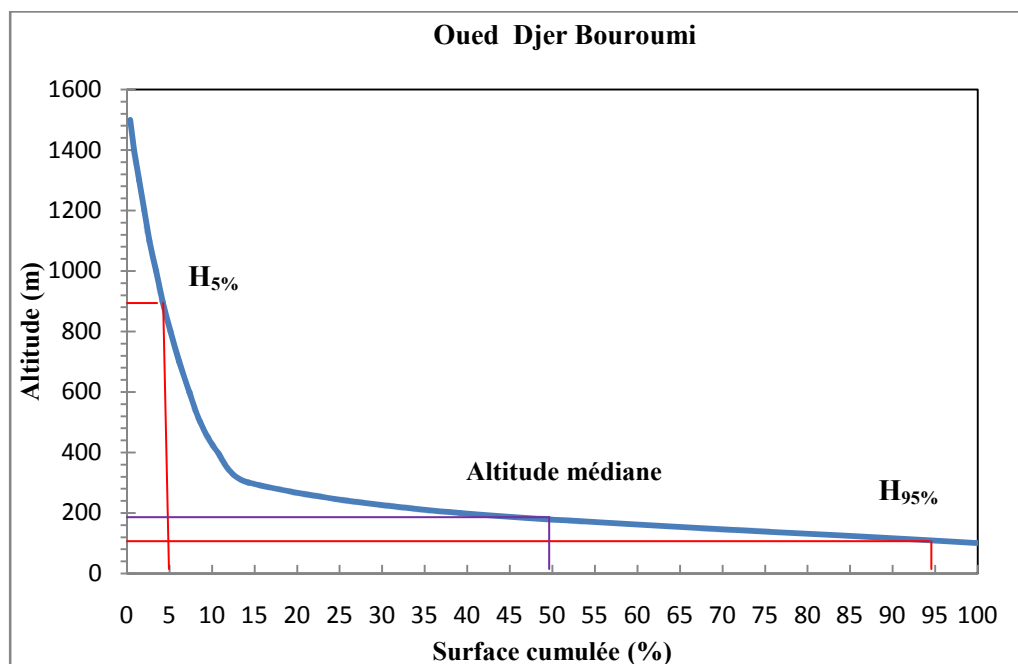


Figure II.8 : Courbe hypsométrique du sous bassin d'Oued Djer Bouroumi

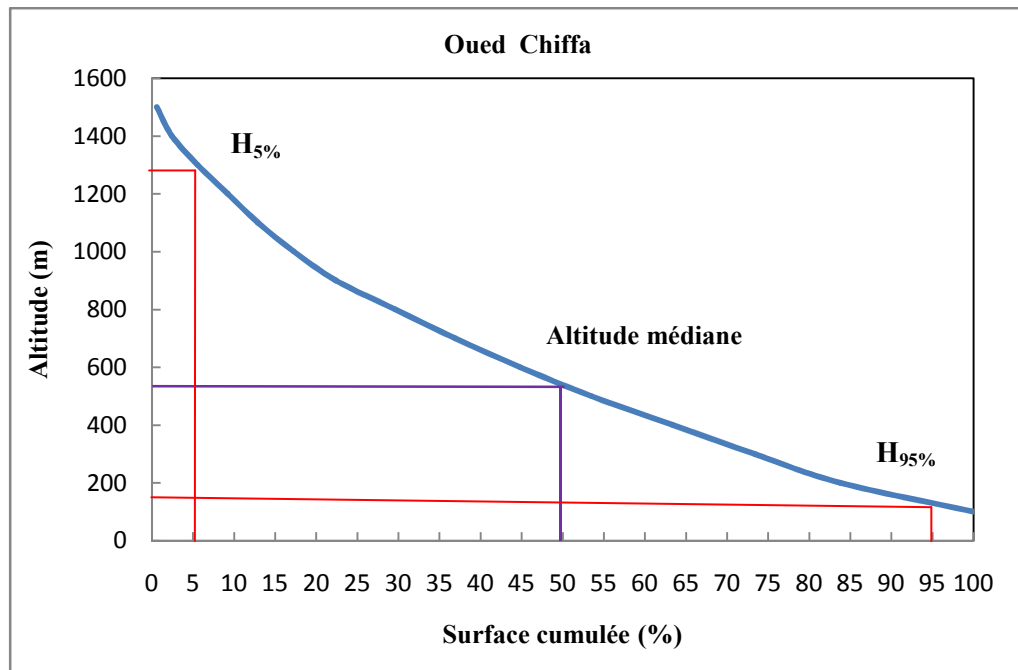


Figure II.9 : Courbe hypsométrique du sous bassin d'Oued Chiffa

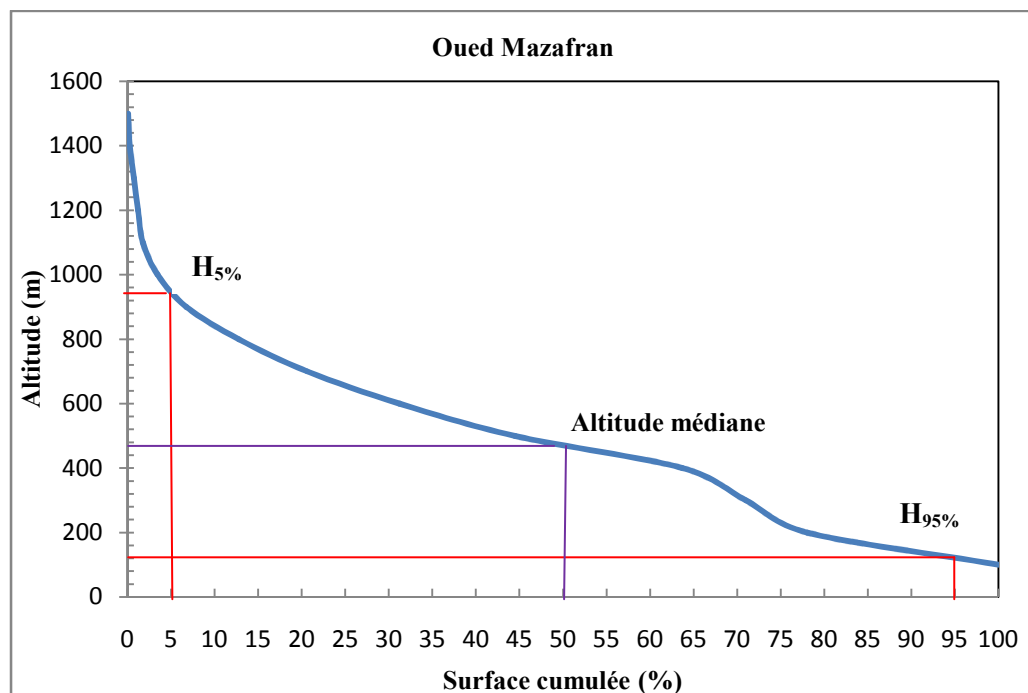


Figure II.10 : Courbe hypsométrique du sous bassin d'Oued Mazafran

La forme des courbes est caractéristique d'un bassin à l'état de jeunesse allant vers l'équilibre, d'où un potentiel érosif assez important.

À partir des courbes des figures II.8, II.9 et II.10, les altitudes suivantes ont été déterminées :

- L'altitude maximum correspondant au sommet du bassin versant,
- L'altitude minimale correspondant à l'exutoire
- L'altitude médiane qui correspond à une surface cumulée de 50%.

Les caractéristiques sont résumées au tableau II.3 :

Tableau II.3 : Altitudes caractéristiques des sous bassins du Mazafran

Sous bassin	Surface	Périmètre	H _{min}	H _{max}	H _{médiane}	H _{5%}	H _{95%}
O. D.Bouroumi	899.258	194.47	50	1590	180	805	115
O. Chiffa	585.017	135.99	50	1550	537	1313	125
O. Mazafran	427.481	99.504	100	1500	480	940	120

b. Altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique (Bentekhici, 2006). On peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \sum_{i=1}^n \frac{A_i \cdot h_i}{A} \quad (\text{II.3})$$

Avec : H_{moy} : Altitude moyenne du bassin (m) ;

A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau (km²) ;

h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) ;

A : Superficie totale du bassin versant (km²).

Tableau II.4 : Altitudes moyennes du bassin versant du Mazafran

$h_i(m)$	O. Chiffa		O. Mazafran		O. DjerBouroumi	
	$A_i(km^2)$	$h_i * A_i$	$A_i(km^2)$	$h_i * A_i$	$A_i(km^2)$	$h_i * A_i$
1550	1,91	2960,5	-	-	-	-
1450	3,28	4756	0,801	1161,45	2,61	3784,5
1350	10,69	14431,5	1,59	2146,5	2,471	3335,85
1250	21,57	26962,5	3,95	4937,5	1,647	2058,75
1150	30,03	34534,5	4,3	4945	1,92	2208
1050	42,27	44383,5	5,01	5260,5	2,572	2700,6
950	50,68	48146	15,04	14288	3,358	3190,1
850	57,62	48977	29,1	24735	3,326	2827,1
750	60,9	45675	53,17	39877,5	3,924	2943
650	46,48	30212	69,35	45077,5	4,42	2873
550	42,39	23314,5	94,02	51711	5,097	2803,35
450	25,39	11425,5	117,1	52695	5,503	2476,35
350	18,44	6454	169,6	59360	8,9	3115
250	21,4	5350	64,61	16152,5	15,4	3850
150	58,47	8770,5	62,34	9351	106,31	15946,5
50	92,88	4644	194,1	9705	260,26	13013
Somme	584,4	358036,5	884,081	341403,45	427,718	67125,1
H_{moy} (m)	612		386		157	

L'altitude moyenne du bassin versant du Mazafran est de 157m, 386m et 612m pour les sous bassins d'Oued Djer Bouroumi, Mazafran et Chiffa respectivement.

1. Indice de pente globale I_g

Comme pour certaines caractéristiques géométriques, les indices de pentes permettent de comparer les bassins versants entre eux (Boukhelifa, 2011).

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} (\text{m/km}) \quad (\text{II.4})$$

D : Dénivelée entre $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$

L : Longueur du rectangle équivalent (km)

$H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ sont respectivement les altitudes correspondantes à $S_{5\%}$ et $S_{95\%}$

Tableau II.5 : Différentes classes de relief selon l'indice de pente I_g

Classes	Relief	Valeurs d' I_g (m/km)
R1	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R2	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R3	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R4	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R5	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R6	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R7	Relief très fort	$0,1 < I_g$

(Source ; Classification de l'O.R.S.T.O.M)

2. Indice de pente de Roche I_p (1963)

L'indice de pente de Roche caractérise la pente globale du bassin versant. Il s'exprime par l'expression II.5 :

$$I_g = 0,8 I_p^2 \quad (\text{II.5})$$

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_i^n \sqrt{S_i (H_i - H_{i-1})} \quad (\text{II.6})$$

Dont ; L est la longueur du bassin versant (m)

S_i est la surface partielle (%) comprise entre deux courbes de niveau consécutives H_i et H_{i-1} (m).

Tableau II.6: Indice de pente du bassin versant du Mazafran

Sous bassin	Dénivelée ($H_{5\%} - H_{95\%}$)	Longueur (Km)	I_g (m/km)	Relief	I_p
O.DjerBouroumi	790	38,03	0,02	assez fort	0,16
O. Chiffa	1190	57,31	0,02	assez fort	0,16
O. Mazafran	840	86,11	0,01	modéré	0,11

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin ($1/L$). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M, Indépendante des surfaces des bassins.

La valeur de D_s traduit bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief. Notre région d'étude est caractérisée par un relief assez fort à modéré avec un indice de pente oscillant entre 0,11 à 0,16 (Tableau II.6).

II.1.5.5. Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant.

1. Densité de drainage D_d

C'est le quotient de la somme des longueurs de tous les cours d'eau à la superficie du bassin drainée :

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S} \quad (\text{II.7})$$

$\sum L_i$: Somme des longueurs de tous les cours d'eau d'ordre i (km)

$$D_d = 0,63 \text{ km/km}^2$$

2. Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad (\text{II.8})$$

D_d : Densité de drainage.

F_l : Fréquence des thalwegs élémentaires $F_l = N_l/A$.

N_l : Nombre de cours d'eau d'ordre (l).

Pour le bassin versant de Mazafran $N_l = 216$ donc ; $C_t = 0,07$

3. Temps de concentration T_c

Ce paramètre est important car il traduit le comportement du bassin versant lors de précipitations. Il est défini comme le temps mis par une goutte d'eau tombée à l'extrémité du bassin versant pour rejoindre l'exutoire. On l'estime en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct. Il peut être calculé par la formule de Giandotti (1937) :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1,5L_{cp}}{0,8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \text{ (heure)} \quad (\text{II.9})$$

S : Surface du bassin versant (km^2)

L_{cp} : Longueur du cours d'eau principal (km)

H_{moy} : Altitude moyenne (m)

H_{min} : Altitude minimale (m)

Tableau II.7 : Temps de concentration du bassin versant de Mazafran

Sous bassin	Cours d'eau principal	Longueur (Km)	H_{moy} (m)	H_{min} (m)	T_c (h)
O.Djer Bouroumi	O. Bouroumi	51,91	157	50	6
O. Chiffa	O. Chiffa	35,85	612	100	8
O. Mazafran	O. Er rmili	10,04	386	0	24

Le temps de concentration (Tableau II.7) varie d'un sous bassin à l'autre, prenant des valeurs entre 6 et 24 heures, cela se traduit par les surfaces et les variations des altitudes.

II.2. Caractéristiques climatiques

La plaine de la Mitidja est exposée au climat méditerranéen et possède une plaine côtière subhumide qui caractérise toutes les plaines côtières. Plus on s'éloigne de la côte, plus le climat est continental et plus la température baisse significativement.

À cause du manque de données dû à l'absence d'un réseau météorologique dans la région d'étude, les données sont enregistrées par la station météorologique la plus proche qui est celle de Soma.

II.2.1. Précipitations

II.2.1.1. Évaluation de la lame d'eau moyenne précipitée (Pluviométrie annuelle)

Pour évaluer la lame d'eau moyenne précipitée dans un bassin, il existe plusieurs méthodes d'évaluation, nous avons utilisé la méthode de Thiessen et celle des isohyètes :

a. Méthode de Thiessen

C'est une méthode géométrique qui consiste à définir des zones pour lesquelles chacun de ses points à l'intérieur soit plus proche en distance horizontale du pluviomètre considéré. À chaque poste est attribué un poids (pourcentage) proportionnel à la surface de sa zone. Les zones représentatives sont ainsi des polygones obtenus en traçant, entre les stations prises deux à deux, les médiatrices, lieux géométriques des points situés à égale distance des extrémités d'un segment de droite.

La pluie moyenne sur le bassin est égale à la somme des pluies partielles :

$$P_{moy} = \sum_{i=1}^n \frac{S_i \bar{P}_i}{S} \quad (II.10)$$

P_{moy} : Pluie moyenne calculée par la méthode de Thiessen (mm).

P_i : Pluie partielle (mm).

S_i : Surface partielle relative à la zone de chaque pluviomètre (Km²)

S : Surface totale du bassin versant (Km²)

Un exemple de calcul est donné (le sous bassin d'Oued Chiffa), les résultats sont rassemblés dans le tableau II.8, les autres sous bassins sont cités en annexe 1 :

Tableau II.8 : Estimation de précipitation moyenne par la méthode de Thiessen (O.Chiffa)

N° de polygone	Code	Surface (Km^2)	S_i/S	P_i (mm)	$(S_i/S)*P_i$
S1	021112	62,89	0,16	609,47	102,41
S2	021102	59,89	0,16	699,66	111,96
S3	021105	48,1	0,12	553,76	71,17
S4	021115	25,8	0,06	884,35	60,96
S5	021116	61	0,16	682,9	111,30
S6	021117	39,71	0,10	618,89	65,67
S7	021126	39,7	0,10	694,37	73,66
S8	021132	37,17	0,09	522,51	51,89

$$P_{moy} = 649 \text{ mm}$$

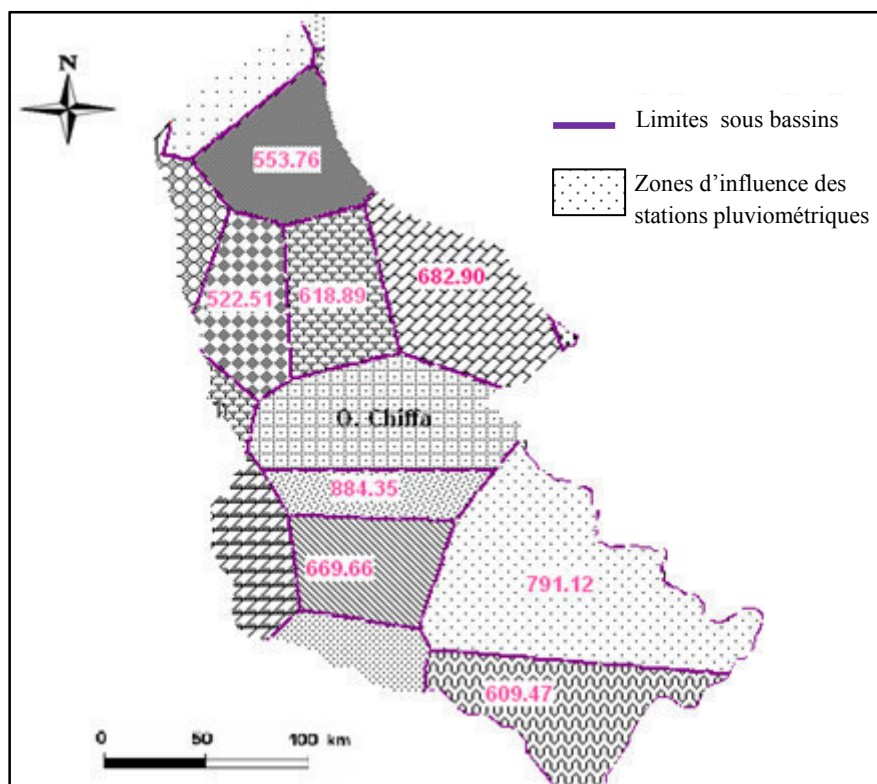


Figure II.11 : Méthodes des polygones de Thiessen (O.Chiffa)

L'application de la méthode de Thiessen a permis d'extraire la lame d'eau moyenne précipitée pour chaque sous bassin durant la période allant de 1972 jusqu'à 2013, la plus grande valeur a été enregistrée dans la station d'Oued Chiffa (Fig.II.11) avec une moyenne de 649 mm. Les deux moyennes enregistrées dans les stations Oued DjerBouroumi et Oued Mazafran sont 539 et 571 mm respectivement (Annexe 1).

b. Méthode des isohyètes

La représentation spatiale de la pluie, à partir des représentations ponctuelles peut se faire par les méthodes d'interpolations classiques. Le développement des méthodes plus sophistiquées en utilisant l'outil informatique est devenu d'un usage très fréquent, la méthode des isohyètes nous a semblée adéquate.

On trace les lignes d'égales précipitations (isohyètes) au moyen des enregistrements disponibles dans les stations du bassin et d'autres stations avoisinantes. La hauteur des précipitations sur le bassin est donnée par l'expression II.11 :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \bar{P}_i}{S} \quad (\text{II.11})$$

S_i : Superficie comprise entre l'isohyète « i » et l'isohyète et « $i+1$ »

\bar{P}_i : Hauteur moyenne des précipitations entre « i » et « $i+1$ » en (mm).

Elle est donnée par l'expression II.12 :

$$\bar{P}_i = \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \quad (\text{II.12})$$

P_i : Hauteur des précipitations de l'isohyète « i » en (mm)

La figure II.12 représente la carte des isohyètes du bassin versant du Mazafran, les cartes relatives aux deux autres stations O. Djer Bouroumi et O.Chiffa sont présentées en annexe 2 :

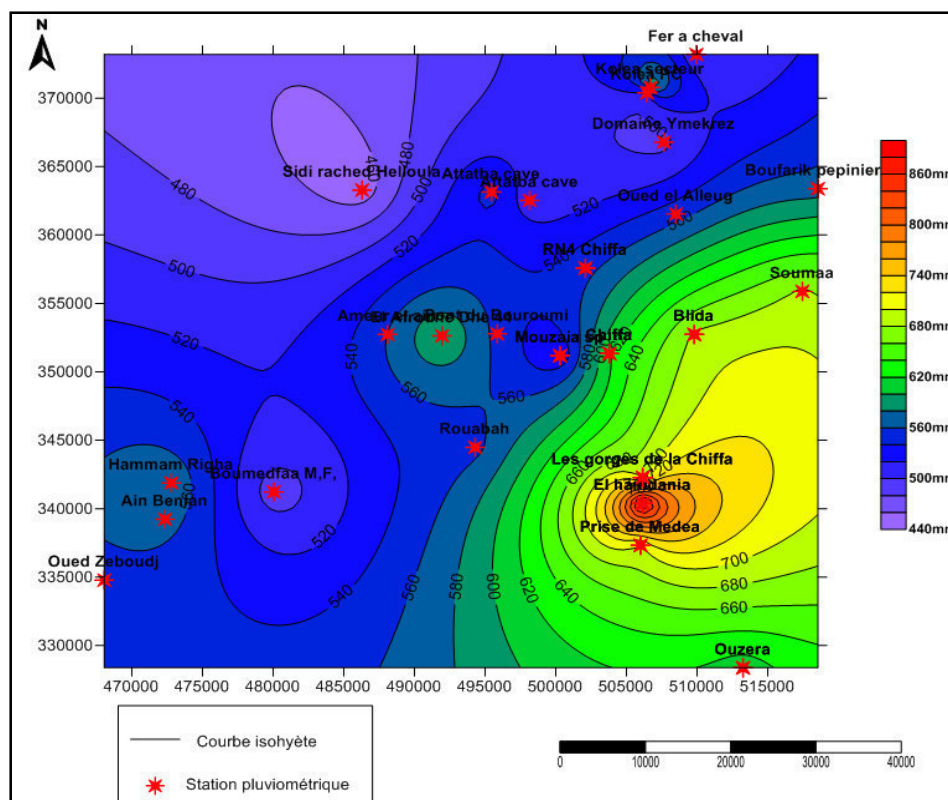


Figure II.12 : Carte isohyète du bassin versant du Mazafran

La moyenne pluviométrique dans la région varie entre 539 mm (O. DjerBouroumi), 571 mm (O. Mazafran) et 649 mm (O. Chiffa), une variabilité spatiale des précipitations a été révélée et ceci s'explique par la variation des altitudes vu que la région est caractérisée par un relief assez fort (une région montagneuse).

II.2.1.2. Pluviométrie mensuelle

Le tableau II.9 et la figure II.13 montrent la pluviométrie moyenne mensuelle observée sur une période de 26 ans (1988 à 2014) dans la station Somâa.

Tableau II.9: Pluviométrie moyenne mensuelle de Somâa(1988 à 2014)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuelle
Pv Moy (mm)	37,0	57,7	95,6	77,7	100,0	67,6	54,4	91,8	49,8	3,4	2,9	11,9	649,8

(Source : ANRH, 2015)

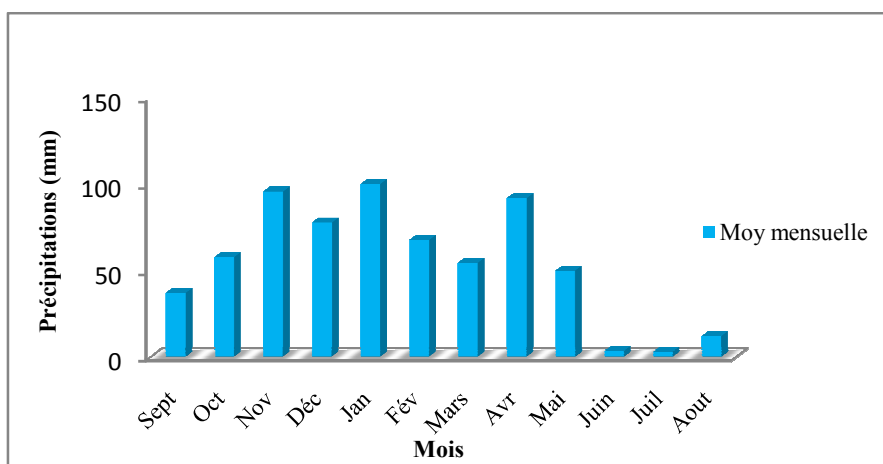


Figure II.13 : Pluviométrie moyenne mensuelle dans la station de Somâa (1988- 2014)

Les mois les plus arrosés sont Janvier, Novembre et Avril en prenant des valeurs de pluviométrie de 90 à 100mm. Les mois les plus secs sont juin, juillet et août avec une précipitation très limitée qui ne dépasse pas 12mm.

II.2.2. Température

La température est un facteur très important, qui conditionne le déficit d'écoulement. Sur une période de 26 ans (Tableau II.10), les températures moyennes, maximales et minimales ont été calculées pour pouvoir caractériser la zone d'étude :

Tableau II.10 : Température moyenne mensuelle de la station Somâa (1988 à 2014)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juill	Aout	Moy
T° moy mens	27,9	20,4	16,0	13,8	11,2	10,7	14,2	16,1	18,8	30,8	32,9	39,3	21,0
T° Max	36,0	37,7	28,4	22,6	23,4	24,3	26,7	34,2	32,9	35,4	43,7	44,6	
T° Min	13,5	11,9	8,3	6,1	2,1	2,2	4,7	4,8	11,1	15,0	19,9	19,8	

(ANRH, 2015)

Ces observations peuvent être présentées par la figure II.14 :

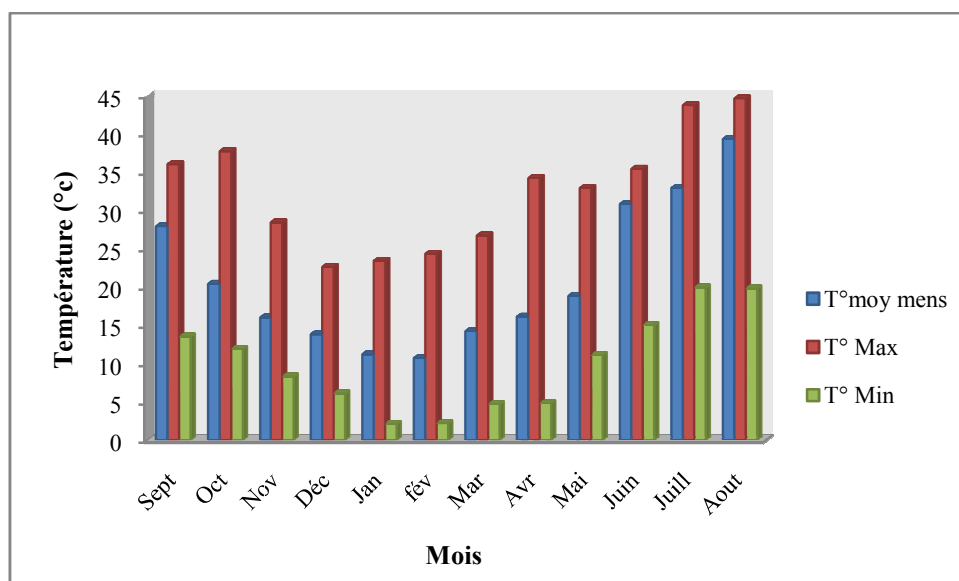


Figure II.14 : Température moyenne mensuelle dans la station de Somâa (1988- 2014)

Les relevés moyens mensuels des températures ont été enregistrés sur une période de 26 ans (1988 à 2014), à la station Somâa, le minimum enregistré pendant une série de 26 ans varie entre 2,1°C et 19,9°C respectivement pour le mois de Janvier et Juillet (Fig.II.14). Le maximum enregistré sur la même série varie de 22,6°C à 44,6°C au mois de Décembre et Août. Sur le périmètre, la température moyenne annuelle est de 21°C.

II.2.3. Vents

Les vents dominants dans le périmètre sont ceux qui soufflent de N.E et de l'ouest. Le tableau II.11 et la figure II.15 montrent la répartition des vitesses des vents moyennes mensuelles sur une période de 26 ans à la station de Somâa :

Tableau II.11 : Vitesses moyennes des vents pour la station de Somâa (1988-2014)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Moyann
V moy (Km/h)	3,67	3,34	4,21	3,60	3,33	3,00	3,67	4,30	3,53	3,85	2,97	4,10	3,63

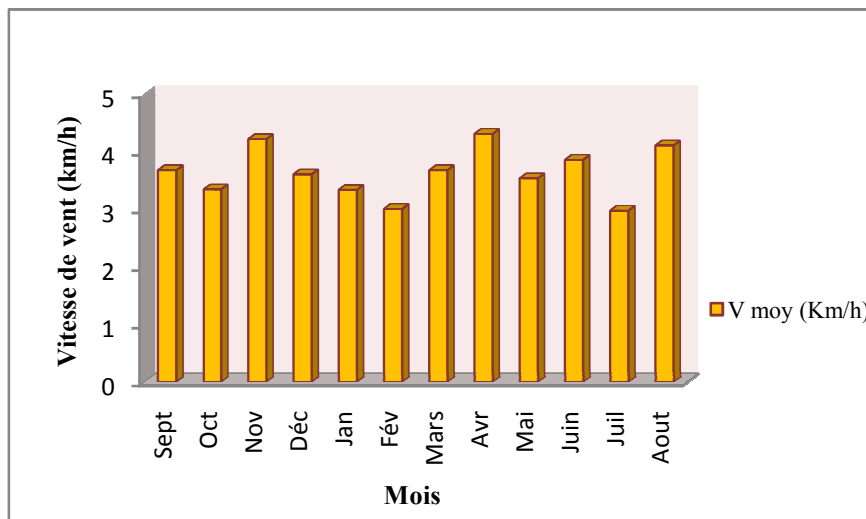


Figure II.15 : Vitesse moyenne de vents de la station de Somâa (1988- 2014)

Sur une série de données de 26 ans, les plus grandes valeurs des forces de vents ont été enregistrées pendant les mois d'Avril, Novembre et Aout. La vitesse moyenne de vent atteint sa valeur maximale en Avril (4,30km/h). Le minimum se situe en Juillet. La vitesse moyenne annuelle des vents varie de 3 à 4km/h.

II.2.4. Indices climatiques

II.2.4.1.Évapotranspiration

Le bilan d'eau d'une région consiste à évaluer la répartition des précipitations entre les différentes composantes du bilan hydrique : l'écoulement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration est le paramètre le plus important du bilan hydrologique après les précipitations, elle résulte de deux phénomènes ; l'un physique l'évaporation (transformation de l'eau de l'état liquide ou solide des surfaces libres en vapeur), l'autre biologique ; la transpiration.

Afin de pouvoir déterminer le déficit d'écoulement, il s'est avéré nécessaire de procéder par des expressions empiriques, introduisant des paramètres climatiques, la plus utilisée est celle de Thornthwaite.

- **Méthode de Thornthwaite**

L'évapotranspiration potentielle est déterminée par la formule II.13. Celle-ci a l'avantage de permettre une évaluation mensuelle de l'ETP et elle ne tient pas compte que de deux paramètres climatiques ; précipitations et températures.

$$ETP = \left(\frac{10T}{I}\right)^a \cdot 16 \text{ (mm/mois)} \quad (\text{II.13})$$

T est la température moyenne mensuelle en °C.

I est l'indice thermique;

$$I = \sum_{i=1}^n i \text{ et } i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514} \quad (\text{II.14})$$

La valeur de a est donnée en adoptant la simplification de la longue formule de Thornthwaite ;

$$a = 1,6 \cdot \left(\frac{I}{100}\right) + 0,5 \quad (\text{II.15})$$

Les calculs ont permis d'établir le tableau II.12 :

Tableau II.12 : Valeurs de l'ETP de la station de Somâa de 1980 à 2010

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou	Annuel
P moy (mm)	37,0	57,7	95,6	77,7	100,0	67,6	54,4	91,8	49,8	3,4	2,9	11,9	649,8
T° moy (°C)	23,9	20,4	16,0	13,8	11,2	10,7	14,2	16,1	18,8	26,8	28,9	29,3	19,2
$i=(T/5)^{1,514}$	10,7	8,4	5,8	4,7	3,4	3,1	4,8	5,9	7,5	12,7	14,3	14,5	95,8*
ETP (mm/mois)	102,9	74,7	45,6	33,7	21,8	19,9	35,4	45,7	63,3	129,8	151,4	155,0	879,1

(*) $I=95,8$ et $a=2,0$

D'après les résultats obtenus à la station de Somâa (Tableau II.12), on constate que pour les mois allant de Mai à Octobre les valeurs calculées de l'ETP mensuelles sont largement supérieures aux précipitations moyennes mensuelles. En revanche, les mois restant présentent des précipitations plus importantes que l'ETP ; ceci est l'une des caractéristiques d'un climat sub-humide.

Ces résultats sont représentés en figure II.16.

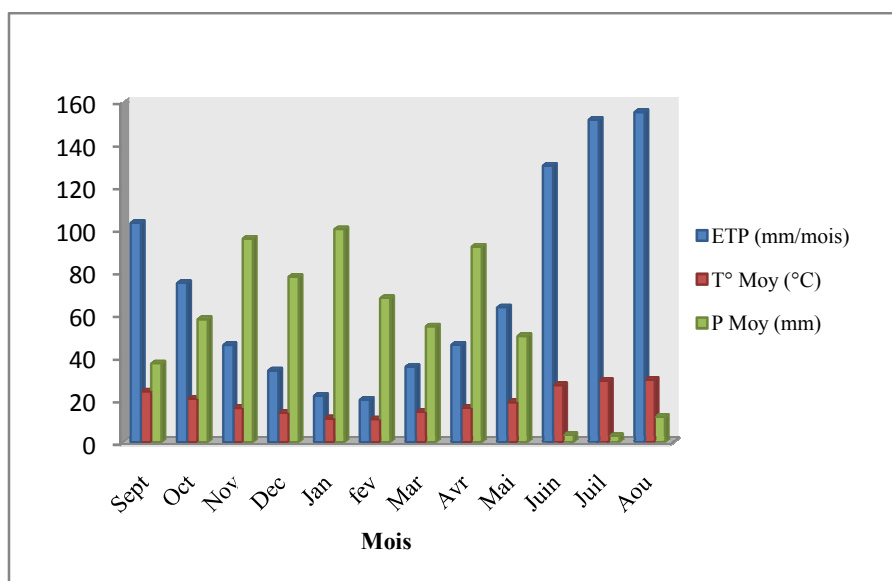


Figure II.16 : Évapotranspiration moyenne mensuelle de Somâa (1980- 2010)

Les plus grandes valeurs de l'évapotranspiration ont été enregistrées pendant les mois de Juin, Juillet et Mai. Plus la température augmente plus l'évapotranspiration est importante (une relation proportionnelle). Vu la baisse de la température pendant la période hivernale, les mois de Février et Janvier présentent les plus petites valeurs de l'évapotranspiration (19,9 et 21,8 respectivement).

II.2.4.2. Diagramme ombrothermique

Un mois sec est celui où le total moyen des précipitations exprimées en mm est inférieur au double de la température moyenne exprimée en °C ; le diagramme pluviométrique établit grâce à cette relation montre l'existence des périodes sèches et des périodes humides ; quand la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations il s'agit d'un mois sec, dans le cas contraire il s'agit d'un mois humide.

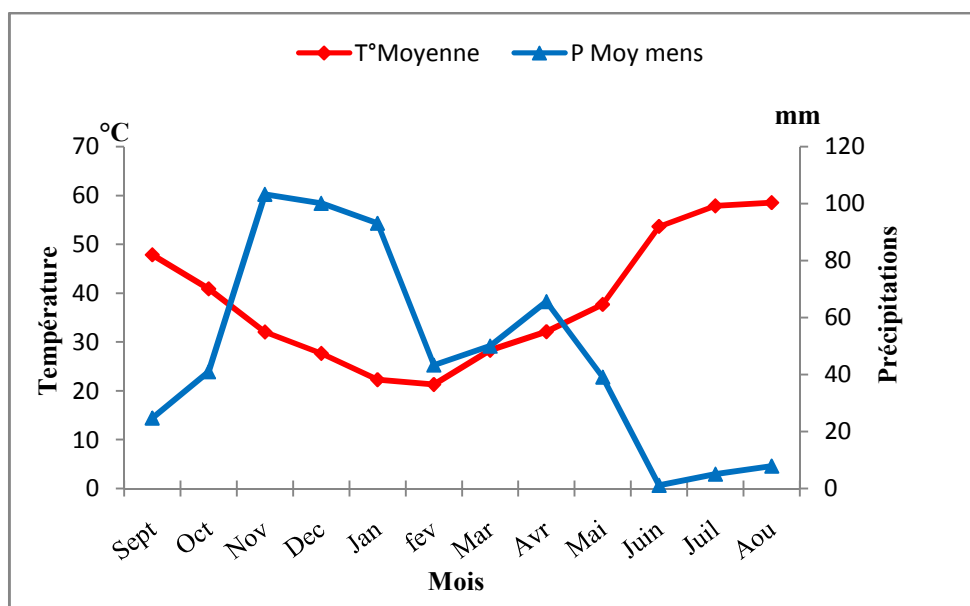


Figure II.17 : Diagramme ombrothermique de la station de Somâa (1980-2010)

L'analyse du diagramme ombrothermique de la station de Somâa montre l'existence de deux périodes, une période d'aridité qui dure six mois (Fig.II.17) et qui commence par le mois de Mai et dure jusqu'à Octobre (été sec), et une autre pluviale qui couvre le reste des mois de l'année (hiver humide). Cette analyse permet de classer notre région d'étude à la classe du climat sub-humide, comme on l'a montré dans les analyses précédentes.

II.2.4.3. Diagramme pluviothermique d'Emberger

D'après Dajoz (1971) le climagramme d'Emberger résume le bioclimat d'une station donnée par trois paramètres fondamentaux en climat méditerranéen. Ce sont la pluviométrie annuelle (P), la moyenne des températures maxima (M) du mois le plus chaud et la moyenne des températures minima (m) du mois le plus froid. En effet, M et m représentent les températures moyennes extrêmes supportées par les organismes. Le quotient pluviométrique d'Emberger fait intervenir le rapport des précipitations à la température. Ceci permet de situer la région d'étude dans l'étage bioclimatique qui lui correspond. Ce quotient est donné d'après Stewart (1975) par la formule II.16 :

$$Q = 3,43 \cdot \frac{P}{M-m} \quad (\text{II.16})$$

Les valeurs du quotient combinées à celles de m sur le climagramme d'Emberger, permettent de déterminer l'étage bioclimatique et ses variantes.

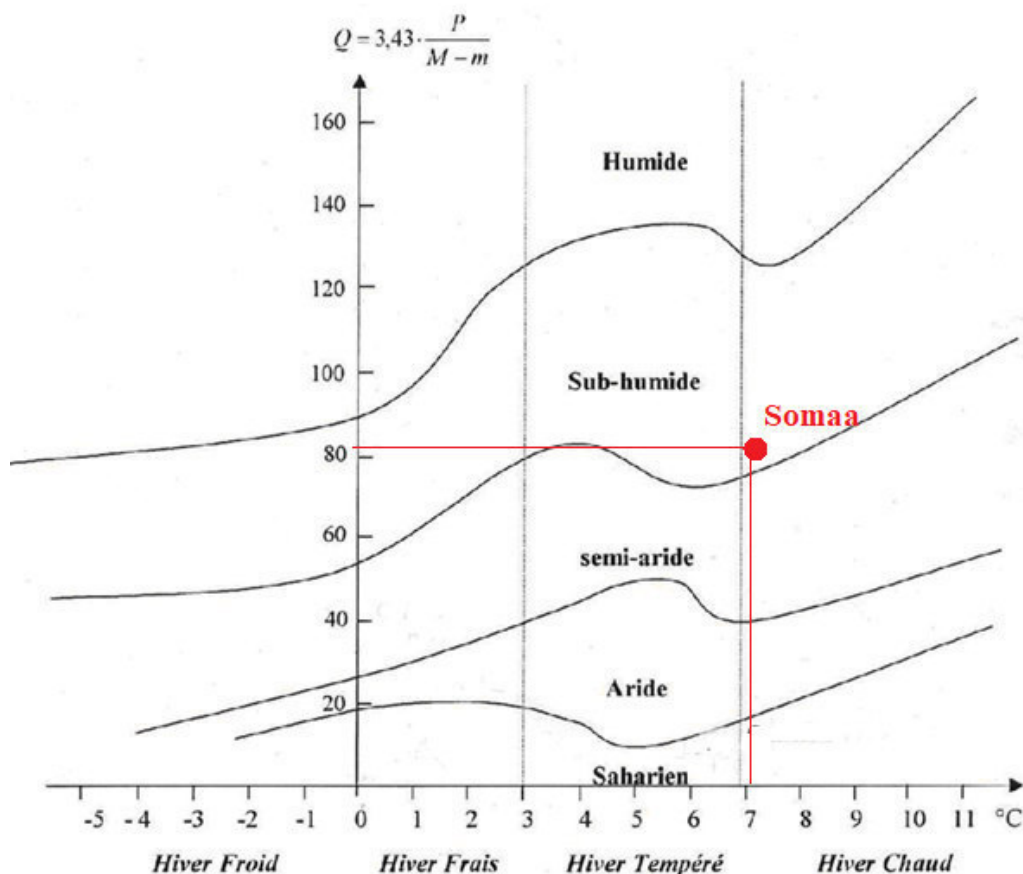


Figure II.18 : Climagramme pluviothermique d'Emberger de Somaà

La valeur du quotient ($Q = 82,2$) de la région d'étude rapportée dans le climagramme d'Emberger montre que le bassin versant du Mazafran appartient à l'étage bioclimatique subhumide à hiver tempéré (Fig.II.18).

Conclusion

L'analyse météorologique montre que la zone d'étude présente un régime climatique marqué par l'existence d'une période de sécheresse plus ou moins prolongée de la saison estivale, et des hivers relativement humides avec des précipitations torrentielles et à grandes irrégularités inter-annuelles.

Enfin, le bassin versant du Mazafran est caractérisé par un climat sub-humide avec des étés chauds et secs et des hivers tempérés doux et humides. Elle est exposée aux vents dominants et aux grosses tempêtes.

Chapitre III :

Étude des événements extrêmes du Mazafran

Chapitre III : Étude des événements extrêmes du Mazafran

Introduction

Dans cette étude, les événements pluvieux extrêmes sont analysés en considérant uniquement les séries provenant des enregistrements pluviographiques. La série de données pluviométriques sera seulement utilisée comme série de référence pour vérifier la fiabilité de la série pluviographique (Boukhelifa, 2011). Ainsi, ce chapitre décrit les données de base enregistrées aux différentes stations du territoire considéré et explique comment les séries des SMA et SDP ont été construites à partir des séries enregistrées. Le présent travail vise donc à analyser l'occurrence de certains phénomènes climatiques extrêmes dans le Bassin Versant du Mazafran et leur période de retour.

III.1. Étude statistique des événements extrêmes

La région d'étude se situe à 80 km à l'ouest de la capitale Alger. Nous y disposons de deux réseaux : un réseau pluviographique composé de cinq stations à la résolution dont on a retenu trois stations (une station pour chaque sous bassin) et d'un réseau pluviométrique de 31 stations avec des séries allant de 1970 à 2013 (Annexe 3). Ces données des précipitations proviennent des fichiers de l'Agence nationale des ressources hydriques (ANRH). Des séries de cumuls de pluie pour plusieurs durées d'agrégation (5, 15, 30, 60, 120, 180 minutes) pour toutes les événements enregistrées ont été construit en s'appuyant sur le dépouillement des pluviogrammes fournis par l'ANRH sous format numérique.

Tableau III.1 : Périodes d'observations des stations pluviographiques

Code station pluviographique	Nom	Oued	Surface(Km ²)	Période d'observation	Nombre d'années réellement observées
021014	Oued Zeboudj	O. DjerBouroumi	899,3	03/03/1970-06/05/2007	37
021112	Ouzera	O. Chiffa	585,0	23/03/1970-28/04/2001	31
021234	Somâa	O. Mazafran	427,5	02/10/1990-24/12/2001	12

Nous disposons d'une série de 37 ans pour la station d'Oued Zeboudj, allant de 03 mars 1970 à 06 mai 2007, comportant 1220 valeurs de hauteurs d'eau, une série de 31 ans pour la station d'Ouzera, allant de 23 mars 1970 à 28 avril 2001 comportant 630 valeurs de hauteurs d'eau et une série de 12 ans pour la station de Somâa, allant de 02 octobre 1990 à 24 décembre 2001 comportant 379 valeurs de hauteurs d'eau.

Les stations pluviométriques sont en nombre de 28, elles sont réparties sur les 3 sous bassins versants. On a pris les trois stations relatives aux stations pluviographiques. La série d'observation est de 42 ans allant du 1^{er} septembre 1972 au 31 août 2013; pour les stations d'Oued Zeboudj et Ouzera. Pour la station de Somâa, elle est réduite à 24 ans (du 1^{er} septembre 1975 au 31 août 1979).

Tableau III.2 : Périodes d'observation des stations pluviométriques

Station	Code	X (km)	Y (km)	Z (m)	Période d'observation	Nombre d'années
Oued Zeboudj	021014	468,05	334,8	400	1972-2013	42
Ouzera	021112	513,25	328,4	880	1972-2013	42
Somâa	021234	517,45	355,9	177	1990-2013	24

Les séries de données mises à notre disposition présentent des lacunes qui correspondent à des années d'observation incomplètes. Ainsi, pour exploiter au mieux ces informations, il est nécessaire de reconstituer les valeurs manquantes. Le comblement des lacunes est réalisé par la méthode des régressions en utilisant le logiciel Hydrolab, ce qui implique que les séries d'observations pluviométriques annuelles obéissent à une même loi statistique.

III.2. Dénombrement des averses

Les durées considérées sont 15 et 30 minutes, ainsi que 1, 2 et 3 heures. Le tableau III.3 donne un aperçu sur la répartition des événements pluvieux durant ces différentes durées d'agrégation pour les stations Oued Zeboudj, Ouzera et Somâa. Pour chaque durée d'agrégation, un dénombrement d'averse est fait.

Tableau III.3 : Pourcentage des averses pour différents temps de références

	Durée (mn)	15	30	60	120	180	Total
O. Zeboudj	Nombre	11	18	48	102	98	277
	Pourcentage (%)	3,97	6,49	17,32	36,82	35,37	100
Ouzera	Nombre	0	6	16	40	36	98
	Pourcentage (%)	0	6,12	16,32	40,81	36,73	100
Somâa	Nombre	4	9	19	34	33	99
	Pourcentage (%)	4,04	9,09	19,19	34,34	33,33	100

Selon le tableau III.3, tous les épisodes pluvieux dépassent la durée d'agrégation (15 min). Le plus grand nombre d'averse convient aux temps de références : 120 min pour les trois stations, avec un pourcentage de 37% à Oued Zeboudj, 41% à Ouzera et 34% à Somâa.

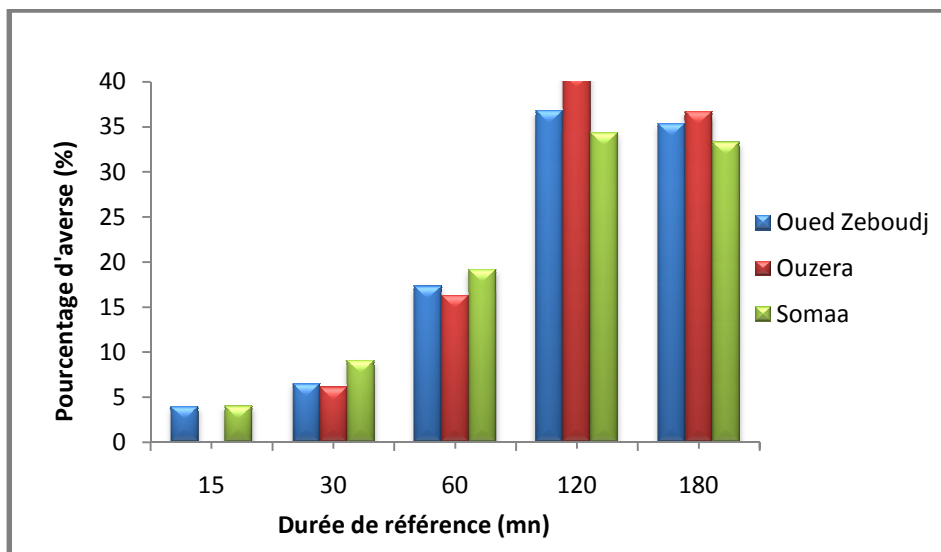


Figure III.1 : Pourcentage des épisodes pluvieux en fonction de leurs durées, station d'Oued Zeboudj, Ouzera et Somâa

L'analyse des durées des épisodes pluvieux enregistrées dans les trois stations a permis de montrer que plus de 34% des averses ont une durée inférieure à 2 heures (120 mn) au niveau des trois stations (jusqu'à 41% à Ouzera).

III.3. Calcul des erreurs

La validation des données se fait en utilisant les deux séries d'enregistrement. À partir des séries pluviométriques journalières, on peut extraire la série des maxima annuelles pour faire la comparaison entre cette dernière et la série des enregistrements des maxima annuelles pluviographiques en calculant l'erreur relative entre les deux maxima ;

$$Er(\%) = \left(\frac{Max\ PV - Max\ PG}{Max\ PV} \right) \cdot 100 \quad (III.1)$$

Où :

Er (%) : Erreur relative

Max PV : Valeur maximale de pluviométrie en mm

Max PG : Valeur maximale de pluviographie en mm

Les résultats sont illustrés aux tableaux III.4, III.5 et III.6 :

Tableau III.4 : Erreur relative entre le max PV et max PG (Oued Zeboudj)

Année	Max pluviomètre (mm)	Date	Max pluviographe (mm)	Max PG- Max PV (mm)	Erreur %
1970/1971	28,4	19710331	44,27	15,87	55,88
1971/1972	130,7	19711126	132,92	2,22	1,70
1972/1973	84	19730204	81,72	-2,28	2,71
1973/1974	101,5	19740328	101,32	-0,18	0,18
1974/1975	49,3	19750421	52,33	3,03	6,15
1975/1976	33,7	19751102	48,56	14,86	44,09
1976/1977	32,1	19770329	30,92	-1,18	3,68
1977/1978	57	19780122	58,58	1,58	2,77
1978/1979	97,5	19790301	97,93	0,43	0,44
1979/1980	95,6	19800305	98,28	2,68	2,80
1980/1981	70,8	19801216	70,47	-0,33	0,47
1981/1982	43,1	19811221	41,57	-1,53	3,55
1982/1983	56,3	19821115	59,62	3,32	5,90
1983/1984	33,5	19840202	34,51	1,01	3,01
1984/1985	106,5	19841009	105,27	-1,23	1,15
1985/1986	68,9	19860129	66,40	-2,50	3,63
1986/1987	44	19861209	47,05	3,05	6,93
1987/1988	31,1	19871114	33,03	1,93	6,21
1988/1989	68,2	19881213	67,29	-0,91	1,33
1989/1990	26,5	19900324	27,00	0,50	1,89
1990/1991	38,7	19910330	39,43	0,73	1,89
1991/1992	118,8	19920125	116,91	-1,89	1,59
1992/1993	35,5	19921228	36,47	0,97	2,73
1993/1994	63,6	19940120	63,35	-0,25	0,39
1994/1995	99,1	19950107	98,86	-0,24	0,24
1995/1996	65,1	19960205	68,63	3,53	5,42
1996/1997	25,9	19960901	25,31	-0,59	2,28
1997/1998	57,1	19971121	58,77	1,67	2,92
1998/1999	44,1	19990301	44,64	0,54	1,22
1999/2000	40,5	19991229	40,33	-0,17	0,42
2000/2001	56,5	20001115	59,82	3,32	5,88
2001/2002	29,8	20011110	30,42	0,62	2,08
2002/2003	49,2	20030227	47,57	-1,63	3,31
2003/2004	29,8	20031125	30,32	0,52	1,74
2004/2005	37,7	20041113	37,91	0,21	0,56
2005/2006	54,7	20051013	57,30	2,60	4,75
2006/2007	42,3	20070208	41,47	-0,83	1,96

Tableau III.5 : Erreur relative entre le max PV et max PG (Ouzera)

Année	Max pluviomètre (mm)	Date	Max pluviographe (mm)	Max PG- Max PV (mm)	Erreur %
1970/1971	31,5	19701213	39,19	7,69	24,41
1971/1972	112,5	19711126	114,82	2,32	2,06
1972/1973	75,7	19721230	71,78	-3,92	5,18
1973/1974	164	19740329	164,21	0,21	0,13
1974/1975	94,5	19741123	97,45	2,95	3,12
1975/1976	47,2	19760206	49,93	2,73	5,78
1976/1977	16,6	19761025	15,97	-0,63	3,80
1977/1978	34,8	19780525	35,71	0,91	2,61
1978/1979	83,6	19781019	82,48	-1,12	1,34
1979/1980	91	19800110	92,14	1,14	1,25
1980/1981	61	19801219	60,02	-0,98	1,61
1981/1982	24,8	19820225	26,03	1,23	4,96
1982/1983	31,9	19821129	32,96	1,06	3,32
1983/1984	40,6	19840202	42,53	1,93	4,75
1984/1985	53,9	19850210	55,21	1,31	2,43
1985/1986	47,7	19860306	48,35	0,65	1,36
1986/1987	58,2	19861210	56,27	-1,93	3,32
1987/1988	28,7	19871114	29,07	0,37	1,29
1988/1989	47,2	19881208	49,52	2,32	4,92
1989/1990	38,3	19900716	39,47	1,17	3,05
1990/1991	44	19910220	42,70	-1,30	2,95
1991/1992	22,2	19920503	21,79	-0,41	1,85
1992/1993	27,6	19921103	27,61	0,01	0,04
1993/1994	23,5	19940119	22,36	-1,14	4,85
1994/1995	56,6	19950107	54,77	-1,83	3,23
1995/1996	43,9	19960205	43,48	-0,42	0,96
1996/1997	31,5	19970420	31,02	-0,48	1,52
1997/1998	43,6	19980502	46,00	2,40	5,50
1998/1999	24,5	19981220	23,39	-1,11	4,53
1999/2000	14,5	19991217	14,26	-0,24	1,66
2000/2001	27,8	20001001	27,31	-0,49	1,76

Tableau III.6 : Erreur relative entre le max PV et max PG (Somâa)

Année	Max pluviomètre (mm)	Date	Max pluviographe (mm)	Max PG- Max PV (mm)	Erreur %
1990/1991	30	19 910 112	30,9	0,90	3,00
1991/1992	106,5	19 920 125	107,53	1,03	0,97
1992/1993	60	19 921 004	60,98	0,98	1,63
1993/1994	134	19 940 119	134,78	0,78	0,58
1994/1995	54,7	19 950 312	54,31	-0,39	0,71
1995/1996	94,4	19 960 425	94,97	0,57	0,60
1996/1997	53,1	19 961 006	50,97	-2,13	4,01
1997/1998	81	19 980 502	81,35	0,35	0,43
1998/1999	49,9	19 990 115	47,05	-2,85	5,71
1999/2000	39,5	19 991 215	41,72	2,22	5,62
2000/2001	43,7	20 010 114	43,02	-0,68	1,56
2001/2002	35,3	20 011 109	35,42	0,12	0,34

À partir des tableaux III.4, III.5 et III.6, on peut construire le tableau III.7 résumant les résultats de calcul des erreurs et le choix du seuil de rejet :

Tableau III.7 : Seuil de rejet des stations du Mazafran

Stations	Années retirées	Max Pv (mm)	Max PG (mm)	Erreur (%)	Seuil de rejet (mm)	Nombre d'années restantes
Oued Zeboudj	1970/1971	28,4	44,27	55,88	15,87	35
	1975/1976	33,7	48,56	44,09	14,86	
Ouzera	1970/1971	31,5	39,19	24,41	7,69	30

Les seuils de rejet retenus pour la validation des séries pluviographiques sont définis. On peut remarquer que les seuils de rejet oscillent entre 7 et 16 mm correspondant aux erreurs relatives les plus fortes 24% (à Ouzera) et environ 56% (à Oued Zeboudj) respectivement.

À l'issue de la procédure de validation des séries pluviographiques des stations examinées, seulement 35 ans sur 37 pour la station d'Oued Zeboudj et 30 ans sur 31 pour la station d'Ouzera ont été validés. Pour la station de Somâa, toutes les erreurs relatives ont été inférieures ou égale à 5%, donc, tous les enregistrements pluviographiques ont été pris en considération.

III.4. Analyse statistique des précipitations

L'étude statistique de la pluviométrie est d'une importance majeure dans toute étude hydrologique, car une bonne estimation des quantiles que ce soit des pluies annuelles, mensuelles ou journalières maximales, aboutit à une meilleure évaluation des ressources naturelles d'une région et permet aux décideurs de prendre les mesures vis à vis des pluies qui peuvent générer des crues.

III.4.1. Vérification de l'homogénéité des séries des enregistrements pluviométriques annuels : Test de Wilcoxon

Plusieurs tests statistiques sont utilisés pour s'assurer de l'homogénéité d'une série statistique, le test de Wilcoxon a été choisi pour contrôler la qualité des enregistrements.

C'est un test non paramétrique qui utilise la série des rangs des observations, au lieu de la série de leurs valeurs. Le test de Wilcoxon se base sur le principe suivant : Si l'échantillon X est issu d'une même population Y , l'échantillon XUY (union de X et de Y) en est également issu.

On procède ainsi :

Soit une série d'observations de longueur N à partir de laquelle on tire deux échantillons X et Y : N_1 et N_2 sont respectivement les tailles de ces échantillons, avec $N=N_1+N_2$ et $N_1 \leq N_2$.

On classe ensuite les valeurs de notre série par ordre croissant. Par la suite, nous ne nous intéresserons qu'au rang de chacun des éléments des deux échantillons dans cette série. Si une valeur se répète plusieurs fois, on lui associe le rang moyen correspondant.

On calcule ensuite la somme W_x des rangs des éléments du premier échantillon dans la série commune : $W_x = \sum \text{Rang } x$

Wilcoxon a montré que, dans le cas où les deux échantillons X et Y forment une série homogène, la quantité W_x est comprise entre deux bornes W_{max} et W_{min} , données par les formules suivantes (Sari, 2002):

$$W_{min} = \frac{(N_1+N_2+1)N_1-1}{2} - Z_{1-\alpha/2} \sqrt{\frac{N_1N_2(N_1+N_2+1)}{12}} \quad (\text{III.2})$$

$$W_{max} = (N_1 + N_2 + 1)N_1 - W_{min} \quad (III.3)$$

$Z_{1-\alpha/2}$ représente la valeur de la variable centrée réduite de la loi normale correspondant à $1-\alpha/2$ (au seuil de confiance de 95%, nous avons $Z_{1-\alpha/2}=1,96$).

C'est le test plus puissant des tests non paramétriques (Touaibia, 2004) avec plus de robustesse par rapport à d'autres tests (Mestre, 2000). Il est systématiquement utilisé pour vérifier l'homogénéité pour un seuil de signification de 95% (Mailhot et al., 2007).

La vérification de l'homogénéité des données pluviométriques des stations du bassin sous étude, en utilisant le test de Wilcoxon, est résumée au tableau III.8.

Tableau III.8 : Résultats de test de Wilcoxon des stations pluviométriques du Mazafran

Station	W_{min}	W_{max}	W_x	Condition	Résultat
O.Zeboudj	435,56	620,43	615	435,56<615<620,43	Homogène
Ouzera	373,69	546,30	494	373,69<494<546,30	Homogène
Somâa	91,02	158,97	127	91,02<127<158,97	Homogène

Selon les résultats obtenus lors de l'application du test de Wilcoxon (tableau III.8), les séries de données annuelles des stations pluviométriques prises pour l'étude peuvent être considérées comme données homogènes.

III.4.2. Étude des échantillonnages

L'élaboration des courbes IDF et leurs modélisations par différentes méthodes basées sur les séries (SMA et SDP) ont été étudiées :

Pour les SDP utilisées, les courbes IDF sont établies par deux approches :

- La méthodologie classique
- Le modèle établi par Koutsoyiannis et al., (1998) : Les courbes IDF établies par cette approche insèrent dans la même relation. Ce modèle est plus consistant, dans le sens où sa forme spécifique est explicitement découlée de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente des intensités moyennes maximales. Ce dernier utilise seulement 3 à 5 paramètres (en fonction de la distribution de probabilité retenue) (Koutsoyiannis et al., 1998).

L'expression de l'intensité pour une durée d , et une période de retour T , donnée par Koutsoyannis et *al.*, (1998) est :

$$I = \frac{a(T)}{b(d)} \quad (\text{III.4})$$

III.4.2.1. Étude des SMA (Méthode classique) : Ajustement des séries pluviographiques

Les séries des maxima annuels correspondent aux séries des valeurs maximales enregistrées chaque année pendant une durée donnée. Les durées considérées sont 15, 30, 60, 120 et 180 minutes.

En Algérie ; la méthodologie d'établissement des courbes IDF est basée généralement sur l'utilisation du modèle statistique de Gumbel (Achite et Meddi, 2005). Ainsi, d'autres études (Chaouche et *al.*, 2002; Koutsoyiannis, 2003; Coles et *al.*, 2003; Bacro et Chaouche, 2006) ont remis en cause la prédominance de la loi Gumbel. Cependant, de nombreux auteurs ont préféré l'usage de la loi GEV (General Extreme Value) pour la modélisation des maxima annuels des précipitations dans différentes régions climatiques (Onibon et *al.*, 2004; Sisson et *al.*, 2006; Muller et *al.*, 2008; Overeem et *al.*, 2008).

Dans ce travail, on cherche le modèle fréquentiel, le plus adéquat, pour évaluer les quantiles des précipitations dans le bassin versant du Mazafran, en se basant sur les séries de valeurs de crues observées aux trois stations : Oued Zeboudj, Ouzera et Somâa.

En pratique, la plupart des distributions donnent le même ajustement pour la partie centrale (pour les périodes de retour qui ne dépassent pas la taille de l'échantillon) de la série des observations. Cependant, le problème d'extrapolation concerne surtout la partie des extrêmes. La relation qui existe entre les différentes classes peut être montrée à partir de critères qui permettent de choisir le type de distributions le plus adéquat pour représenter une série de données (CERTU, 2003). Le choix de la loi est basé sur l'application de différents outils à savoir : test visuel (qualité graphique d'ajustement), test de khi-deux, critère d'Akaike (AIC) proposé par Akaike (1974) et le critère Bayésien (BIC) proposé par Schwarz (1978).

Pour un seuil de signification de 95%, les résultats de l'ajustement révèlent la meilleure adaptation de **la loi Log-Normale (Galton)** aux séries de données ainsi que **la**

loi doublement exponentielle (Gumbel) qui s’ajustent bien aux données de la station Oued Zeboudj pour $t=180$ mn et aux données de la station Ouzera, aussi, pour une durée d’agrégation de 3 heures. Quant à la station Somaa, seule la loi Log-Normale est adaptée pour toutes les durées d’agrégations. Trois exemples ont été pris pour montrer l’adéquation des deux lois retenues (Figure III.2, III.3 et III.4)

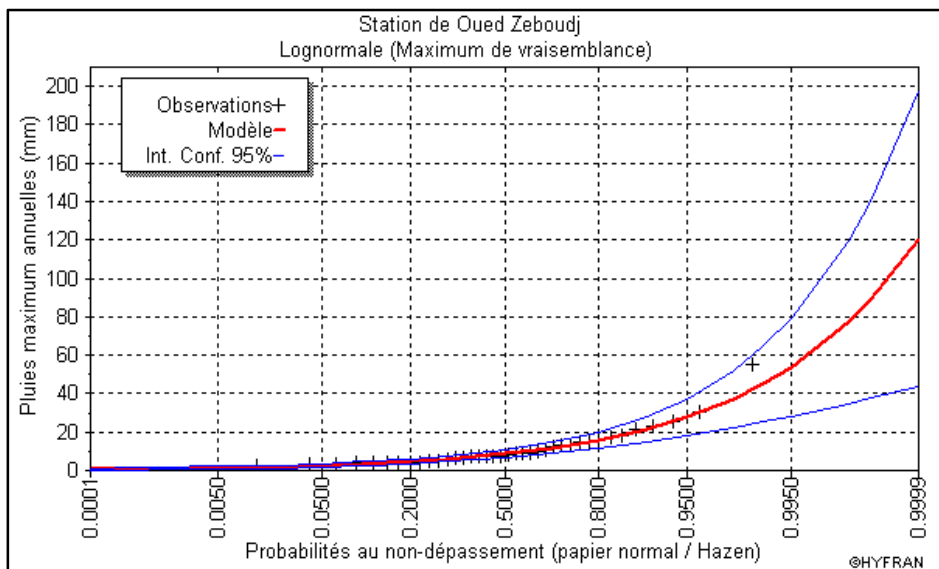


Figure III.2 : Ajustement à la loi Log-normale, $t= 15$ min (O.Zeboudj)

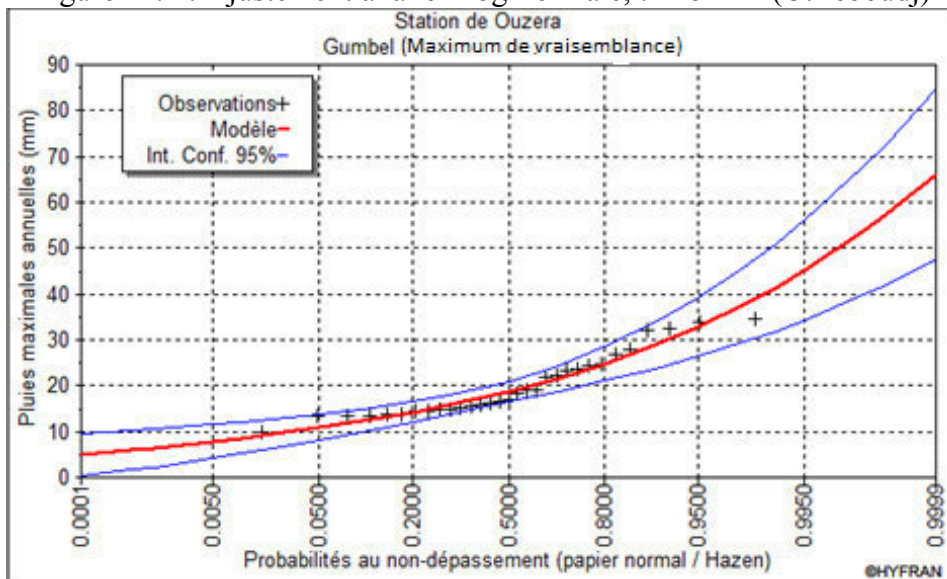


Figure III.3 : Ajustement à la loi Gumbel, $t=180$ min (Ouzera)

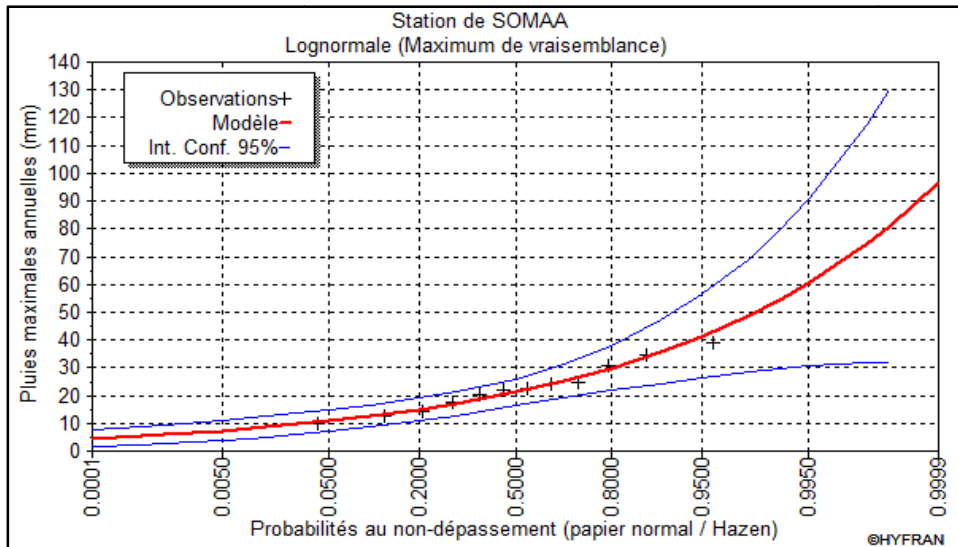


Figure III.4 : Ajustement à la loi Log-normale, t=60 min (Somâa)

L'événement climatique extrême ou phénomène climatique extrême représente les queues de distribution (Abdelnour et *al.*, 2005), c'est-à-dire les anomalies météorologiques dont les probabilités d'occurrence sont faibles (par exemple, moins de 10 % d'occurrence).

Les intensités moyennes maximales $\bar{i}_{t,p\%}$ pour les périodes de retour (20, 50 et 100 ans) peut être calculées à partir des résultats de l'ajustement pour les trois stations. Les tableaux III.9, III.10 et III.11 résument les intensités moyennes maximales pour les différentes périodes de retour :

Tableau III.9 : Intensité moyenne maximale pour T=20 ans (SMA)

Durée d'agrégation (mn)	Oued Zeboudj			Ouzera			Somâa		
	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)
15	27,8	18,1/37,4	111,2	14,1	10,2/18,1	56,4	20,0	19,8/20,4	80,0
30	32,1	20,3/28,8	64,2	17,6	13,5/21,7	35,2	31,3	21,0/37,1	62,6
60	36,8	27,5/46,1	36,8	19,6	16,5/23,9	19,6	41,4	26,3/56,4	41,4
120	42,9	33,6/52,1	21,4	27,4	20,0/27,3	13,7	50,3	32,9/67,8	25,1
180	47,5	37,2/55,4	15,8	32,7	26,6/38,2	10,9	52,0	35,3/68,6	17,3

Tableau III.10 : Intensité moyenne maximale pour T=50 ans (SMA)

Durée d'agrégation (mn)	Oued Zeboudj			Ouzera			Somâa		
	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)
15	37,1	22,2/51,9	148,4	17,4	11,8/23,0	69,6	23,5	20,1/27,9	94,0
30	41,0	24,4/37,2	82,0	21,0	15,3/26,7	42,0	37,0	22,9/43,0	74,0
60	45,2	32,1/58,3	45,2	22,5	18,3/27,6	22,5	48,9	28,4/69,4	48,9
120	51,2	38,4/63,9	25,6	31,6	21,2/30,9	15,8	59,0	35,4/82,6	29,5
180	55,7	42,1/66,6	18,5	37,7	29,4/44,7	12,5	60,2	38,0/82,4	20,0

Tableau III.11 : Intensité moyenne maximale pour T=100 ans (SMA)

Durée d'agrégation (mn)	Oued Zeboudj			Ouzera			Somâa		
	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)	P_{\max} (mm)	limite	$\bar{I}_{t,p}$ (mm/h)
15	45,0	25,3/64,7	180,0	20,0	13,0/27,0	80,0	26,2	17,6/23,2	104,8
30	48,3	38,2/61,1	96,6	23,6	16,6/30,6	47,2	41,4	24,2/47,4	82,8
60	51,9	35,5/68,4	51,9	24,8	19,6/30,4	24,8	54,6	29,6/79,7	54,6
120	57,6	41,9/73,3	28,8	34,7	27,5/35,4	17,3	65,6	36,9/94,3	32,8
180	61,9	45,6/75,4	20,6	41,4	31,4/49,6	13,8	66,4	39,6/93,2	22,1

Partant des séries observées, la détermination des durées de retour de phénomènes extrêmes consiste alors à calculer quelles sont les valeurs des intensités susceptibles d'être dépassées en moyenne une fois tous les 20, 50 ou 100 ans. Les estimations obtenues sont toujours accompagnées d'un intervalle de confiance (95%).

Les courbes IDF établies pour chaque station sont illustrées en figure III.5 :

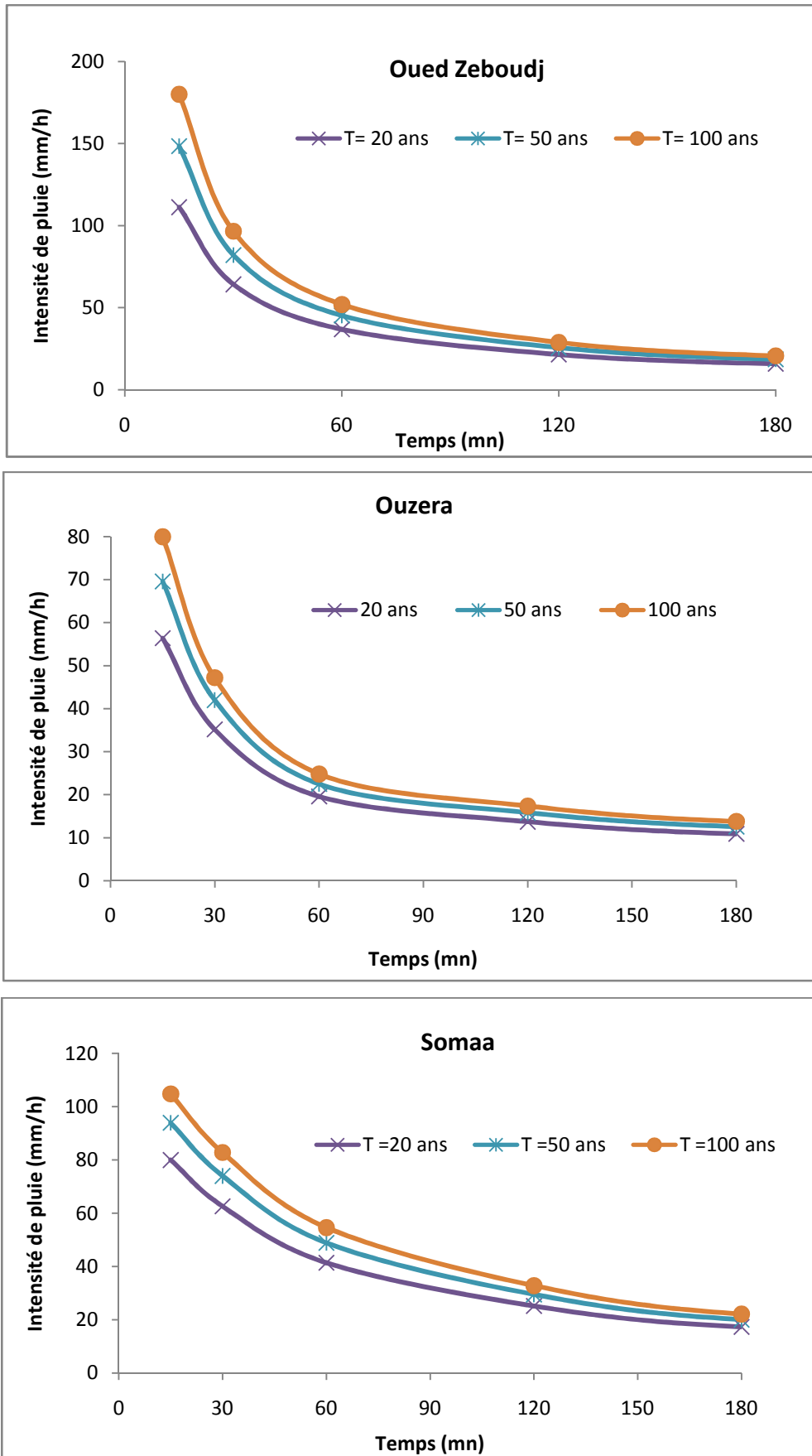


Figure III.5 : Courbes Intensité-Durée-Fréquence du Mazafran(Méthode classique, SMA)

La construction des courbes IDF des différentes périodes de retour a permis de déterminer l'exposant climatique « b » de chaque station par la recherche d'un modèle régressif entre l'intensité moyenne maximale \bar{t} et la durée de l'intervalle de référence Δt . Ce paramètre sera utilisé par les projeteurs des projets hydrotechniques dans le dimensionnement. Cette régression est mentionnée au tableau III.12.

Tableau III.12: Modèles IDF des différentes périodes de retour

Station	O. Zeboudj	Ouzera	Somâa
Période de retour (ans)	N=35, $R^2 = 0,99$	N=30, $R^2 = 0,97$	N=12, $R^2 = 0,98$
20	$659,8 t^{-0,67}$	$206,6 t^{-0,54}$	$475,9 t^{-0,62}$
50	$897,0 t^{-0,67}$	$239,6 t^{-0,54}$	$542,2 t^{-0,62}$
100	$1106,1 t^{-0,67}$	$263,0 t^{-0,54}$	$593,7 t^{-0,62}$

N : Taille de l'échantillon. R^2 : Coefficient de détermination

L'exposant climatique (Tableau III.13) des trois stations a été révélé par la méthode graphique, en suivant le modèle de Montana :

Tableau III.13 : Exposant climatique des stations « b »

Station	b
Oued Zeboudj	0,67
Ouzera	0,54
Somâa	0,62

Cette méthode présente l'inconvénient bien connu de ne pas prendre en compte toute les informations présentes dans les données sur les événements extrêmes puisqu'elle ne conserve qu'une valeur par bloc pour l'inférence statistique.

La longueur de la SMA conditionne la fiabilité de cette approche. En effet, il est illusoire d'obtenir des résultats d'une grande fiabilité en examinant des événements extrêmes basée sur une SMA de courte durée. D'une façon générale, pour estimer avec une incertitude acceptable un événement de période de retour T , il faudrait disposer d'observation sur une durée de 5 à 7 fois la valeur de T exprimée en années (3 fois étant un minimum en dessous duquel il ne faudrait pas descendre) (Boukhelifa, 2011). Cette condition impose des durées d'observation très longues, ainsi pour estimer une pluie décennale, il faudrait avoir 30 années d'observation au minimum et 70 années seraient l'idéal (CERTU, 2003). Or, les SMA utilisées dans cette étude comptent 35, 30 et 12 ans d'observation.

III.4.2.2. Étude des SDP

Cette méthode (SDP) a été initialement développée en 1975 par Pickands. Quand des séries sur de longues années de mesure ne sont pas disponibles, il devient nécessaire et avantageux de considérer tous les événements supérieurs à une certaine valeur (seuil) (Stedinger et *al.*, 1993). Une approche de type SDP ne permet pas seulement d'augmenter la taille de la série pour en améliorer la fiabilité. La fiabilité climatologique étant dépendante de la seule longueur (en année) de la série (Meylan et *al.*, 1999). Cette approche permet d'inclure dans l'analyse un très grand nombre d'événements extrêmes, qui ne l'auraient pas été dans une SMA. En effet, certaines années d'observation peuvent compter une deuxième valeur extrême voire une troisième valeur extrême, supérieures aux valeurs maximales des années d'observation restantes (Boukhelifa, 2011).

4.2.2.1. Sélection des seuils

Le choix des paramètres d'échantillonnage (seuil retenu et critère temporel d'indépendance entre événements consécutifs) conditionne la qualité des ajustements.

Un seuil trop élevé produit très peu de valeurs pour l'analyse. Un seuil trop bas assure une série avec plus d'observations, mais dans ce cas le fondement asymptotique de la loi GPD risque de ne pas être assuré, ce qui mène à une analyse biaisée.

Généralement, le seuil (u) est déterminé :

- Soit graphiquement en exploitant la linéarité de la fonction d'excès moyenne $e(u)$ pour la GPD (Embrechts et *al.*, 1997).
- Beirlant et *al.*, (1996) ont suggéré de choisir le seuil u qui minimise l'erreur quadratique moyenne asymptotique de l'estimateur de Hill de l'indice de queue, tout en supposant que F appartient au domaine d'attraction maximale de Fréchet.
- Parmi d'autres, Hall (1990) ; Danielsson et *al.*, (2001), ont introduit des approches Bootstrap pour trouver le seuil optimal.
- Une autre méthode utilisée par plusieurs auteurs (McNeil et *al.*, 2000 ; Raggad, 2007 ; Marimoutou et *al.*, 2009) consiste à choisir un seuil aléatoire. En fait, ils prennent k observations excédentaires et le k peut être déterminé par des méthodes Monte-Carlo (Raggad, 2009).

Toutefois, l'utilisation de la SDP requiert une préparation spécifique à chaque cas d'étude (Ben-zvi, 2009).

Pour le choix d'un seuil, deux approches peuvent être adoptées (Boukhelifa, 2011) :

- a) le nombre de dépassement annuel du seuil suit une distribution de Poisson,
- b) les valeurs retenues sont indépendantes et identiquement distribuées (i.i.d), suivant une distribution exponentielle (Madsen et al., 1993 ; Lang et al., 1999 ; Meylan et al., 1999 ; Rosbjerg et al., 2004).

La distribution de Pareto généralisée (GPD) est généralement utilisée pour modéliser les SDP (Hosking et al., 1987; Coles, 2001).

Dans la présente étude, différents nombres moyens de dépassements annuels ont été retenus (Tableau III.14), $\lambda=1,65$ (Cunnane, 1973, Meylan et al., 1999 ; Lang et al., 1999 ; Rosbjerg et al., 2004 ; Svensson et al., 2007 et Ben-zvi, 2009) pour assurer la supériorité par rapport à l'approche SMA, $\lambda = 3,5$ retenu par différents auteurs (Lang et al., 1999 ; Svensson et al., 2007 ; Kingumbi et al., 2010). Aussi, $\lambda = 6$ (Meylan et al., 1999 ; Van de Vyver et al., 2010) pour examiner un plus grand nombre d'événements, et $\lambda = 1$, dans ce cas le nombre de valeurs retenues sur chaque durée est égal au nombre d'années d'observations (Koutsoyiannis et al., 1998 ; Koutsoyiannis, 2004 a,b) :

Tableau III. 14 : Seuils retenus correspondant aux nombres de dépassement

	d (min)	15	30	60	120	180
O.Zeboudj	$\lambda = 1$	7,56	10,80	13,91	18,22	22,13
	$\lambda=1,65$	5,45	8,63	11,47	14,93	18,21
	$\lambda =3,5$	3,63	5,82	8,34	11,40	13,57
	$\lambda = 6$	2,55	4,26	6,59	9,23	10,98
Ouzera	$\lambda = 1$	5,15	7,37	10,21	14,41	17,48
	$\lambda=1,65$	4,28	6,14	8,96	12,67	15,31
	$\lambda = 3,5$	2,90	4,64	7,05	10,28	12,08
	$\lambda = 6$	2,24	3,70	5,62	8,08	9,57
Somâa	$\lambda = 1$	9,47	15,25	20,56	27,29	32,53
	$\lambda=1,65$	8,24	11,92	16,98	23,01	25,37
	$\lambda = 3,5$	5,80	8,80	12,03	15,20	18,92
	$\lambda = 6$	4,61	6,62	9,11	12,39	14,01

Donc, il a été constitué 4 SDP, avec des valeurs de λ retenues ; $\lambda = 1; 1.65; 3.5; 6$, le choix final de la SDP à partir de laquelle les courbes IDF seront dérivées dépend de l'indépendance des 4 SDP formées, de la meilleure adéquation possible de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente, et enfin de l'identité ; les valeurs de la SDP retenue doivent être identiquement distribuées.

4.2.2.2. Étude de l'indépendance de la SDP

L'indépendance d'une SDP, signifie que les valeurs de la série des précipitations pour chaque durée d'agrégation ne doivent pas être auto-corrélées, c'est-à-dire que dans un ordre chronologique la valeur X_{i+1} ne doit pas dépendre de X_i . Aussi, dans l'analyse fréquentielle des événements pluvieux extrêmes, quelque soit l'approche adoptée, SMA ou SDP, l'indépendance de la série doit être assurée. Généralement, l'indépendance des valeurs d'une SMA est garantie, et il n'est pas utile de l'étudier car la série est constituée d'une seule valeur par année. Par contre l'indépendance d'une SDP doit être systématiquement examinée.

Willems (2000), à Uccle (Belgique) a considéré une période minimale de 12 heures sans pluie entre deux événements pour que ces derniers soient indépendants. Guargouri-Ellouze et al., (2008), dans le nord de la Tunisie, soutiennent que deux événements pluvieux consécutifs ne sont indépendants que s'ils sont séparés par une période sèche (hauteur de pluie > 2 mm) durant plus de 20 minutes. Boukhelifa (2011) a considéré que deux événements successifs sont indépendants s'ils sont séparés par une durée de 6 heures sans pluie à Tipaza. Ainsi, après l'examen des valeurs des précipitations journalières maximales, une durée de 6 heures était suffisante pour assurer l'indépendance entre deux événements successifs dans le bassin versant du Mazafran.

Ce constat (période de séparation de 6 heures) est étayé par l'application d'un test de corrélation pour s'assurer de l'indépendance. Plusieurs auteurs (Mohyont et al., 2004 ; Wagener et al., 2006 ; Benkhaled, 2007 et Gargouri-Ellouze et al., 2008) recommandent de calculer un coefficient de corrélation des rangs, le ρ de Spearman a été retenu car il est non paramétrique et ne fait pas l'hypothèse de la normalité des variables (Boukhelifa, 2011). Aussi, il existe d'autres méthodes permettant de s'assurer de l'indépendance, Madsen et al., (1993) ont vérifié l'indépendance pour un seuil relativement bas en mettant en œuvre un diagramme de dispersion des dépassements de

X_i contre X_{i+1} séparés par une période inférieure à 1 jour et conclut qu'il n'y avait pas de dépendance significative.

- Principe du test de Spearman

Le coefficient de corrélation de Spearman (ρ) permet de préciser l'existence d'une liaison entre deux variables quantitatives et également son intensité.

La fonction d'auto-corrélation de Spearman est donnée par (Meylan et *al.*, 1999 ; Wagener et *al.*, 2006) :

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_i^n d_i^2}{n(n^2-1)} \quad (\text{III.4})$$

Où n est la taille de la série (groupe) et d_i est la différence entre les rangs des valeurs de la série chronologique et de la série classée (classement croissant). La fonction d'auto-corrélation de Spearman est calculée pour les 4 SDP ($\lambda=1$; 1,65 ; 3,5 et 6), sur les 5 durées d'agrégation retenues, les résultats sont présentés en figure III.6. Le ρ obtenu peut prendre des valeurs comprises entre -1 et 1. Pour évaluer si la liaison est significative (i.e., auto-corrélation), la valeur théorique est prise dans la table du ρ de Spearman (ρ est fonction de n) (Annexe 5). Si le ρ calculé est supérieur ou égal au ρ de la table, il est conclu à l'existence de dépendance (liaison significative), si le ρ calculé est inférieur à celui de la table il n'y a alors pas de dépendance sérielle.

Le tableau III.15 présente un exemple de calcul du coefficient d'auto-corrélation de Spearman ρ de la station d'Oued zeboudj, pour une durée d'agrégation de 180 min et avec les quatre nombres de dépassement λ sélectionnés (1, 1,65 ; 3,5 ; 6) :

Tableau III.15 : Test de Spearman de la station Oued Zeboudj (180 mn)

Taille de l'échantillon	ρ de table	ρ calculé	Observations
$\lambda=1$ (n=35)	0,335	-0,179	les classements sont indépendants
$\lambda=1,65$ (n=58)	0,255	-0,205	les classements sont indépendants
$\lambda=3,5$ (n=123)	0,177	-0,076	les classements sont indépendants
$\lambda=6$ (n=210)	0,139	-0,084	les classements sont indépendants

Les groupes formant les quatre différentes SDP, où aucune auto-corrélation n'a été détectée ont été déclarés indépendants au seuil de Signification 95%, cette indépendance est illustrée en figure III.6.

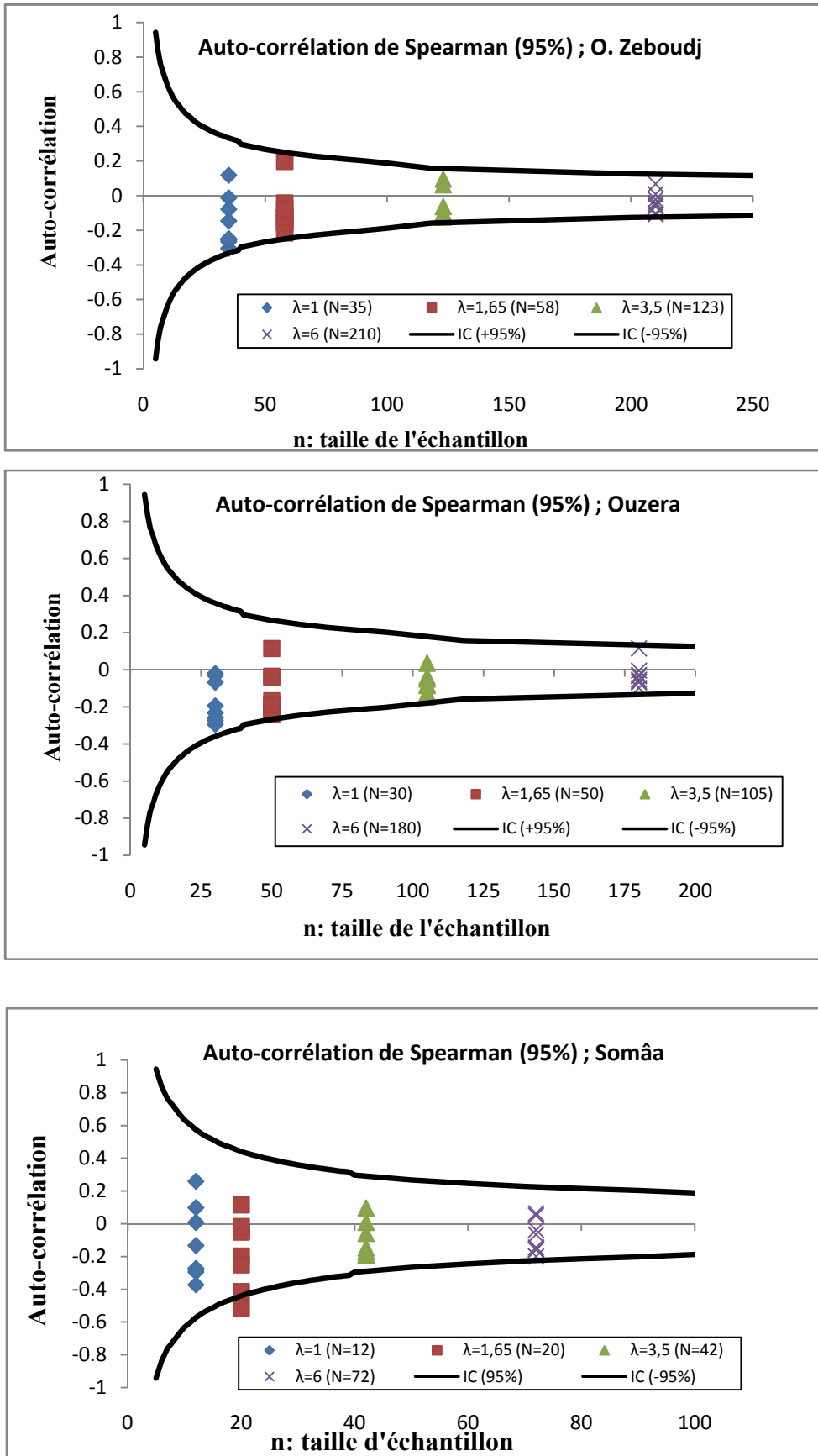


Figure III.6 : Test de l'indépendance de Spearman des stations du Mazafran

Après avoir testé l'hypothèse de nullité de la fonction d'autocorrélation de Spearman pour les différents nombre de dépassement λ (1, 1,65 ; 3,5 et 6), une indépendance a été détectée dans les trois stations Oued Zeboudj, Ouzera et Somaa pour les différentes durées d'agrégation (15, 30, 60, 120 et 180 min).

Finalement, pour les trois stations, les 4 SDP retenues ont été déclarées indépendantes, correspondant chacune à un nombre moyen de dépassements annuels (λ). Quand l'indépendance de la SDP est prouvée, la distribution Poissonienne des occurrences est généralement assurée tant que le nombre moyen de dépassement par année du seuil n'est pas trop élevé (Madsen et al., 1993), toute fois la validité de cette hypothèse ne sera pas testée ici. Enfin, Reste à savoir sur quelle SDP faudra-t-il se baser pour établir les courbes IDF?

La méthode retenue pour sélectionner le nombre de dépassements annuels optimal, est inspirée de celle proposée par Ben-zvi (2009) et Van de Vyver et al., (2010). Cette approche consistera à choisir la SDP dont l'ensemble des valeurs (toutes durées d'agrégation confondues) s'ajusteront le mieux à la fonction de distribution de probabilité sous-jacente et dont les valeurs seront identiquement distribuées.

Le choix d'un modèle fréquentiel ajustant les pluies peut être fondé sur diverses considérations, tel que des habitudes locales acquises sur l'expérience des études de la zone, sur des normes établies par les administrations concernées. Ces normes fixent la méthodologie de l'analyse fréquentielle à mettre en œuvre, ou sur l'origine physique des données. Aussi, le choix d'une FDP peut reposer sur des considérations plus statistiques, la plus courante étant l'examen visuel d'un graphique (QQ-Plot ou papier de probabilité) montrant la distribution expérimentale et théorique en fonction des valeurs de la série de données ou basée sur des tests statistiques paramétriques ou non.

Le choix définitif de la SDP à utiliser ($\lambda=1$; 1,65 ; 3,5 et 6), est fonction de la meilleure adéquation possible des SDP qui auront été considérées comme identiquement distribuées. Le test de Chi-carré est appliqué pour vérifier l'adéquation (pour une même FDP) sur chaque groupe correspondant à une durée d'agrégation.

4.2.2.3. Ajustement des données : Contrôle de l'adéquation

Dans n'importe quelle étude hydrologique, une FDP avec une bonne adéquation est un gage de la fiabilité des estimations des quantiles. La meilleure adéquation d'une série ayant été retenue comme critère de sélection de la SDP, le test de contrôle de l'adéquation doit être utilisé.

Le test de Chi- Carré est le plus connu des tests d'adéquation, bien que peu puissant, il offre l'avantage de fournir une réponse interprétable en terme de probabilité. Il nécessite un découpage en classes ou en groupes et que selon la manière de faire ces classes, les résultats peuvent se situer de part et d'autre d'un seuil de signification.

L'échantillon d'observations étant découpé en k classes, n_i et e_i désignent pour chacune des k classes, les effectifs observés et théoriques pour la distribution de référence, la méthode suppose qu'aucun des effectifs e_i n'est inférieur à 5.

Sous l'hypothèse d'adéquation, la quantité :

$$\chi_{obs}^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - e_i)^2}{e_i} \quad (III.5)$$

peut être considérée comme une valeur observée d'une variable aléatoire ayant une distribution de χ^2 à $\nu = k - c - 1$ degrés de liberté, c 'est le nombre de paramètres de la loi de référence qui ont été estimés à l'aide des observations.

Pour un niveau de signification α , l'adéquation de la loi est acceptée si :

$$\chi_{obs}^2 \leq \chi_{\nu, \alpha/2}^2 \quad (III.6)$$

Les valeurs de $\chi_{\nu, \alpha/2}^2$ sont tabulées en fonction du ν et de la probabilité $p = \alpha/2$ (Annexe4).

Pour les deux nombres de dépassement annuels 3,5 et 6 ; la plus part des séries qui correspondent avec la majorité des durées d'agrégation, les données des précipitations maximales ne s'ajustent à aucune loi, le reste des données s'ajustent mieux avec la distribution Log Normale et Gumbel. Donc, les séries de données liées au nombre de dépassement 3,5 et 6 ne seront pas pris en considération, elles seront éliminées. Ceci est valable pour les trois stations étudiées.

Après avoir éliminé les deux séries attribuées aux deux nombres de dépassement $\lambda=3,5$ et $\lambda=6$, les tests d'adéquation appliqués sur les séries des deux nombres de dépassement $\lambda=1$ et $\lambda=1,65$ révèlent une bonne adéquation de la distribution exponentielle pour toutes les durées d'agrégation. L'adéquation des SDP aux FDP

exponentielle est testée en utilisant le test de χ^2 . certains auteurs (Benkhaled, 2007 ; Benabdesselam et *al.*, 2009) ont appliqué deux ou trois tests (Chi2 de Pearson, Kolmogrov-Smirnov et Anderson-Darling) pour justifier le choix d'une FDP par rapport à une autre, qui d'ailleurs elle aussi est adéquate. D'autres (Soro et *al.*, 2008) ont employé des critères de comparaison (Akaike AIC, critère bayésien BIC) de FDP. À titre comparatif, le tableau III.16 résume les différentes valeurs de χ^2 pour les deux nombres de dépassement 1 et 1,65

Tableau III.16 : Chi-carré calculées et théoriques

	d (mn)	15	30	60	120	180	χ^2théorique
<i>O.Zeboudj</i>	$\chi^2(\lambda=1)$	18.21	15.45	5.79	9.11	14.41	46,19
	$\chi^2(\lambda=1,65)$	11.86	4.54	4.09	8.55	10.94	77,31
<i>Ouzera</i>	$\chi^2(\lambda=1)$	14,08	9,76	7,60	3,60	10,60	40,11
	$\chi^2(\lambda=1,65)$	6,40	0,33	4,07	1,84	5,44	64,00
<i>Somâa</i>	$\chi^2(\lambda=1)$	2,20	10,40	5,50	1,33	7,60	16,92
	$\chi^2(\lambda=1,65)$	2,17	5,50	2,80	1,00	0,50	27,59

En analysant les résultats des trois stations retenues pour les deux nombres de dépassement (1 et 1,65), on voit clairement que les valeurs de χ^2 calculées sont inférieures à celles de la table de χ^2 (χ^2 théorique) pour toutes les durées d'agrégation.

Pour le nombre de dépassement $\lambda=1,65$, la valeur observée de Chi-carré est strictement inférieure à la valeur correspond au nombre de dépassement $\lambda=1$ pour un seuil de signification de 95%, pour toute les durées d'agrégation, ce qui conduit à accepté l'adéquation de la loi, pour un nombre de dépassement égal à 1.65, suivant le test de Chi-carré.

L'adéquation de la loi exponentielle aux données de la SDP liée au nombre de dépassement $\lambda=1,65$ est illustrée en figures III.7, III.8 et III.9 :

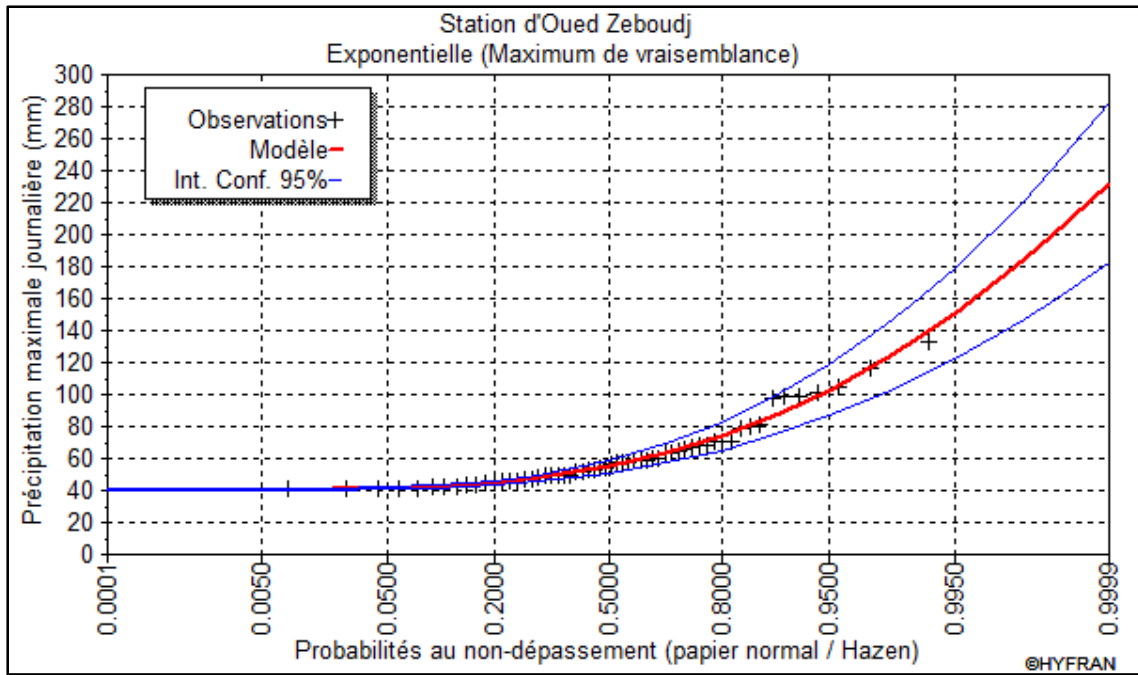


Figure III.7 : Ajustement à la loi Exponentielle ($\lambda=1,65$ $t=60$ min), O.Zeboudj

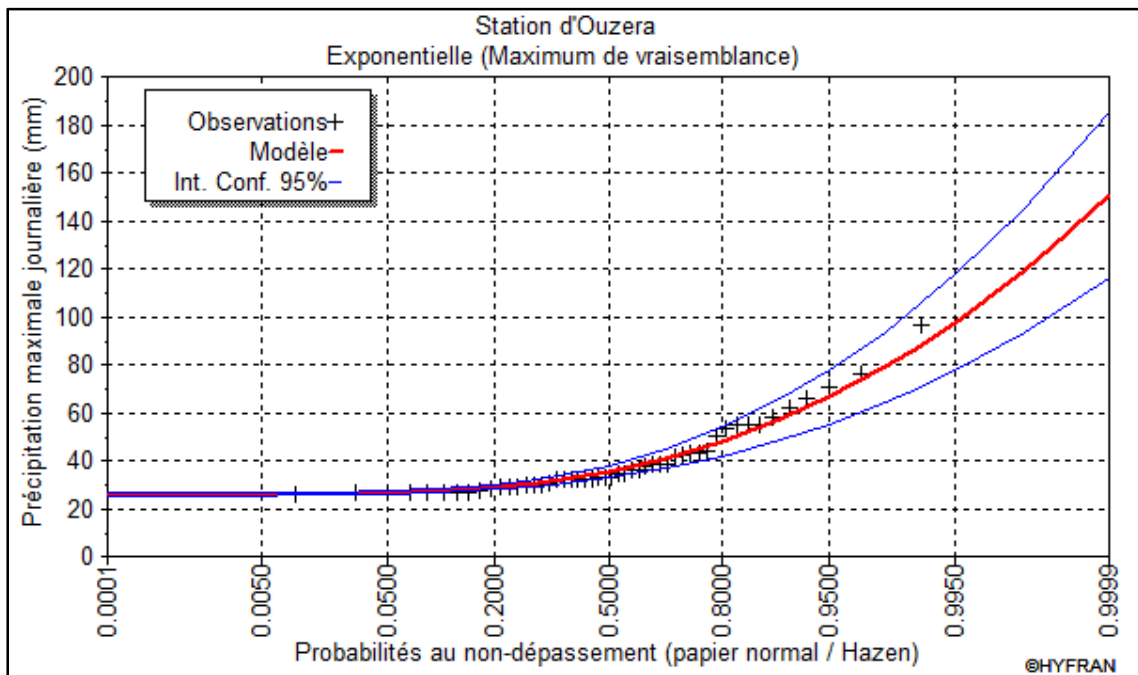


Figure III.8 : Ajustement à la loi Exponentielle ($\lambda=1,65$ $t=180$ min), Ouzera

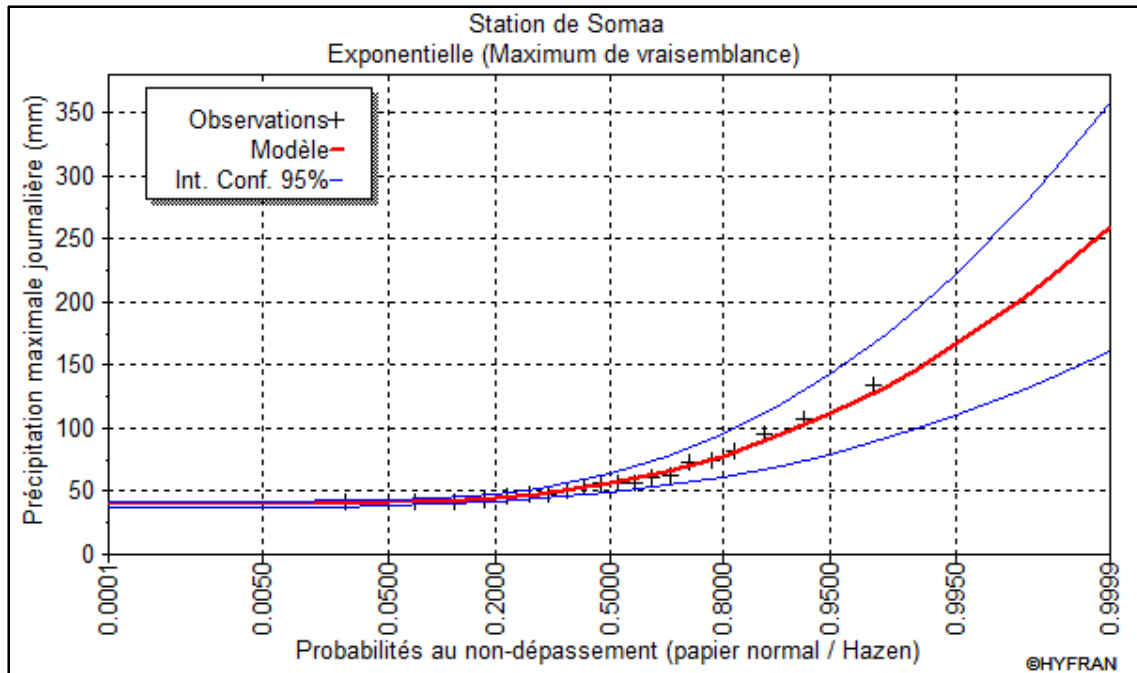


Figure III.9 : Ajustement à la loi Exponentielle ($\lambda=1,65$ $t=30$ min), Somâa

En conclusion, le système a permis de sélectionner la loi **Exponentielle** pour l'ajustement de la SDP ($\lambda=1,65$) de toutes les durées d'agrégation. La série de données de précipitations maximales correspond au nombre de dépassement annuel $\lambda=1,65$ a été retenue pour en déduire les courbes IDF caractérisant le bassin versant du Mazafran.

4.2.2.4. Méthode classique

Elle consiste à ajuster les séries pluviographiques par un modèle probabiliste. L'ajustement pour les trois stations a servi au calcul des intensités moyennes maximales $\bar{I}_{t,p}(mm/h)$ pour les périodes de retour (20, 50 et 100 ans), les quantiles et les intervalles de confiance correspondants pour un seuil de signification 95 % sont résumés aux tableaux III.17, III.18 et III.19.

Tableau III.17 : Quantiles et intervalles de confiance estimés pour T=20ans (SDP)

d (mn)	Oued Zeboudj			Ouzera			Somâa		
	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$
15	27,5	20.9/37.5	110,0	14,2	10.9/17.5	56,80	16,4	12,7/20,1	65,6
30	31,8	24.7/38.8	63,6	17,6	13.9/21.3	35,20	27,1	21,5/33,0	54,2
60	37,2	29.4/ 45.1	37,2	19,8	16.3/23.3	19,80	36,1	27,6/37,3	36,1
120	37,7	31.8/43.6	18,9	24,4	21.1/27.7	12,20	43,2	33,1/44,7	21,6
180	45,9	37.9/53.9	15,3	31,1	26.6/34.5	10,37	45,2	39,1/47,0	15,1

Tableau III.18 : Quantiles et intervalles de confiance estimés pour T=50ans (SDP)

d (mn)	Oued Zeboudj			Ouzera			Somâa		
	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$
15	33,7	22.7/41.3	134,8	17,0	12.7/21.3	68,00	18,9	14,1/23,7	75,6
30	38,3	29.0/47.5	76,6	20,7	15.9/25.6	41,40	30,8	22,7/37,3	61,6
60	44,4	34.2/54.7	44,4	22,7	18.2/27.3	22,70	42,1	29,3/41,6	42,1
120	44,7	37.0/52.4	22,4	28,0	23.7/32.3	14,00	49,4	35,1/50,0	24,7
180	53,2	42.8/63.7	17,7	35,9	29.4/39.5	11,97	49,2	40,1/49,6	16,4

Tableau III.19 : Quantiles et intervalles de confiance estimés pour T=100ans (SDP)

d (mn)	Oued Zeboudj			Ouzera			Somâa		
	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$	P _{max}	IC (95%)	$\bar{i}_{t,p}(mm/h)$
15	38,3	34.0/44.2	153,2	19,1	14.0/24.2	76,40	20,8	15,2/26,5	83,2
30	43,2	32.3/54.0	86,4	23,1	17.4/28.9	46,20	33,6	23,5/40,5	67,2
60	49,9	37.8/62.0	49,9	25,0	19.6/30.3	25,00	46,6	30,5/44,8	46,6
120	50,0	40.9/59.1	25,0	30,8	25.7/35.8	15,40	54,2	36,6/53,9	27,1
180	58,8	46.5/71.1	19,6	39,6	31.5/43.3	13,20	52,2	40,8/51,5	17,4

L'ajustement des séries des précipitations maximales du bassin versant de Mazafran à une distribution Exponentielle par la méthode de maximum de vraisemblance conduit à l'estimation des intensités pour les différentes périodes de retour.

a. Modélisation des courbes IDF

L'analyse des données a montré que la loi Exponentielle à deux paramètres est la distribution la plus adéquate, or dans la majorité des cas, l'ajustement statistique de la série *SDP* se fait généralement par la loi Pareto (GPD). Cette adéquation a permis d'établir les courbes IDF caractérisant notre région d'étude (Fig.III.10) ainsi que d'estimer les paramètres d'échelle α et de position m :

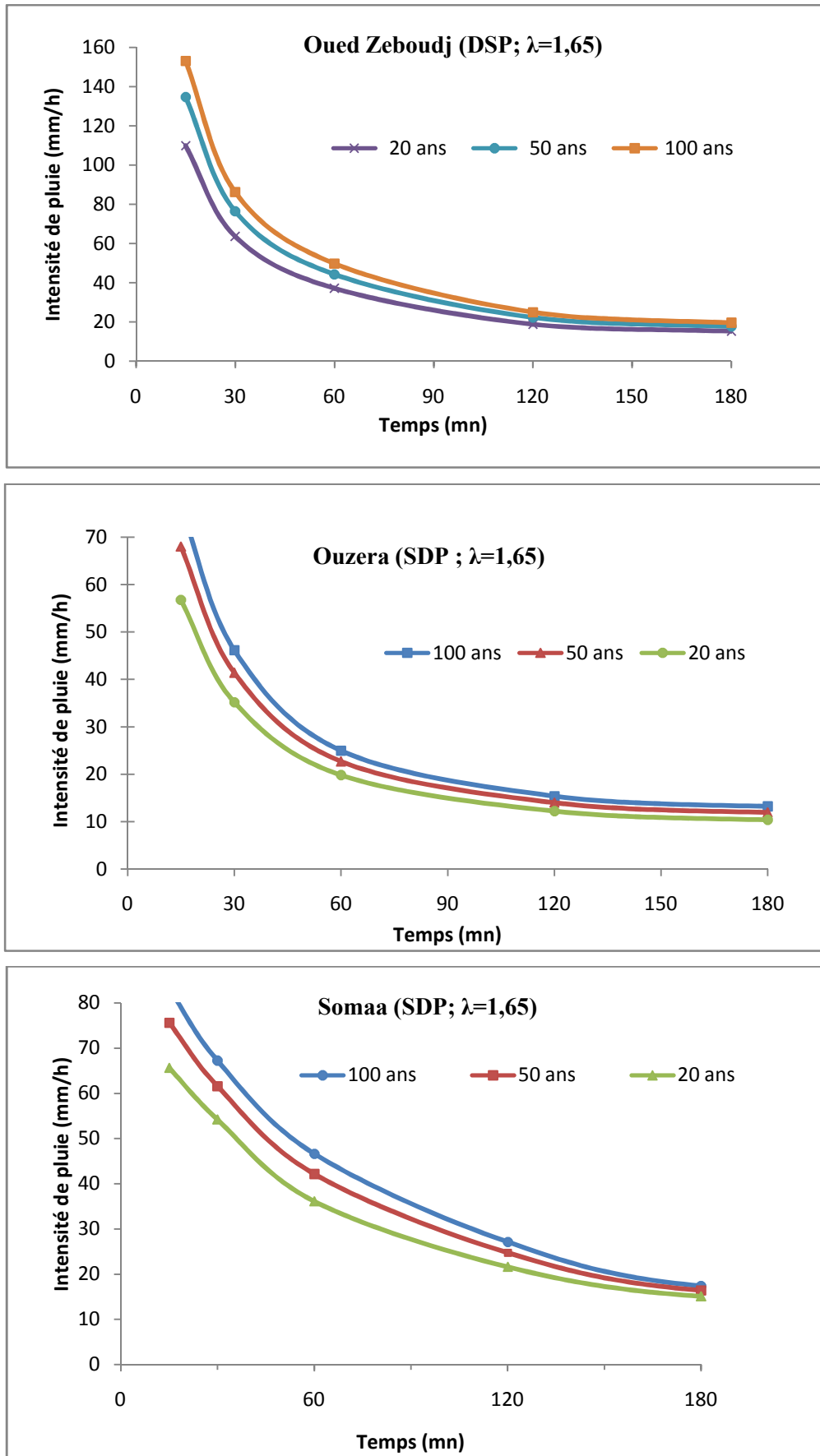


Figure III.10 : Courbes Intensité-Durée-Fréquence du bassin versant du Mazafran (Méthode classique, SDP)

La figure III.10 représente un jeu de courbes IDF correspondant chacune à une période de retour donnée (20, 50 et 100 ans), pour chaque station.

Pour les petites durées d'agrégation ($T \leq 60$ mn), les courbes IDF présentent une courbure vers le haut, c'est-à-dire que les quantiles estimés amoindrissent d'une manière rapide, tandis qu'elles présentent une baisse pour les grandes durées d'agrégations donc, les quantiles tendent vers la stabilisation. Aussi, les courbes IDF de différentes périodes de retour n'ont pas détachées et qui sont très assemblées notamment à partir de $T \geq 120$ mn.

b. Estimation des paramètres de la loi

Pour estimer les paramètres d'une loi, la méthode du maximum de vraisemblance a été utilisée. Elle donne des estimations correctes et efficaces (Laborde, 2000).

Les deux paramètres de la fonction de distribution exponentielle sont donnés par :

$$F_Y(y) = 1 - e^{-\frac{y}{\alpha+m}}, \quad y \geq \alpha m \quad (\text{III.7})$$

Dont α et m sont des paramètres d'échelle et de position respectivement. On obtient de l'équation III. 7 que :

$$y_T \equiv a(T) = \alpha(m + \ln T) \quad (\text{III.8})$$

Cette équation est fonctionnellement identique à la fonction empirique de l'équation III.9 :

$$a(T) = c + \ln T \quad (\text{III.9})$$

L'application de la méthode pour différentes périodes de retour a servi au calcul des paramètres des trois stations retenues (Tableau III.20).

Tableau III.20 : Paramètres α et m (SDP, Méthode classique)

	d (mn)	15	30	60	120	180
<i>O.Zeboudj</i>	$\alpha (\lambda=1)$	6,73	7,07	7,86	8,38	8,01
	$\alpha (\lambda=1,65)$	5,73	5,80	6,56	7,64	7,97
	$m (\lambda=1)$	7,37	10,60	13,69	17,98	21,90
	$m (\lambda=1,65)$	5,35	8,53	11,36	14,80	18,07
<i>Ouzera</i>	$\alpha (\lambda=1)$	3,05	3,45	3,23	4,39	6,11
	$\alpha (\lambda=1,65)$	2,49	3,03	2,92	3,95	5,30
	$m (\lambda=1)$	5,05	7,26	10,10	14,26	17,28
	$m (\lambda=1,65)$	4,23	6,08	8,90	12,59	15,20
<i>Somaa</i>	$\alpha (\lambda=1)$	2,93	4,07	5,94	5,82	4,35
	$\alpha (\lambda=1,65)$	2,77	5,36	6,50	6,84	8,12
	$m (\lambda=1)$	9,23	14,91	20,07	26,80	32,17
	$m (\lambda=1,65)$	8,10	11,65	16,66	22,67	24,96

c. Estimation des indices climatiques (*a* et *b*)

Le tableau III.21 illustre les modèles caractérisant chaque station, spécifiques à chaque période de retour :

Tableau III.21 : Modèles IDF des différentes périodes de retour

Station	O.Zeboudj	Ouzera	Somaa
Période de retour (ans)	N=35, R ² = 0,99	N=30, R ² = 0,97	N=12, R ² = 0,99
20	669,17 $t^{0,69}$	256,64 $t^{0,59}$	398,26 $t^{0,62}$
50	831,93 $t^{0,69}$	295,84 $t^{0,59}$	442,73 $t^{0,62}$
100	955,72 $t^{0,69}$	326,68 $t^{0,59}$	476,93 $t^{0,62}$

L'exposant climatique des trois stations a été révélé par la méthode graphique, en suivant le modèle de Montana (Tableau III.22) :

Tableau III.22 : Exposants «*b*» des stations (SDP, SMA ; Méthode classique)

Station	<i>b</i> (SMA)	<i>b</i> (SDP)
Oued Zeboudj	0,67	0,69
Ouzera	0,54	0,59
Somâa	0,62	0,62

La comparaison entre les deux méthodes utilisées a permis de constater une très faible différence de l'exposant climatique «*b*» de l'ordre de 0,02 à 0,05 pour les stations d'oued Zeboudj et Ouzera respectivement. Par contre la station de Somâa a gardé le même exposant estimé par la méthode SMA. Quant à l'indice climatique «*a*», une variation considérable a été révélée, ceci est justifié par l'augmentation de la taille de l'échantillon (Chahraoui et *al.*, 2021).

4.2.2.5. Méthode Fréquentielle globale de Koutsoyiannis

Dans cette étude, le modèle retenu, est celui de Koutsoyiannis et *al.*, (1998), exprimé par ;

$$i = \frac{a(T)}{b(d)} \quad (\text{III.10})$$

Où:

$$b(d) = (d + \theta)^n \quad (\text{III.11})$$

Avec : $0 < \eta < 1$ et $\theta \geq 0$; Paramètres dynamiques. d : Durée d'agrégation et $b(d)$ la dépendance fonctionnelle sur le temps.

Dans cette étude, la méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis et *al.*, (1998) est utilisée pour modéliser les courbes IDF. Ce qui permet d'estimer les paramètres de la distribution de probabilité sous-jacente d'une manière globale, toutes les durées d'agrégation auront donc les mêmes paramètres (ce qui n'est pas le cas à travers la méthode classique d'établissement des IDF), et de même pour les paramètres dynamiques propres à la région d'étude. Tout comme Van de Vyver et *al.*, (2010), l'analyse fréquentielle des événements extrêmes est basée sur une série de durée partielle. Cependant, afin de satisfaire aux hypothèses fondamentales de l'approche SDP, l'indépendance est prospectée et retenue comme critère de sélection du seuil, ainsi que l'appartenance à une même population (i.e., valeurs indépendantes et identiquement distribuées : i.i.d).

Donc, dans cette approche, la construction des IDF par le modèle globale de Koutsoyiannis se fait par l'estimation de la fonction $b(d)$ et ensuite de la fonction $a(T)$, cette technique est dite « technique d'estimation robuste ».

Cette technique commence par la transformation des valeurs des SDP suivant la relation $Y_i = I_g * b(d_i)$ et le calcul de la statistique Kruskal-Wallis (k_{KW}) et ensuite l'estimation des paramètres.

Aussi, Koutsoyiannis et *al.*, (1998) ont mathématiquement démontré qu'il n'était pas nécessaire d'introduire expérimentalement $a(T)$, qui exprime l'intensité de la pluie pour une période de retour T, et que $a(T)$ pouvait être directement déduit de la FDP sous-jacente (Boukhelifa, 2011).

$$\text{Loi Exponentielle : } i_{T,d}(\alpha, m, \theta, \eta) = \frac{\alpha(m + \ln T)}{(d + \theta)^\eta} \quad (\text{III.12})$$

En considérant que les valeurs η et θ de la fonction $b(d)$ sont connues. Il est alors possible de calculer toutes les valeurs $Y_{ji} = I_{jg} * b(d)$. Le nombre total des valeurs de la SDP est donné par :

$$m = \sum_{j=1}^k n_j \quad (\text{III.13})$$

Plus la valeur de k_{KW} est petite, plus grande est l'évidence que toutes les valeurs de la lame précipitée Y_i appartiennent à la même population et sont donc identiquement distribuées, raison pour laquelle la technique d'estimation en deux étapes est retenue.

Tableau III.23 : Valeurs de k_{KW} et paramètres dynamiques (Méthode d'estimation robuste)

	k_{KW}	m	η	θ
O.Zeboudj	1,67	464	0,590	1,00
Ouzera	6,70	400	0,565	2,86
Somaa	5,60	160	0,700	9,92

Les valeurs de la statistique de Kruskal-Wallis, montrent que la série de durée partielle qui compte un nombre de dépassement égal à 1,65 répond le mieux à l'hypothèse d'une distribution identique (la valeur la plus faible de k_{KW}).

La valeur critique de k_{KW} correspondant à un degré de liberté 4 (5-1) est égale à **14,06**. Donc, toutes les valeurs calculées sont significatives.

Après l'estimation des paramètres dynamiques, il est nécessaire de calculer les paramètres de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente de la SDP/Exponentielle de chaque station. Deux paramètres (Tableau III.24) seront estimés qui sont les paramètres d'échelle α et de position m .

Tableau III.24 : Estimation des paramètres des séries transformées (la loi Exponentielle)

Paramètres	O. Zeboudj	Ouzera	Somâa
Échelle α	10,02	7,39	9,80
Position m	19,28	15,56	23,66

Les relations des courbes IDF dérivant de la SDP ($\lambda=1,65$) pour chaque sous bassin versant sont données par les équations III.14, III.15 et III.16 :

- **Oued Zeboudj**

$$i_{T,d}(\alpha, m, \theta, \eta) = \frac{10,02(19,28 + \ln T)}{(d+1)^{0,59}} [d \text{ (heures)}, i_{T,d}(\text{mm h}^{-1})] \quad (\text{III.14})$$

- **Ouzera**

$$i_{T,d}(\alpha, m, \theta, \eta) = \frac{7,39(15,56 + \ln T)}{(d+2,86)^{0,565}} [d \text{ (heures)}, i_{T,d}(\text{mm h}^{-1})] \quad (\text{III.15})$$

- **Somâa**

$$i_{T,d}(\alpha, m, \theta, \eta) = \frac{9,80(23,66+\ln T)}{(d+9,92)^{0,7}} \quad [d \text{ (heures)}, i_{T,d}(\text{mm h}^{-1})] \quad (\text{III.16})$$

Ces formules ont permis de constituer le tableau III.25 contenant les valeurs des intensités moyennes maximales relatives aux différentes périodes de retour et aux différentes durées d'agrégations :

Tableau III.25 : Intensités moyennes maximales (mm h⁻¹) (Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis)

		d (mn)	15	30	60	120	180
		T (ans)					
O.Zeboudj		20	43,49	29,44	19,75	13,18	10,39
		50	45,28	30,65	20,56	13,72	10,82
		100	46,63	31,56	21,17	14,13	11,14
Ouzera		20	26,91	19,07	13,22	9,05	7,23
		50	28,24	20,01	13,87	9,50	7,59
		100	29,25	20,72	14,37	9,84	7,86
Somaa		20	27,54	19,80	13,38	8,67	6,65
		50	28,49	20,48	13,84	8,97	6,87
		100	29,20	21,00	14,18	9,19	7,05

La méthodologie retenue pour l'établissement des courbes IDF est celle avancée par Koutsoyiannis où la relation des courbes IDF découle explicitement de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente (Exponentielle), et ses paramètres (α et m) sont estimés globalement, sur cinq durées d'agrégation (de 15 à 180 min), par la méthode d'estimation robuste. Les courbes IDF établies des trois stations sont illustrées en figure III.11 :

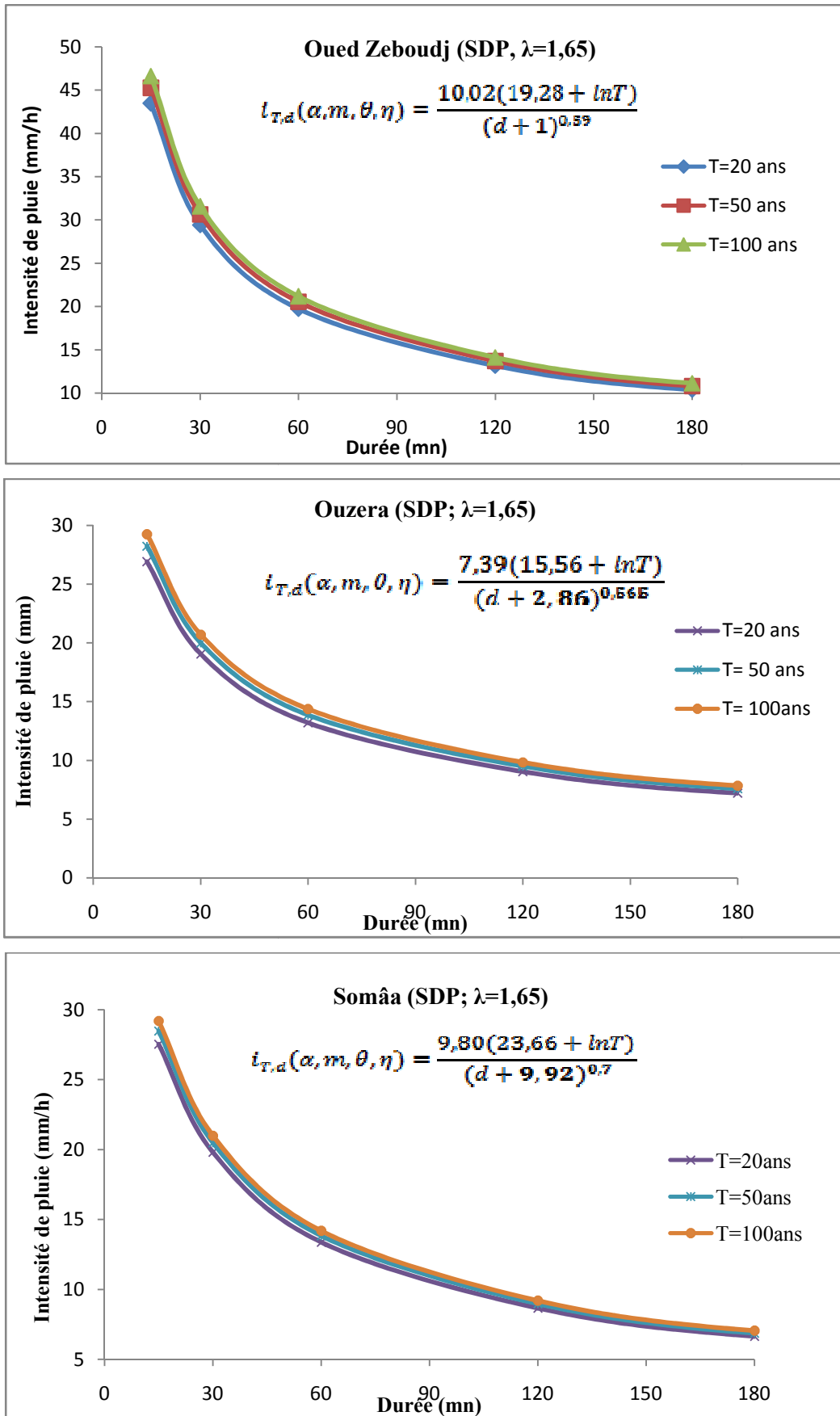


Figure III.11 : Courbes Intensité-Durée-Fréquence du Mazafran (Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis, SDP)

La figure III.11 présente des courbes IDF pour des périodes de retour de 20, 50 et 100 ans, des trois stations du bassin versant du Mazafran. Pour les petites durées d'agrégation, les courbes IDF présentent une courbure vers le haut très marquée. Aussi, les courbes IDF correspondant à différentes T sont très rapprochées. Le modèle des courbes IDF est établi pour une durée d'agrégation maximale de 3 heures.

5. Vérification de l'erreur

Après l'étape de détermination des courbes IDF par les deux méthodes, une épreuve sera faite entre les intensités obtenues pour chaque période de retour, afin de faire une comparaison et de choisir le modèle qui prend au mieux aux séries.

Une des façons la plus couramment utilisée pour faire ce genre de vérification est de calculer la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (root mean square error, $RMSE$) entre les quantiles (I_k ; modèle globale de koutsoyannis) et les quantiles (I ; méthode classique) à partir de l'ajustement de la FDP sous-jacente.

$$rRMSE = \sqrt{\frac{1}{P} \sum \left(\frac{I_k - I}{I} \right)^2} \quad (\text{III.17})$$

Pour des échantillons de même taille, l'erreur quadratique entre quantiles estimés et théoriques peut être deux à trois fois plus faible en utilisant un échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil (Lang, 1995).

Tableau III.26 : Erreurs quadratiques (%) des stations du Mazafran ($rRMSE$)

T (ans)			
Stations	20	50	100
O.Zeboudj	41,50	48,15	52,02
Ouzera	39,39	45,49	49,13
Somâa	60,64	64,55	66,87

Le tableau III.26 donne des valeurs des erreurs quadratiques entre les quantiles estimés par les deux méthodes appliquées sur les séries SDP (méthode classique et méthode fréquentielle de Koutsoyiannis). Ces valeurs sont importantes surtout pour la station de Somâa qui présente une erreur comprise entre 60 et 66%. La figure III.12 représente l'évolution de cette erreur suivant les différentes périodes de retour.

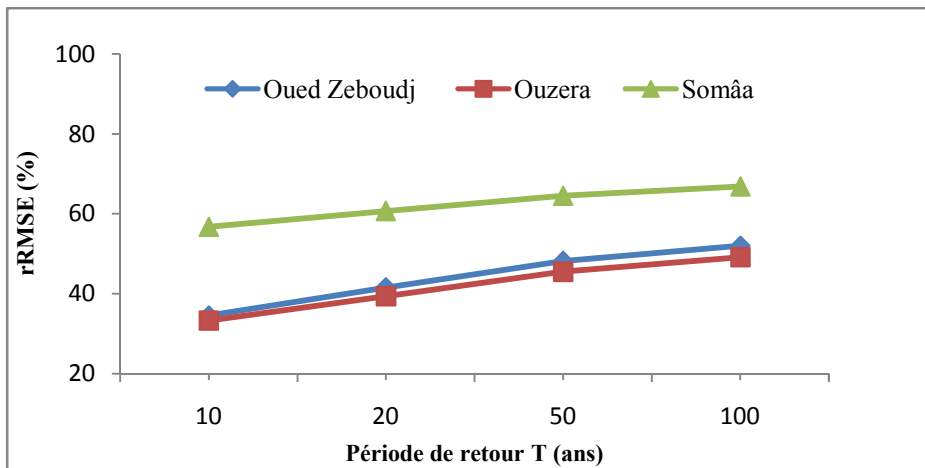


Figure III.12 : Erreur quadratique (méthode classique et méthode de Koutsoyiannis)

Il ressort, donc, que l'erreur quadratique pour toutes les périodes de retour des stations considérées dépasse 30% et arrive jusqu'à 66%, donc une grande convergence entre les estimations est révélée. Cette convergence augmente avec la période de retour. Pour les deux stations ; Oued Zeboudj et Ouzera, elles ont presque les mêmes valeurs de $rRMSE$ (entre 40% et 50%). La station de Somâa présente des valeurs plus importantes (jusqu'à 66%), cette erreur revient à la taille réduite de la série utilisée. Donc, les estimations du modèle globale de Koutsoyiannis appliqué sur les SDP ne sont pas satisfaisantes en comparant avec les estimations (les quantiles) obtenues par la méthode classique vue l'utilisation d'une seule série globale pour toutes les durées d'agrégation.

Conclusion

Les méthodes utilisées peuvent être regroupées en deux catégories : la méthode classique et la méthode fréquentielle de koutsoyiannis.

L'homogénéité des enregistrements pluviométriques annuels a été vérifiée. Le test de wilcoxon est systématiquement utilisé pour vérifier l'homogénéité pour un seuil de signification de 95% car c'est le plus puissant des tests non paramétriques. L'application de ce dernier montre que les données pluviométriques des trois stations sont homogènes.

Les données pluviographiques ont été manipulées pour l'établissement des courbes IDF et leurs modélisations par différentes méthodes basées sur les séries (SMA et SDP), ces deux séries sont extraites à partir des séries complètes (SDC).

La méthodologie d'établissement des courbes IDF est basée sur l'utilisation du modèle statistique de Gumbel et Log normal pour la modélisation des maxima annuels

(SMA) des précipitations dans la région étudiée. Généralement, l'indépendance des valeurs d'une SMA est garantie, et il n'est pas utile de l'étudier, du fait de la structure même de la série (série constituée d'une seule valeur par année), il ne peut a priori exister de dépendance entre deux valeurs successives. Par contre une approche de type SDP permet d'inclure dans l'analyse un très grand nombre d'événements extrêmes, qui ne l'auraient pas été dans une SMA. Le choix définitif de la SDP à utiliser ($\lambda=1 ; 1,65 ; 3,5$ et 6), est fonction de la meilleure adéquation possible des SDP qui auront été considérées comme identiquement distribuées, l'indépendance d'une SDP a systématiquement fait l'objet d'un contrôle (test d'autocorrélation de Spearman).

Le test de Chi-carré est appliqué pour vérifier l'adéquation (pour une même FDP) sur chaque groupe correspondant à une durée d'agrégation. L'analyse des données a montré que la loi Exponentielle à deux paramètres est la distribution la plus adéquate. La série de données de précipitations maximales correspond au nombre de dépassement annuel $\lambda=1,65$ a été retenue pour en déduire les courbes IDF caractérisant le bassin versant du Mazafran (valeur minimale Chi-carré).

La deuxième méthodologie retenue pour l'établissement des courbes IDF est celle avancée par Koutsoyiannis où la relation des courbes IDF découle explicitement de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente (Exponentielle), et ses paramètres (α et m) sont estimés globalement, sur cinq durées d'agrégation (de 15 à 180 min), par la méthode d'estimation robuste.

Les erreurs quadratiques entre les quantiles estimés par les deux méthodes appliquées sur les séries SDP (méthode classique et méthode fréquentielle de Koutsoyiannis) ont été calculées, ces valeurs sont importantes surtout pour la station de Somâa. Les plus employées restent de loin les méthodes classiques, malgré les larges incertitudes associées aux quantiles extrêmes dues à des séries d'observations souvent courtes et au problème de représentativité des échantillons étudiés.

Chapitre IV :

Analyse du transport solide

Chapitre IV : Analyse du transport solide

Introduction

L'étude de l'impact des événements extrêmes sur le transport des sédiments est essentielle, car c'est ce processus qui relie le plus directement la morphologie du cours d'eau à l'hydraulique de la rivière. Dans ce chapitre, une étude synthétique sera abordée sur le phénomène du transport solide en suspension, permettant de connaître les processus élémentaires et les facteurs influençant l'érosion hydrique ainsi qu'une estimation du flux de sédiments véhiculés par les oueds du bassin versant du Mazafran à différentes échelles temporelles. L'objectif de cette étude est d'obtenir une représentation globale de la forme et des caractéristiques moyennes et maximales des crues observées, afin de quantifier l'impact de ces derniers sur l'écoulement solide sur l'ensemble du bassin versant étudié.

La présentation du chapitre sera axée sur :

- Détermination des processus hydrologiques, leur fonctionnement et leur impact sur la variabilité spatio-temporelle des écoulements à l'échelle du bassin versant.
- Étude des mécanismes de l'érosion hydrique et évaluation des quantités de sédiments transportés.
- Adopter un modèle statistique de calcul reliant les variables et les paramètres qui régissent le phénomène du transport solide.

IV.1. Réseau hydrographique du Mazafran

Le bassin versant de Mazafran dispose d'un chevelu hydrographique assez dense qui s'organise autour de quatre oueds principaux, Djer, Bouroumi, Chiffa et Mazafran. Le chevelu des trois sous bassins prend leur source dans l'Atlas et traverse perpendiculairement la plaine avant de se rejoindre vers l'aval pour former l'oued Mazafran qui franchit le Sahel, avant de se jeter à la mer. Le réseau hydrométrique de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques permet d'évaluer correctement les principaux écoulements superficiels, les caractéristiques des stations hydrométriques de ce réseau sont consignées au tableau IV.1 :

Tableau IV.1 : Caractéristiques des stations hydrométriques du bassin versant du Mazafran

Code	Nom	Oued	X (km ²)	Y (km ²)	Z (m)	Surface (km ²)	Mise en service	Etat	Apport interannuel (Hm ³)
021006	Bou medfaa	Djer	483,5	343,3	1 530(200-543)	336	1 969	NOP	-
021007	El affroun	Djer	490,4	350,7	1 530(100-513)	395	1 969	OP	35,3
021011	Attatba	Bouroumi	498,6	362,8	1 530(40-469)	680	1 969	OP	78,3
021126	Amont des gorges- Chiffa	Chiffa	506,1	342,3	1 629(290-833)	316	1 969	OP	78,2
021201	Fer à cheval	Mazafran	510,0	372,2	1 629(10-446)	1900	1945	OP	185,6

*OP : opérationnelle, NOP : non opérationnelle

(source : ANRH Blida)

Pour aborder le problème, une étude de l'écoulement du bassin versant du Mazafran sera basée sur les données des débits liquides instantanés relatives à la station de Attatba (021011) de l'Oued Bouroumi, la station Amont des gorges (021126) de l'Oued Chiffa et à la station Fer à cheval (021201) de l'Oued Mazafran. Ces données sont fournies par l'ANRH de Blida.

IV.2. Données nécessaires

Le tableau IV.2 présente les périodes d'observation des débits liquides journaliers (Q_j) et les concentrations en MES (C) de la région d'étude. Nous disposons des séries de débits liquides journaliers et mensuels sur la période 1981-2011 pour la station d'Attatba, la période 1969-2006 pour la station de Chiffa et sur la période 1981-2011 pour la station de Fer à cheval.

Tableau IV.2 : Périodes d'observation des débits liquides journaliers et concentrations

Station	Début	Fin	Nombre d'années	Nombre de valeurs (Q_j et C)
Attatba	1981	2011	22	1933
Chiffa	1969	2007	28	1805
Fer à cheval	1981	2011	25	1836

L'évaluation des quantités transportées se fait par deux types d'actions :

□ L'évaluation des taux d'envasement des barrages, qui est un moyen permettant l'obtention des valeurs globales sur l'importance du transport solide par les oueds barrés. Cette méthode prend en considération les quantités transportées, ce qui élimine les erreurs sur les relevés.

□ La mesure de la turbidité aux stations hydrométriques : Cette méthode se fait par des mesures instantanées relatives aux transports en suspension et elle permet, grâce aux

mesures instantanées, une étude de variation temporelle du phénomène, ainsi que l'influence des facteurs climatiques et morphométriques sur elle.

IV.3. Analyse des débits

IV.3.1. Étude des écoulements annuels

Appartenant à une région semi-aride voire aride du nord-africain, les cours d'eau de l'Algérie du nord semblent être caractérisés par un régime hydrologique très irrégulier (Tableau IV.3). Ils peuvent être soit pérennes soit intermittents ou bien éphémères (Davies *et al.*, 1994). Cette classification a été dictée par le taux moyen de l'écoulement journalier qui est le rapport des jours où l'Oued est en écoulement aux jours de l'année hydrologique.

Cet écoulement dépend essentiellement de la distribution des précipitations et de leur intensité, mais il est fonction également du relief du bassin versant et de ses caractéristiques physico-géologiques. Pour ce type d'Oued, les apports liquides à fréquence rare sont, pour la plupart, à caractère localisé et se produisent sous forme d'averses violentes et intenses (Esteinne et Godard, 1970); (Demmak, 1982) ; (Achite et Ouillon, 2007).

Tableau IV.3 : Valeurs caractéristiques des modules du bassin versant du Mazafran

Sous bassin	Surface (km ²)	Station	Maximum (m ³ /s)	Minimum (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Nbre d'années>moy	Coef de variation	Module spécifique (l/s/km ²)
O.DjerBouroumi	899,3	Attatba	325,80	0,00	1,45	7	0,81	1,61
O. Chiffa	585,0	Chiffa	543,12	0,00	2,41	7	0,84	4,12
O. Mazafran	427,5	Fer à Cheval	412,05	0,00	3,53	11	0,81	3,39

La figure IV.1 illustre les valeurs caractéristiques des débits du bassin versant du Mazafran.

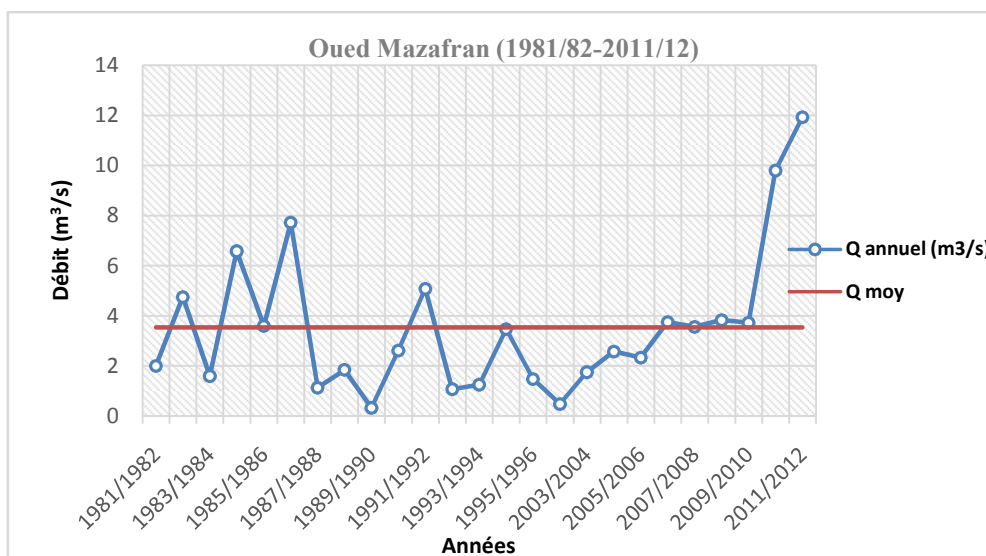
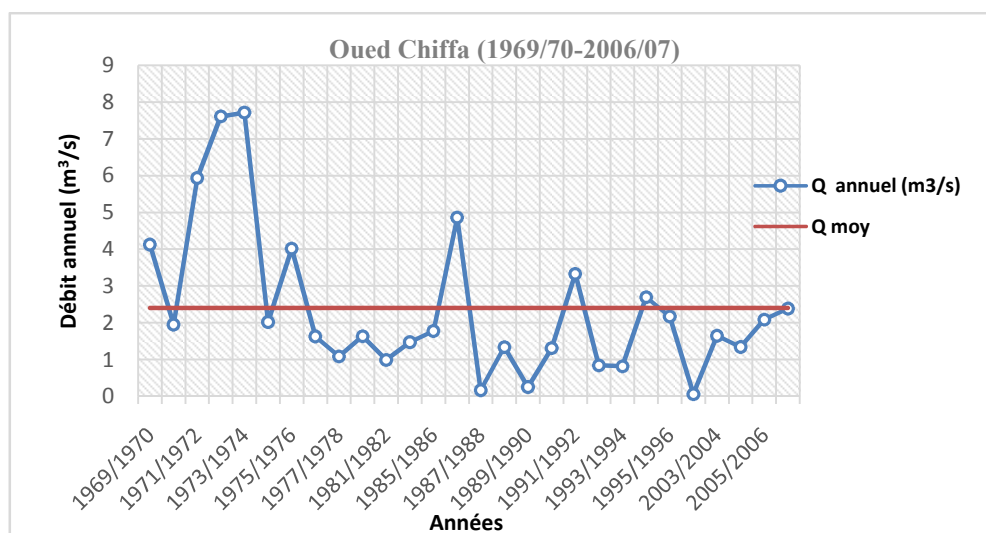
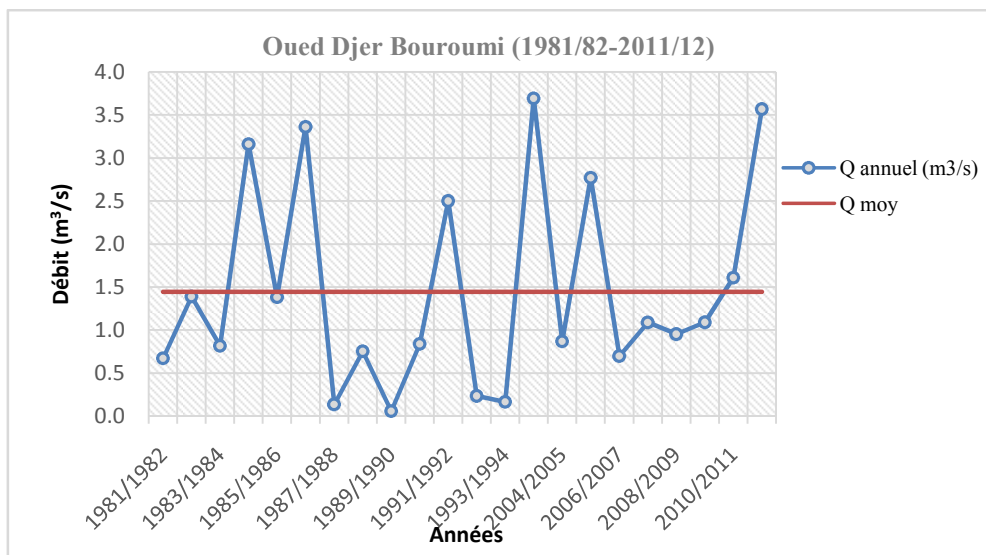


Figure IV.1 : Variation inter annuelle des débits des oueds du bassin versant du Mazafran

La figure IV.1 représente les courbes de variation inter annuelle des modules dans le bassin d'étude. Une forte fluctuation des débits est observée d'une année à une autre. Il est à remarquer aussi, qu'une baisse significative des apports liquides drainés par les oueds lors de la fin des années 80 jusqu'au début des années 90 de notre série d'observation, causant ainsi une deuxième séquence de déficit pluviométrique dans cette région (de 87/88 à 93/94 pour la station Attatba, de 76/77 à 90/91 pour la station Chiffa et de 87/88 à 2005/06 pour la station Fer à cheval). L'année la plus sèche était 89/90 pour les trois stations étudiées avec un débit de $0.05 \text{ m}^3/\text{s}$ (Attatba), $0.17 \text{ m}^3/\text{s}$ (Chiffa) et $0.33 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fer à cheval). Cette situation est le résultat de la tendance climatique sèche qu'a connu le territoire algérien depuis les années 80.

IV.3.2. Irrégularité inter annuelle des modules (Hydraulicité)

L'irrégularité inter annuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'hydraulicité, c'est à dire le rapport du débit d'une année particulière Q_i au débit moyen d'une longue série d'observation (Q_{moy}). Les résultats sont mentionnés au tableau IV.4 sachant que les rapports qui sont supérieurs à 1 présentent les années humides alors que le reste présente les années sèches :

Tableau IV.4 : Hydraulicité des oueds du bassin versant du Mazafran

Attatba		Chiffa		Fer à Cheval	
Année	Q_i/Q_{moy}	Année	Q_i/Q_{moy}	Année	Q_i/Q_{moy}
1981/1982	0,46	1969/1970	1,72	1981/1982	0,57
1982/1983	0,96	1970/1971	0,81	1982/1983	1,35
1983/1984	0,56	1971/1972	2,47	1983/1984	0,45
1984/1985	2,19	1972/1973	3,16	1984/1985	1,86
1985/1986	0,96	1973/1974	3,21	1985/1986	1,02
1986/1987	2,33	1974/1975	0,84	1986/1987	2,19
1987/1988	0,09	1975/1976	1,67	1987/1988	0,32
1988/1989	0,52	1976/1977	0,68	1988/1989	0,52
1989/1990	0,04	1977/1978	0,45	1989/1990	0,09
1990/1991	0,58	1980/1981	0,68	1990/1991	0,74
1991/1992	1,73	1981/1982	0,41	1991/1992	1,44
1992/1993	0,16	1982/1983	0,61	1992/1993	0,31
1993/1994	0,11	1985/1986	0,74	1993/1994	0,36
2003/2004	2,56	1986/1987	2,02	1994/1995	0,98
2004/2005	0,60	1987/1988	0,07	1995/1996	0,42
2005/2006	1,92	1988/1989	0,56	1996/1997	0,14
2006/2007	0,48	1989/1990	0,11	2003/2004	0,50
2007/2008	0,75	1990/1991	0,55	2004/2005	0,73
2008/2009	0,66	1991/1992	1,39	2005/2006	0,66
2009/2010	0,75	1992/1993	0,35	2006/2007	1,06
2010/2011	1,11	1993/1994	0,34	2007/2008	1,01
2011/2012	2,47	1994/1995	1,12	2008/2009	1,09
*	*	1995/1996	0,90	2009/2010	1,06
*	*	1996/1997	0,03	2010/2011	2,78
*	*	2003/2004	0,69	2011/2012	3,38
*	*	2004/2005	0,56	*	*
*	*	2005/2006	0,87	*	*
*	*	2006/2007	0,99	*	*

*Pas d'enregistrements

D'après le Tableau IV.4, l'année 2011/12 était l'année la plus humide sur le territoire étudié avec une hydraulicité de 2,47 et 3,38 à Attatba et Fer à cheval respectivement, tandis que l'année la plus déficitaire était l'année 1987/88 avec une hydraulicité quasiment nulle de l'ordre de 0,09 et 0,07 à Attatba et Chiffa respectivement, et l'année 1989/90 avec une hydraulicité de 0,09.

Ces résultats sont illustrés en figure IV.2.

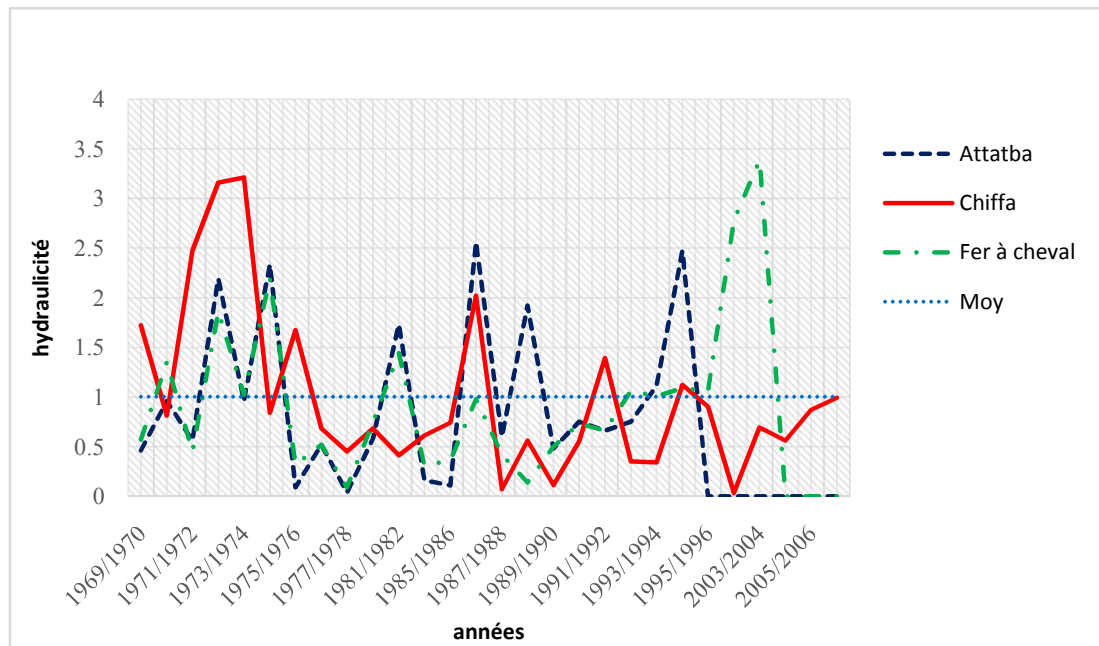


Figure IV.2 : Variation de l'hydraulicité des sous bassins versants du Mazafran

Les courbes des variations interannuelles des modules (Fig.IV.2), montrent de fortes fluctuations de débits d'une année à l'autre ainsi qu'une indigence quasi-générale de l'écoulement pendant ces vingt dernières années en témoignant les valeurs de l'hydraulicité qui sont en majorité inférieures à la moyenne annuelle (Tableau IV.4)

En effet, plus de 50% des années hydrologiques sont déficitaires. Ce fait, confirme l'hypothèse formulée au chapitre précédent quant à la tendance climatique "sèche" de ces deux dernières décennies. Certaines valeurs des modules annuels sont élevées, conséquence aux fortes crues de saison froide qu'avaient connue ces bassins.

IV.3.3. Ressources annuelles en eau de surface disponibles

L'apport annuel moyen des sous bassins versants, selon la série étudiée, est donné au tableau IV. 5.

Tableau IV.5 : Évaluation de l'apport total moyen annuel écoulé et ses extrêmes

Station	Attatba	Chiffa	Fer à cheval
Apport moyen (hm³)	40,70	75,54	110,69
Max (hm³)	116,45	243,57	371,96
Min (hm³)	1,79	2,06	10,46

L'apport annuel moyen n'a, cependant, qu'une signification théorique en raison de la forte variabilité inter annuelle de l'écoulement superficiel mise en lumière par les valeurs de l'hydraulicité et du coefficient de variation.

IV.3.4. Débits moyens mensuels et saisonniers : Coefficients Mensuels de Débits (CMD)

L'analyse des débits moyens mensuels permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leurs variations inter annuelles ou inter saisonnières. Ces régimes peuvent être traduits par divers critères numériques et graphiques parmi lesquels on retiendra, principalement les Coefficients Mensuels de Débits (CMD).

Les coefficients mensuels ou rapports des débits moyens mensuels au module de la période considérée, pris pour l'unité, ont l'avantage de permettre la comparaison des variations saisonnières du régime des cours d'eau de débits très différents. Les CMD inférieurs à l'unité correspondent aux mois de basses eaux et les CMD supérieures à l'unité représentent les mois de hautes eaux (Tableau IV.6).

Tableau IV.6 : Répartition des débits mensuels (m³/s)

Oued Bouroumi													
Mois	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	aout	annuel
Moy	0,07	0,65	0,98	2,05	2,20	3,45	3,37	1,62	0,91	0,13	0,03	0,02	1,45
CMD	0,05	0,45	0,68	1,42	1,52	2,39	2,33	1,12	0,63	0,09	0,02	0,01	-
Max	36,3	276,0	92,2	194,2	325,8	233,3	219,0	95,20	117,0	5,25	0,55	0,21	325,8
Min	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
σ	0,14	1,89	2,27	2,97	3,03	5,06	3,57	2,66	1,46	0,18	0,06	0,05	1,18
CV	1,88	2,93	2,31	1,45	1,37	1,47	1,06	1,64	1,60	1,41	1,84	2,41	0,81
Oued Chiffa													
Moy	0,21	0,46	1,01	3,29	4,96	6,43	6,65	3,42	1,64	0,47	0,22	0,11	2,41
CMD	0,09	0,19	0,42	1,37	2,06	2,67	2,76	1,42	0,68	0,20	0,09	0,04	-
Max	10,21	42,85	187,60	111,63	220,33	131,35	543,12	117,76	96,57	3,14	6,58	0,75	543,12
Min	0,00	0,10	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
σ	0,22	0,66	1,71	4,79	6,51	9,17	10,05	4,54	1,52	0,40	0,18	0,11	2,03
CV	1,06	1,43	1,70	1,46	1,31	1,43	1,51	1,33	0,93	0,85	0,83	0,99	0,84
Oued Mazafran													
Moy	0,30	1,38	2,37	4,45	5,92	9,28	10,07	4,73	2,88	0,66	0,22	0,16	3,53
CMD	0,08	0,39	0,67	1,26	1,67	2,63	2,85	1,34	0,82	0,19	0,06	0,04	-
Max	17,90	346,71	398,49	305,20	362,0	361,76	412,05	334,72	221,55	25,83	11,00	8,96	412,05
Min	0,00	0,01	0,10	0,10	0,12	0,00	0,25	0,16	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
σ	0,29	3,38	3,92	5,96	6,49	13,22	10,65	8,44	5,59	1,11	0,14	0,15	2,86
CV	0,98	2,45	1,66	1,34	1,10	1,42	1,06	1,79	1,94	1,69	0,67	0,98	0,81

Moy : débit moyen (m³/s), *CMD* : coefficient mensuel de débit, *Max* : débit maximum du mois, *Min* : débit minimum du mois, *σ* : écart type, *Cv* : coefficient de variation

Ces répartitions des débits ont été représentées par des histogrammes (Fig.IV.3) :

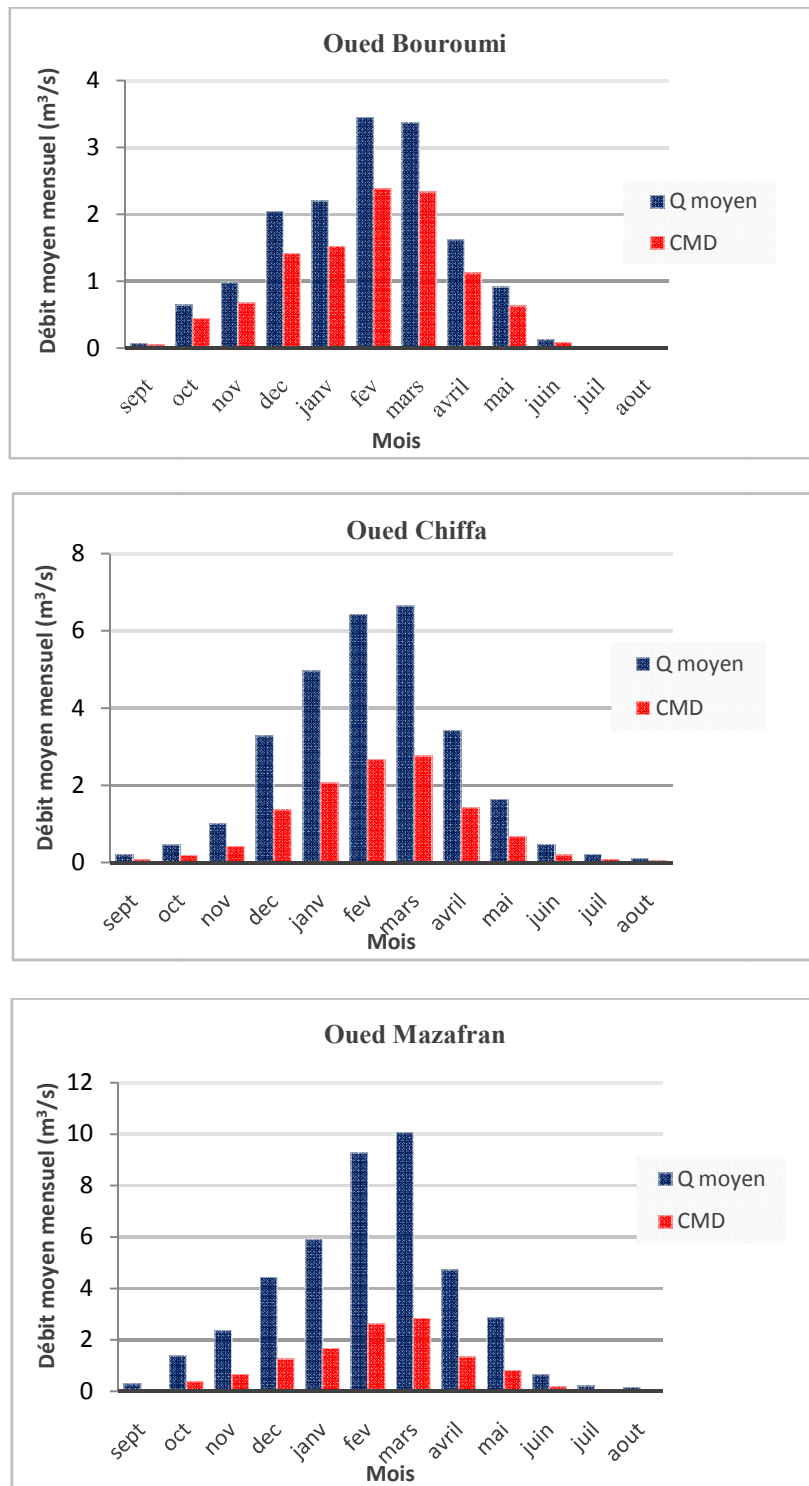


Figure IV.3 : Variations des débits moyens mensuels des oueds du bassin versant du Mazafran

L'examen du tableau IV.6 et les histogrammes de la figure IV.3, montrent que les maxima mensuels sont observés au mois de Janvier, Février et Mars pour toutes les stations, alors que les minima mensuels sont enregistrés au mois de Juin jusqu'au mois de

Septembre et parfois même au mois de Décembre (Chiffa) et Février (Fer à cheval), ce minimum est précoce pour la station d'Attatba où il est observé dès le mois de Mai.

IV.3.5. Débits moyens journaliers

L'étude du régime fluvial, à l'échelle journalière, mérite une analyse car les oueds subissent des variations journalières importantes. Nous possédons une chronique des débits moyens journaliers s'étalant de :

- 1981/82 à 1993/94 et de 2003/04 à 2011/12 pour Oued Djer Bouroumi à Attatba,
- 1969/70 à 1996/97 et de 2003/04 à 2006/07 pour Oued Chiffa à l'amont des gorges-Chiffa
- 1981/82 à 1996/1997 et de 2003/04 à 2011/12 pour Oued Mazafran à Fer à cheval.

En se basant sur les valeurs de l'hydraulicité calculées (Tableau IV.4) pour les trois sous bassins versant du Mazafran, une différenciation entre les années humides, sèches et normales a été faite. Cela a permis d'étudier la variation des débits à l'échelle journalière montré en figures IV.4, IV.5 et IV.6.

➤ Année humide

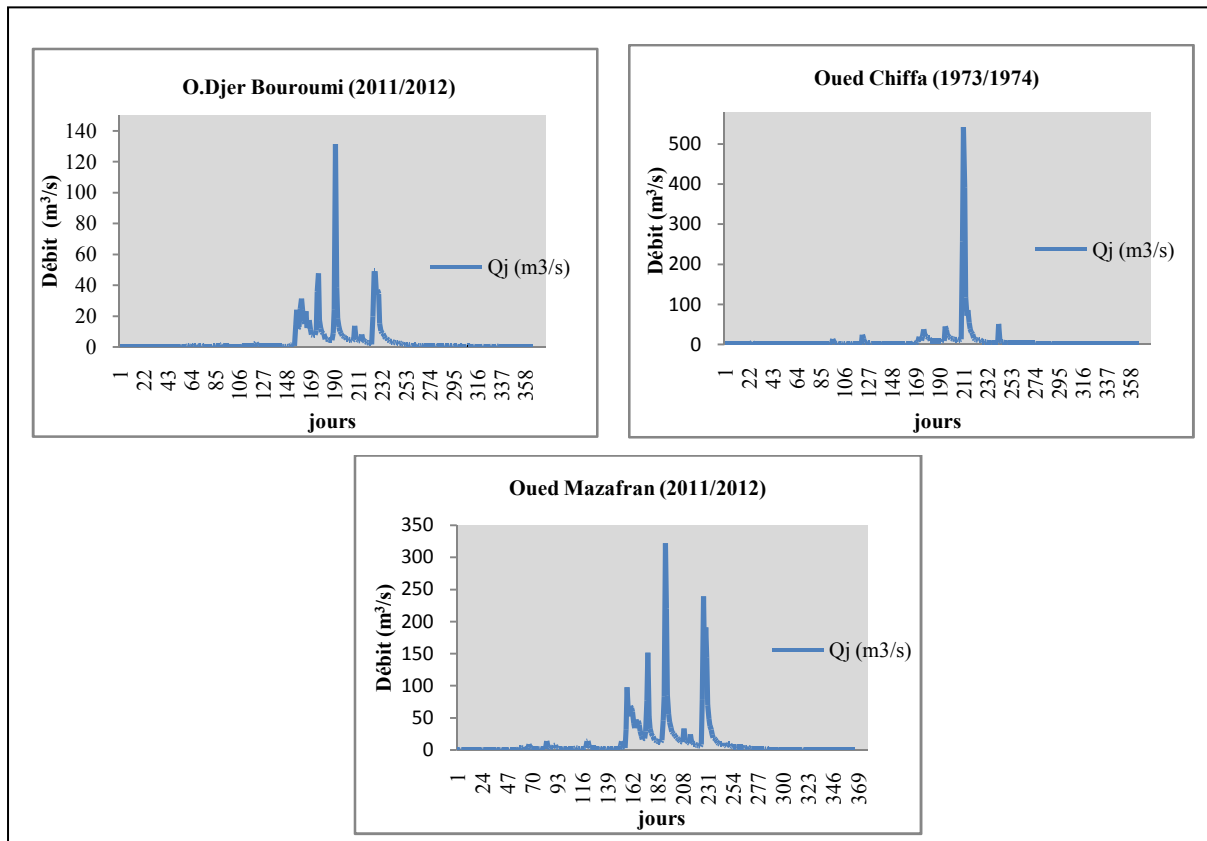


Figure IV.4 : Variations journalières des débits des oueds du Mazafran (Année humide)

➤ Année normale

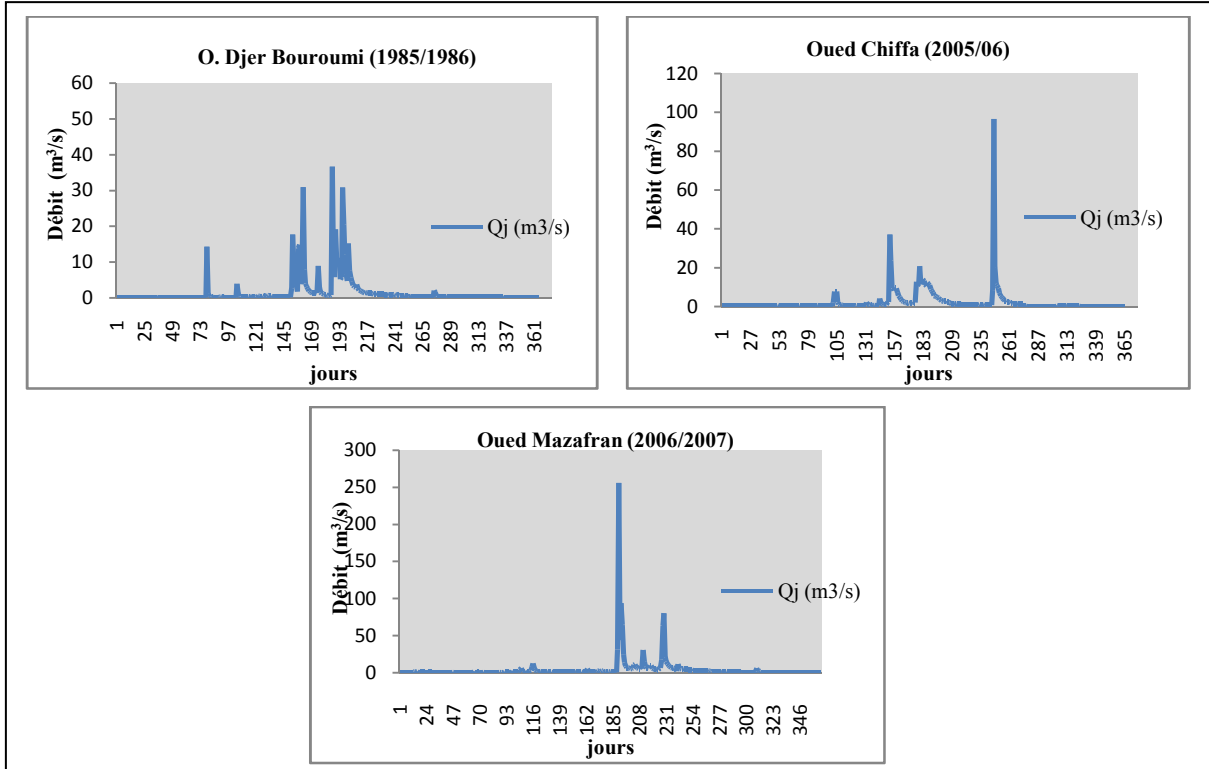


Figure IV.5 : Variations journalières des débits des oueds du Mazafran (Année normale)

➤ Année sèche

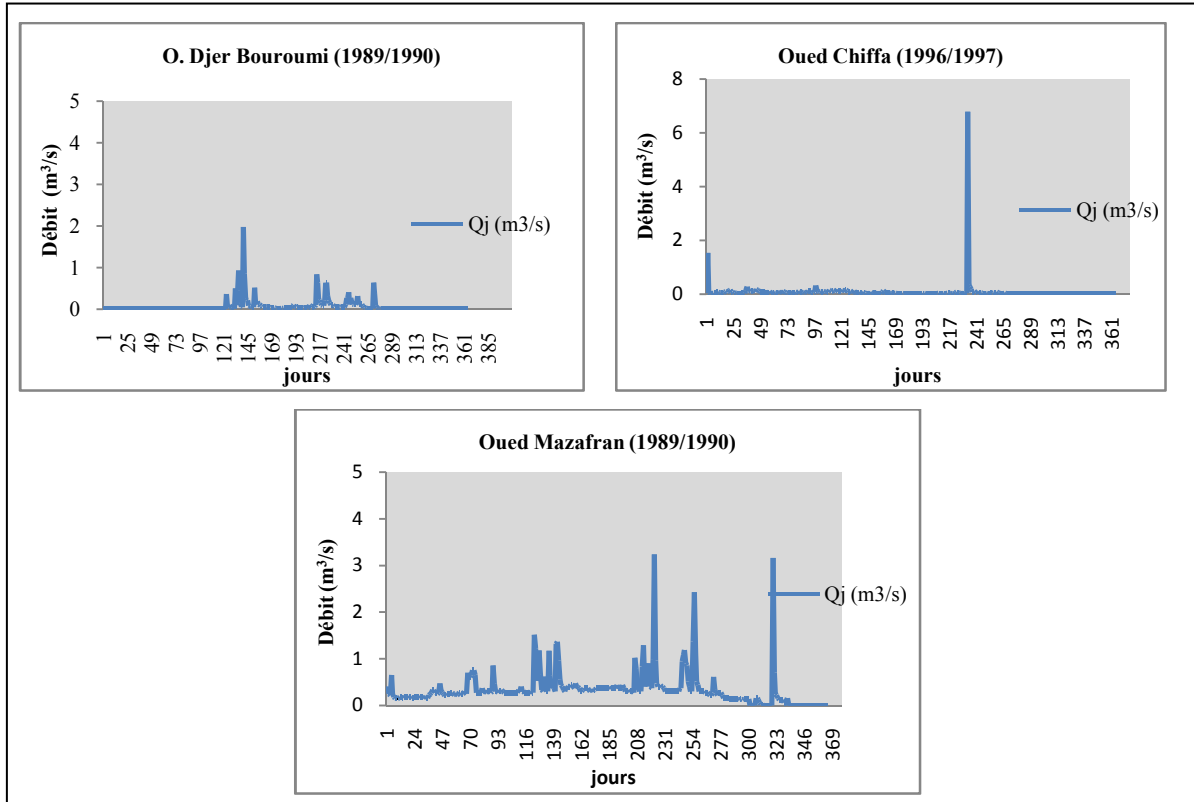


Figure IV.6 : Variations journalières des débits des oueds du Mazafran (Année sèche)

D'une façon générale, les variations journalières des débits présentées aux figures IV.4, IV.5 et IV.6 sont brutales au niveau des trois sous bassins, ceci est lié en grande partie au rôle du couvert végétal. En effet, les formations imperméables du Mazafran gèrent l'infiltration qui, à son tour, semble régulariser l'écoulement de surface.

IV.3.6. Courbes des débits classés

Pour mieux visualiser les variations journalières, nous avons établi les courbes des débits classés des trois stations. Ces courbes identifient sur laquelle certains débits caractéristiques égalés ou dépassés, à savoir (Touaïbia, 2004) :

- Débit Caractéristique d'Étiage (DCE) : débit égalé ou dépassé pendant 355 jours de l'année, il est toujours plus élevé ou égale que le débit absolu (Q_{min}) d'étiage le plus faible survenu au cours de la période d'observation.
- DC1, DC3, DC6, DC9 : débits caractéristiques égalés ou dépassés respectivement pendant 1, 3, 6 et 9 mois de l'année.
- Débit Caractéristique Maximal (DCM) : débit égalé ou dépassé pendant 10 jours de l'année.

Ces différents débits caractéristiques sont indiqués au tableau IV.7.

Tableau IV.7: Débits caractéristiques des oueds du bassin versant du Mazafran (m^3/s)

	Années	Q max	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE	Q min
O. DjerBouroumi	Humide (2011/2012)	131,51	31,22	11,86	2,40	0,34	0,21	0,06	0,03
	Normale(1985/1986)	36,63	13,83	3,88	0,74	0,16	0,03	0,00	0,00
	Sèche (1989/1990)	1,98	0,50	0,15	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
O. Chiffa	Humide (1973/1974)	543,12	38,96	14,00	3,98	1,09	0,31	0,22	0,18
	Normale(2005/2006)	96,57	12,28	7,73	1,58	0,39	0,23	0,07	0,07
	Sèche (1996/1997)	6,78	0,15	0,10	0,08	0,03	0,01	0,00	0,00
O. Mazafran	Humide (2011/2012)	322,50	83,98	35,23	9,08	2,05	0,57	0,22	0,08
	Normale(2006/2007)	256,11	24,11	7,22	2,74	0,67	0,26	0,17	0,10
	Sèche (1989/1990)	3,24	1,18	0,70	0,37	0,27	0,16	0,00	0,00

La représentation graphique et donnée en figure IV.7.

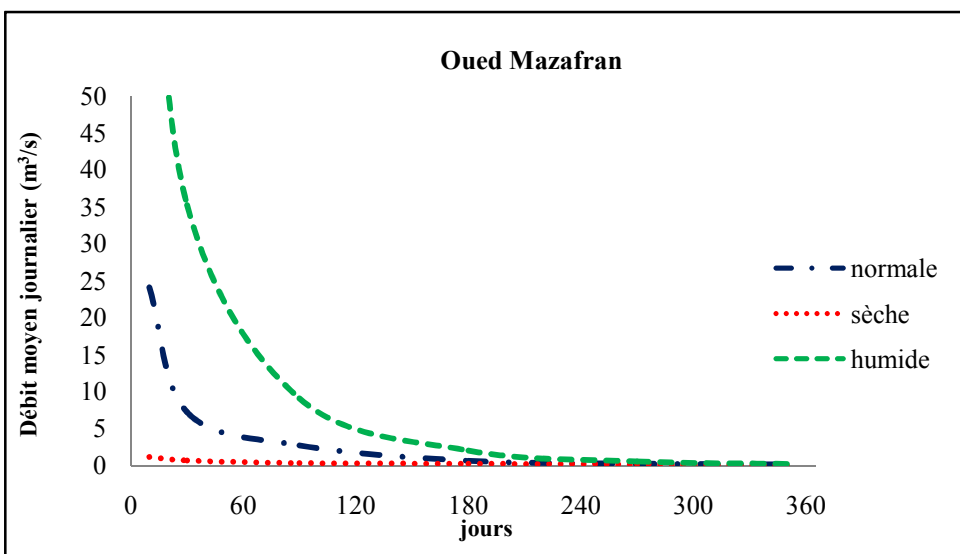
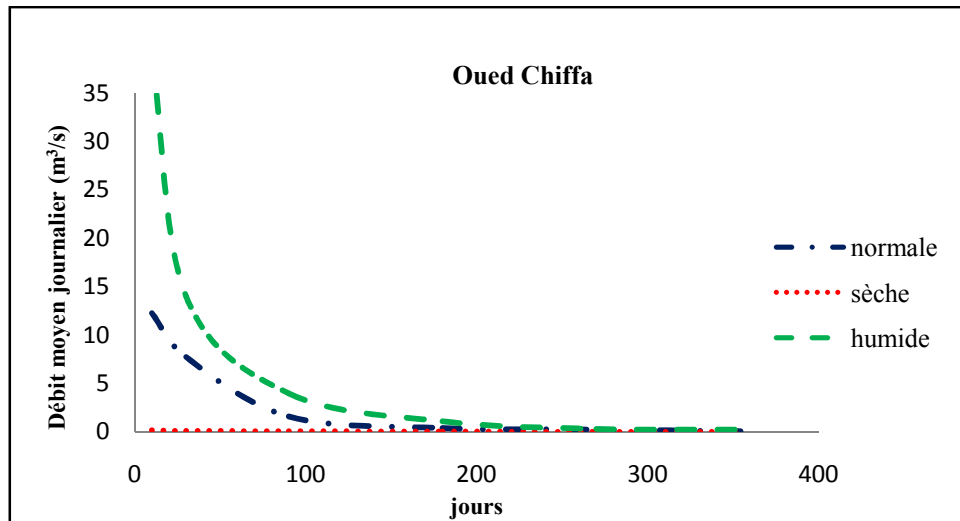
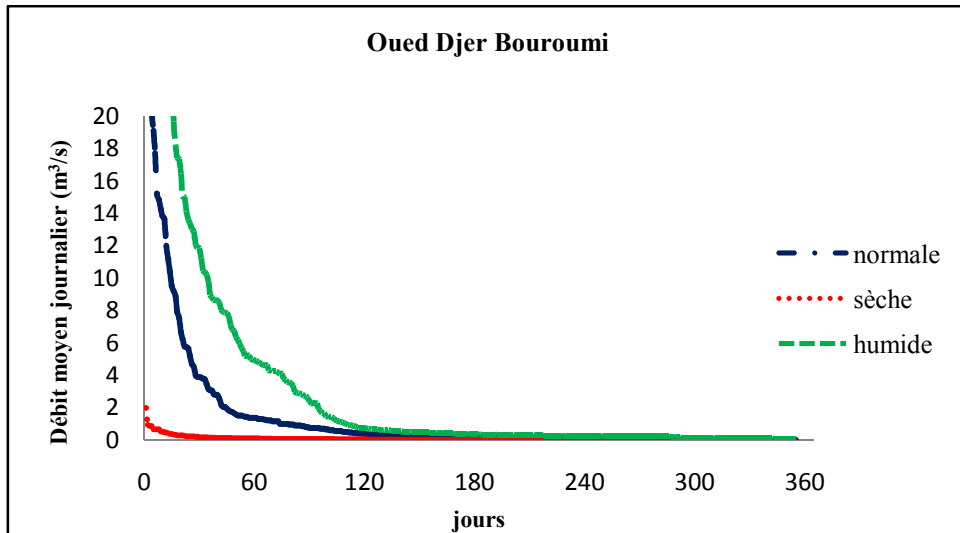


Figure IV.7 : Courbes des débits classés des oueds du bassin versant du Mazafran

L'allure générale des courbes des débits classés journaliers (Fig.IV.7) laisse apparaître une concavité très prononcée qui traduit l'immodération du régime. Sur le graphe la concavité très marquée de la courbe des débits classés journaliers ainsi que les valeurs caractéristiques des débits dépassés pour différentes périodes attestent de l'importance des irrégularités des écoulements de surfaces de l'oued Mazafran et de ses affluents.

IV.3.7. Étude des débits extrêmes

Les deux valeurs extrêmes que peut atteindre le débit d'un cours d'eau continuellement et périodiquement sont souvent qualifiées débits de hautes eaux et débits de basses eaux. Ce sont les deux caractéristiques du régime d'écoulement auxquels nous nous intéressons. Elles ont de tout temps constitué une préoccupation majeure des hydrologues car elles constituent par leur ampleur, leur agressivité et de leurs impacts négatifs une contrainte sur les activités et une entrave pour le développement économique et social.

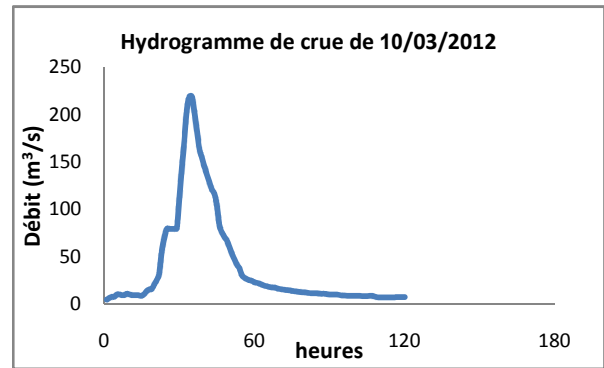
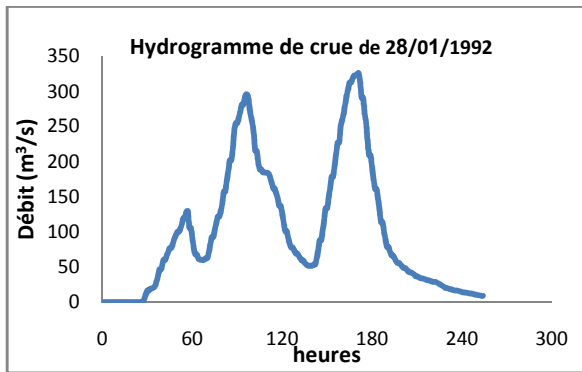
Les deux phénomènes sont bien visibles sur les graphiques, ils correspondent à des périodes de hautes eaux caractérisées par une succession de crues de différentes amplitudes séparées par des périodes où le déficit pluviométrique génère une succession d'années sèches et donc un débit quasiment nul.

IV.3.7.1. Débits des crues

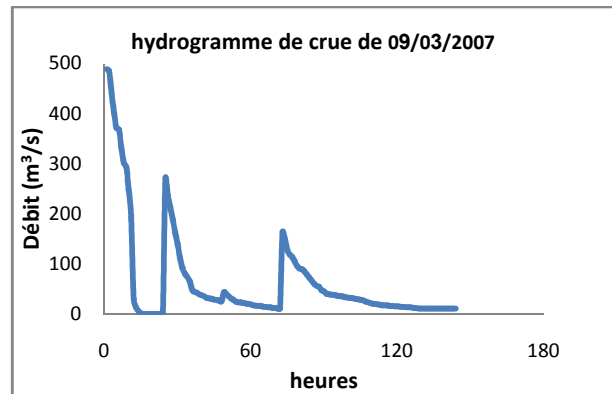
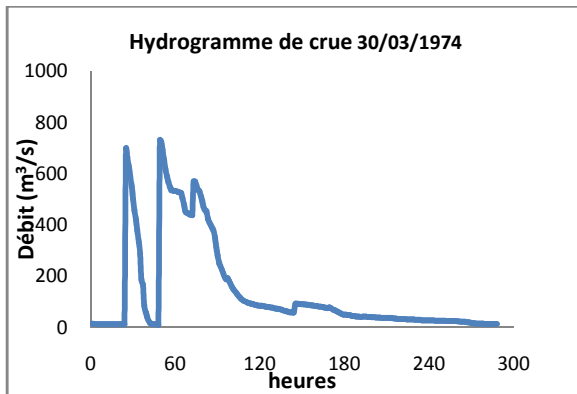
La crue d'un cours d'eau est une augmentation du débit liquide dans son lit, qui provoque une montée significative du niveau et éventuellement, suivant l'importance de la crue et la géométrie du lit, des débordements. Cet afflux d'eau peut se produire plus ou moins brutalement, affecter toute ou partie du réseau hydrographique et se propage selon diverses modalités de l'amont vers l'aval. Sur le graphe, la crue apparaît comme une augmentation brusque de la valeur du débit.

L'évolution de la crue obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse, sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par les paramètres morphométriques du bassin et par la densité du chevelu hydrographique. Parmi les crues les plus dévastatrices durant les dernières années dans le bassin versant du Mazafran, celles de Janvier et Février 1992, Mars 2007 et Mars 2012 que nous allons les comparer avec ceux des années 1970 à 1977. La figure IV.8 représente les Hydrogrammes des principales crues des oueds du bassin versant du Mazafran.

✓ **Oued Djer Bouroumi**



✓ **Oued Chiffa**



✓ **Oued Mazafran**

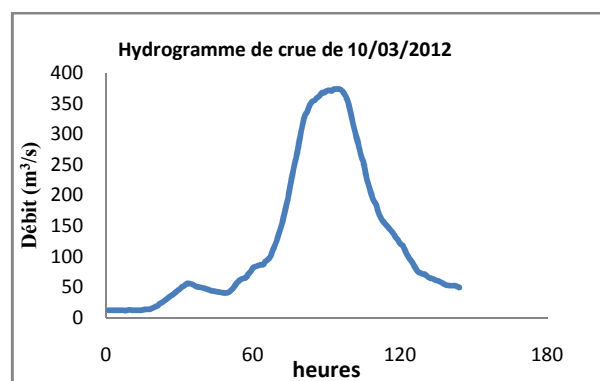
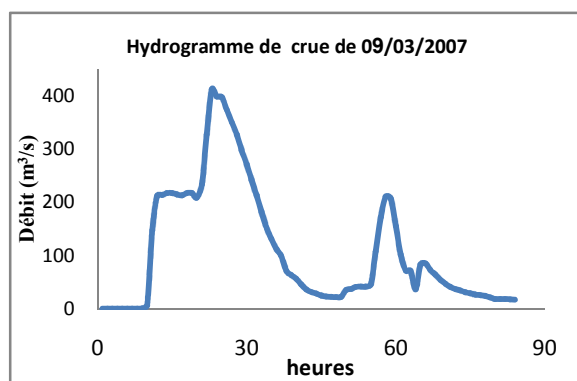


Figure IV.8 : Hydrogrammes de crues des stations du bassin versant du Mazafran

Les hydrogrammes relatifs aux crues sont intéressants dans la mesure où certains laissent apparaître deux montées ou plus des niveaux d'eau (Hydrogramme de crue de 25 à 29/01/1992 d'O.Djer Bouroumi), dues à des averses successives. Ces aspects mettent en évidence le caractère relativement durable des précipitations de saison froide.

IV.3.7.2. Débits d'étiages

D'une manière analogue, mais de l'autre côté extrême, le débit d'étiage d'un cours d'eau est la diminution du débit jusqu'à des valeurs très basses, caractérisant ainsi le régime d'écoulement pendant la saison sèche où l'alimentation n'est garantie seulement que par la vidange des nappes souterraines suite à un manque de précipitations. La persistance de ce phénomène et l'accentuation de son impact socio-économique et écologique peuvent induire de lourdes pertes aux différents secteurs d'utilisations et de consommations.

3.7.2.1. Débits d'étiage annuels

Il existe toute une série de définitions conventionnelles de l'étiage annuel d'un cours d'eau. Les résultats obtenus varieront en fonction des conventions appliquées :

- Débit mensuel du mois le plus sec de l'année
- Débit moyen des 30 jours, ou des 10 jours...consécutifs au cours desquels l'écoulement moyen a été le plus faible.

On évalue généralement les débits d'étiages de chaque année d'une série pluriannuelle pour calculer ensuite un débit d'étiage moyen interannuel.

3.7.2.2. Débits d'étiage saisonniers

Cette méthode convient particulièrement pour les bassins de la zone aride et semi-aride. Ces étiages se définissent conventionnellement comme l'étiage annuel :

- Soit le débit moyen mensuel le plus faible de chaque saison sèche
- Soit (de préférence) le débit moyen minimal de n jours (10, 30) consécutifs de chaque saison sèche

3.7.2.3. Débits journaliers minimaux mensuels (Méthode de Berkloff et Castany, 1967)

Ces deux auteurs ont estimé la valeur de l'écoulement souterrain en utilisant le débit journalier minimal de chaque mois d'une année, soit 12 valeurs de débit pour une année. La

même opération étant appliquée sur une série de n années, permet de calculer pour chaque mois une valeur de débit journalier minimal moyen, puis par moyenne arithmétique de ces 12 valeurs, d'obtenir un débit moyen assimilé conventionnellement à la valeur de l'écoulement souterrain moyen pendant la période envisagée. Le tableau IV.8 résume les débits moyens mensuels obtenus après l'application de cette dernière sur la série de données du bassin versant du Mazafran.

Tableau IV.8 : Débits moyens mensuels (m^3/s) d'étiage aux différentes stations

$Q_{min}(m^3/s)$	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	Aout
Attatba	0,16	1,21	1,40	3,09	3,26	4,45	4,99	2,10	1,31	0,15	0,03	0,02
Chiffa	0,24	0,60	1,39	3,34	5,71	7,40	8,03	3,91	1,85	0,48	0,23	0,11
Fer à cheval	0,42	2,12	3,47	6,22	7,85	10,93	13,08	5,91	3,48	0,73	0,25	0,18

Ces valeurs sont représentées en figure IV.9.

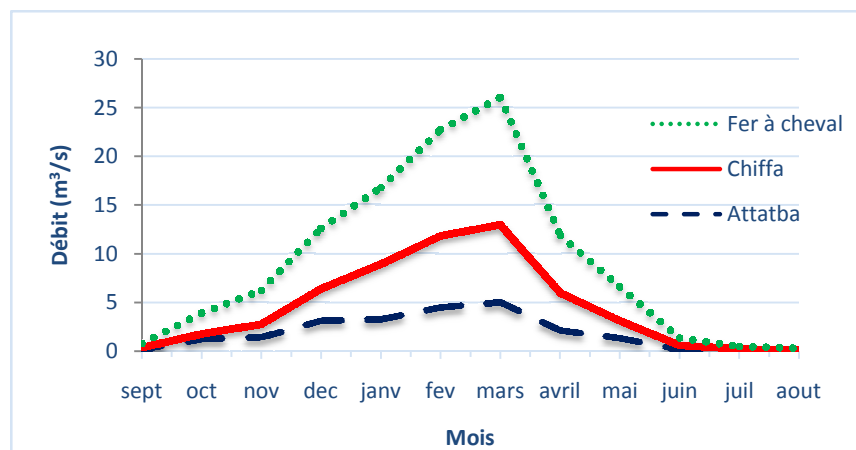


Figure IV.9 : Débits d'étiage des stations du bassin versant du Mazafran

D'une façon générale, les débits moyens mensuels connaissent un accroissement pendant les saisons humides d'automne, d'hiver et de printemps (mois de forte pluviosité), puis une diminution durant les mois secs. Les débits les plus soutenus sont en effet observés au cours des mois de décembre, janvier, février et mars, liés généralement aux pluies automnales.

En effet, 69% en moyenne des cumuls annuels de pluie sont observés au cours de ces quatre mois (Fig.IV.9). L'été est en général caractérisé par des étiages sévères au cours des mois de juin, juillet et août (Tableau IV.8). Bien que la saison d'hiver présente des cumuls de pluie importants, les débits moyens mensuels ne sont pas aussi soutenus qu'à l'automne. Ceci peut être expliqué par le fait que les pluies automnales se présentent généralement sous forme d'orages, générant des cumuls de pluie élevés et des crues violentes et soudaines. En cette saison, le sol sec

est favorable au ruissellement superficiel, tandis que l'infiltration est plus importante et le coefficient d'écoulement plus faible en hiver.

Il est important de déterminer, pour chaque station, le débit mensuel d'étiage et le débit spécifique exprimé respectivement en (m^3/s) et en ($l/s/km^2$) sachant que toutes les valeurs minimales des débits ont été enregistrées au mois d'Août (Tableau IV.9).

Tableau IV.9 : Débits moyens d'étiage Q (m^3/s) et débit spécifique q ($l/s/km^2$) aux oueds du Mazafran

	O. DjerBouroumi	O. Chiffa	O. Mazafran
Etiage Période	1981/82-2011/12	1969/70-2006/07	1981/82-2011/12
Q étiage	0,02	0,11	0,18
Q moy annuel	1,45	2,41	3,53
q étiage	$2,47.10^{-5}$	0,18	0,42
q moy annuel	1,61	4,12	8,25

D'après le tableau IV.9, le débit moyen d'étiage le plus faible est observé à l'Oued Djer Bouroumi ($1,61 l/s/km^2$). Ce sous bassin correspond à une zone de plus faible précipitation qui est constituée essentiellement d'alluvions plio-quaternaires perméables à forte capacité d'emmagasinement mais à faible transmissivité. À Chiffa, le débit moyen d'étiage est de $4,12 l/s/km^2$. Le sous bassin Chiffa est caractérisé par un comportement hydrologique plus ou moins équilibré entre l'infiltration et le ruissellement, toutefois les 30% d'alluvions vont être en faveur de l'infiltration et donc augmenteront sensiblement les débits d'étiage. Le débit spécifique d'étiage est plus élevé au niveau à l'Oued Mazafran ($8,25 l/s/km^2$) qu'au l'Oued Djer Bouroumi et Chiffa. Le sous bassin de l'oued Mazafran est de taille plus réduite où dominant des formations perméables permettant un stockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

IV.3.7.3. Courbe de tarissement

Afin de mieux saisir ces phénomènes d'étiage, des courbes de tarissement ont été tracées à partir des relevés journaliers disponibles et l'évolution des modules journaliers pendant une période normale, humide et sèche a été montrée.

Les courbes de décroissance $Q=f(t)$ sont obtenues en portant sur un graphique, en ordonnées les valeurs des débits d'étiage Q , en abscisses les temps en jours t (Fig.IV.10, IV.11 et IV.12).

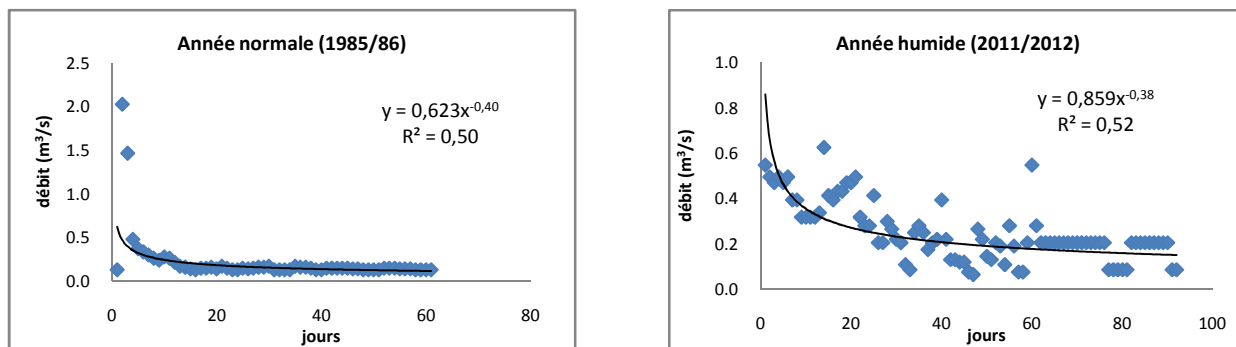


Figure IV.10 : Courbes de tarissement des débits d’Oued Djer Bouroumi

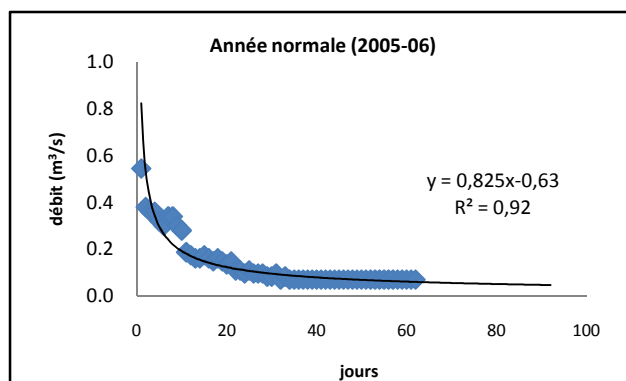
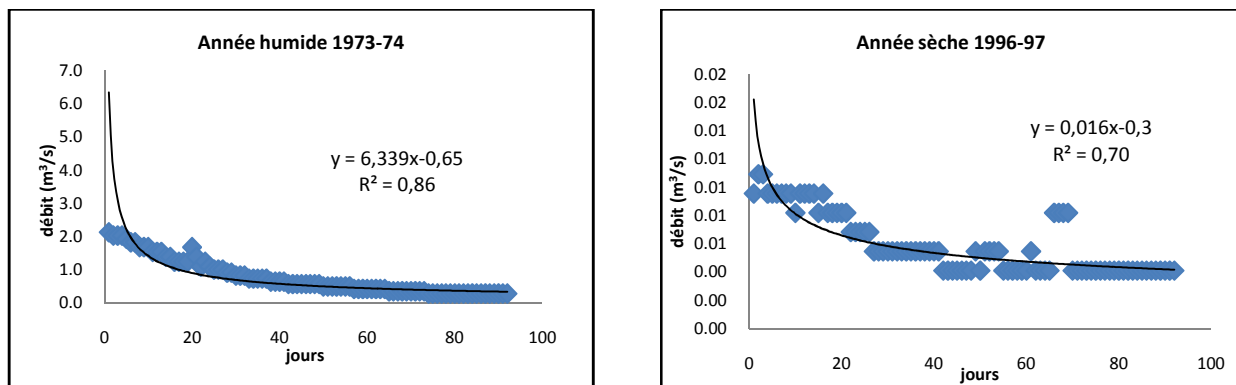


Figure IV.11 : Courbes de tarissement des débits d’Oued Chiffa

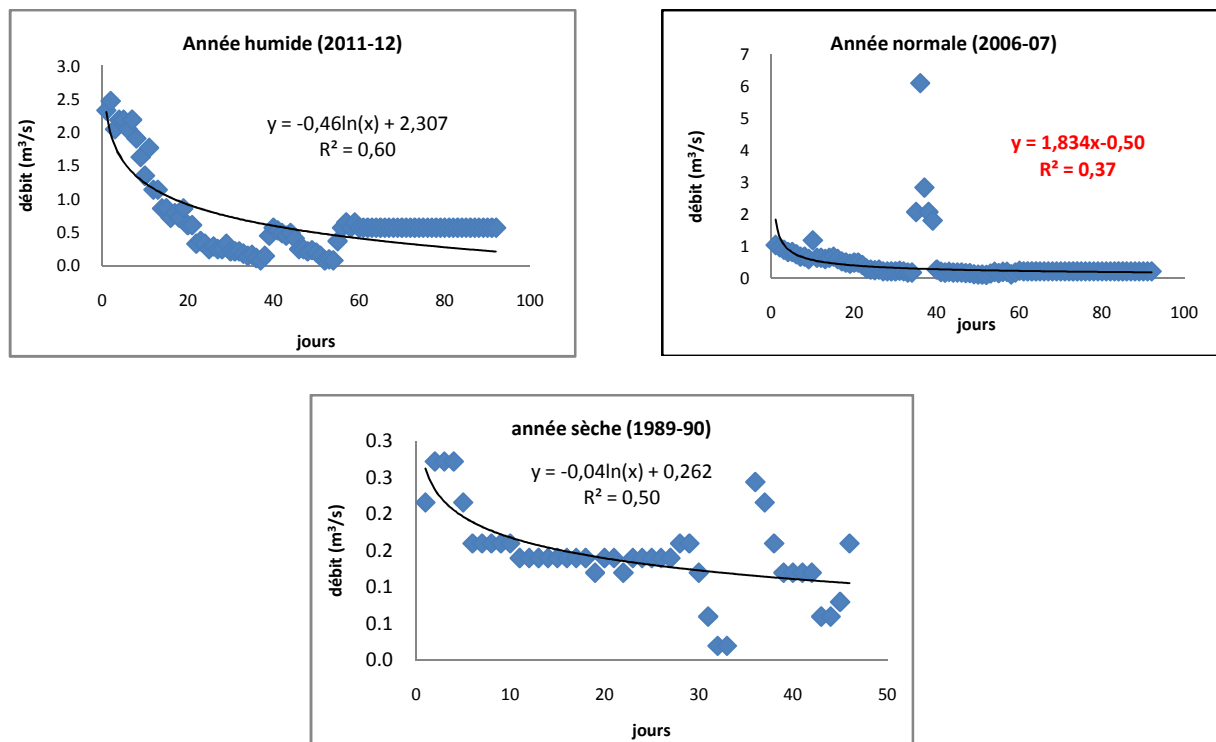


Figure IV.12 : Courbes de tarissement des débits d’Oued Mazafran

Les courbes de tarissement des trois oueds montrent de faibles fluctuations en année moyenne et humide, ces fluctuations sont plus prononcées en année sèche provoquées certainement par des chutes de pluies et surtout le rythme des pompages à partir de l’oued pour l’irrigation. La relation présentée pour les deux cours d’eau Oued Djer Bouroumi et Oued Chiffa est une relation puissance avec un coefficient de corrélation significatif (Fig.IV.10 et IV.11). Par contre, l’évolution temporelle des débits d’étéage de l’Oued Mazafran a permis de dégager un modèle logarithmique (Fig.IV.12) avec un coefficient de corrélation significatif pour l’année humide (2011/12) et l’année sèche (1989/90). Les données de l’année normale (2006/07) ne peuvent pas être ajustées à aucun modèle, car elles présentent un coefficient de corrélation ($R^2=0,37$) non significatif, ceci est confirmé en utilisant le test de Student. Cette anomalie est due aux valeurs exceptionnelles de débits oscillant de 2,07 à 6,11 m³/s enregistrées pendant 4 jours (de 5 à 8 juillet 2007). Le tableau IV.10 présente les relations déduites de cette corrélation.

Tableau IV.10 : Équations de tarissement des trois oueds du Mazafran

Oued	Année humide	Année normale	Année sèche
Djer Bouroumi	$Q = 0,86t^{-0,38}$	$Q = 0,62t^{-0,4}$	*
Chiffa	$Q = 6,33t^{-0,65}$	$Q = 0,82t^{-0,63}$	$Q = 0,01t^{-0,3}$
Mazafran	$Q = -0,46 \ln(t) + 2,30$	**	$Q = -0,04 \ln(x) + 0,26$

*pas de données. **pas de modèle.

Deux modèles régressifs se sont dégagés, le logarithmique et la puissance expliquant la variation des débits d'étiage. Mais compte tenu des études réalisées sur le transport solide sur quelques bassins versants algériens (Achite, 2002 ; Ferradji 2001; Touaibia, 2001), le modèle puissance a donné la meilleure performance.

Le rôle des facteurs physico-géographiques et notamment hydrogéologiques est variable d'un sous bassin à un autre. En effet, les oueds Chiffa et Mazafran, ont un rendement relativement élevé contrairement à celui de Bouroumi. Ce dernier draine une nappe alluviale, certes assez étendue, mais à alimentation réduite et est soumise à d'importants prélèvements. On peut voir aussi l'influence de la superficie des sous bassins, ceci représente une des relations existant entre les étiages et les facteurs physico – géographiques.

Il est important de signaler que l'étude des étiages de ce bassin est difficile car elle se heurte à des problèmes techniques délicats. Le jaugeage en période d'étiage nécessite en effet une grande précision et les résultats peuvent facilement être erronés. En période de sécheresse, les besoins en eau augmentent et les prélèvements d'eau perturbent le régime des oueds.

IV.4. Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles

L'objectif de cette étude est de préciser s'il existe des lois préférentielles auxquelles s'ajustent les débits maximums annuels des cours d'eau du bassin versant du Mazafran.

L'échantillon est soumis à un ajustement selon un ensemble de lois statistiques et à partir d'une analyse comparative des résultats, la meilleure adéquation est choisie.

Les séries des débits maxima annuels ont été utilisées pour l'analyse fréquentielle, par ajustement à des lois statistiques caractéristiques pour l'étude des événements extrêmes. Seules les lois qui étaient réellement représentatives de l'échantillon, ont été retenues pour chaque station donnée, aux intervalles de confiance à 95%. Le traitement statistique aboutit aux résultats représentés en figure IV.13 et tableau IV.11 :

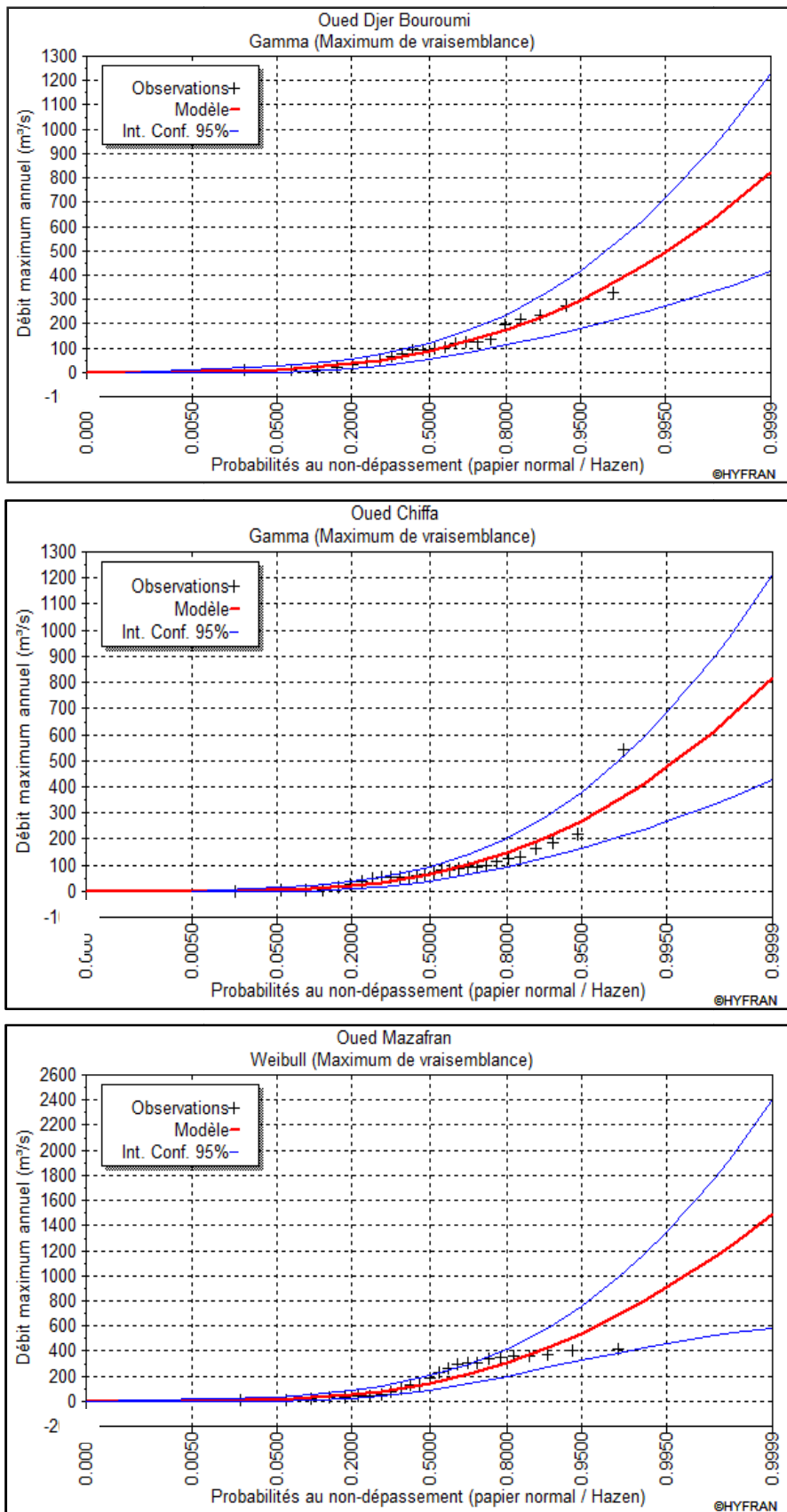


Figure IV.13 : Ajustement graphique des débits maxima annuels

En Algérie, la loi Gumbel a été, pour longtemps, utilisée pour estimer les quantiles des débits maxima (Achite *et al.*, 2004 ; Belloula, 2008; Belagoune, 2012). Cependant, Bernier (1959) a montré que la loi Fréchet est meilleure que la loi de Gumbel pour ajuster les extrêmes. D'autres lois ont été utilisées pour différentes régions du monde : la loi des valeurs extrêmes généralisée (GEV) en Grande Bretagne, la loi Lognormale en Chine, la loi Log-Pearson type IV (LPIV) aux États-Unis (Bobée, 1999), la loi Gamma au Maroc (Riad *et al.*, 2004), en Espagne (López *et al.*, 2012) et dans le Centre et l'Est de l'Algérie (Hebal *et al.*, 2011) et la loi Lognormale dans le bassin du Chéllif en Algérie (Achite *et al.*, 2004).

La vraisemblance offre une approche générale à l'estimation de paramètres inconnus à l'aide de données. Soit x_1, x_2, \dots, x_n un échantillon provenant d'une loi $F_e(x)$, où θ est un paramètre inconnu qui peut être réel ou multivarié.

La fonction de vraisemblance, qu'il s'agit de maximiser, s'écrit :

$$V = \prod_{i=1}^n f_e(x_i) \quad (\text{IV.1})$$

Où : f : Densité de probabilité.

Souvent pour se simplifier le calcul, en remplaçant le produit par une somme, il est judicieux de maximiser le logarithme de la fonction de vraisemblance. On obtient dans le cas de la loi de Gumbel les estimateurs suivants :

$$\left\{ \begin{array}{l} \hat{b} = \bar{x} - \frac{\sum_{i=1}^n x_i \exp\left(-\frac{x_i}{\hat{b}}\right)}{\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{x_i}{\hat{b}}\right)} \\ \hat{a} = \hat{b} \ln\left(\frac{n}{\sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{x_i}{\hat{b}}\right)}\right) \end{array} \right. \quad (\text{IV.2})$$

La première équation doit être résolue de façon itérative. Dans ce cas la solution de la méthode des moments peut par exemple être utilisée comme première approximation.

Lorsque la taille de l'échantillon est faible, la méthode du maximum de vraisemblance fournit une estimation biaisée des paramètres.

L'ajustement graphique des séries des débits maxima annuels des différentes stations du bassin étudié pour les différentes périodes retenues est représenté au tableau IV.11.

Tableau IV.11 : Ajustement des débits annuels et leurs caractéristiques

	Lois d'ajustement		Statistiques							
	Gamma	Weibull	N	Max	Min	Moy	σ	CV	Cs	Ck
O.DjerBouroumi	X		22	325,8	9,64	122,4	88,8	0,79	0,961	2,70
O. Chiffa	X		28	543,1	1,42	91,8	104	1,14	3,25	12,9
O. Mazafran		X	25	412,0	3,58	196,2	147	0,75	0,069	1,27

N : taille de la série, *CV* : coefficient de variation, *Cs* : coefficient d'asymétrie, *Ck* : coefficient d'aplatissement, σ : Ecart type

Le modèle fréquentiel, le plus adéquat a été choisi, pour évaluer les quantiles des débits de crues dans le bassin versant du Mazafran, en se basant sur les séries de valeurs de crues observées aux trois stations : Attatba, Chiffa et Fer à cheval. Le choix de la loi est basé sur l'application de différents outils à savoir : test visuel (qualité graphique d'ajustement), test de khi-deux, critère d'Akaike (AIC) proposé par Akaike (1974) et le critère Bayésien (BIC) proposé par Schwarz (1978).

L'ajustement graphique des séries hydrométriques des différentes stations du bassin versant du Mazafran pour les différentes périodes retenues (Fig.IV.9) montre que les débits maxima annuels s'ajustent à la loi Gamma et la loi Weibull. Cet ajustement nous permet de calculer des débits relatifs à des récurrences (XT) données (Tableau.IV.12).

Tableau IV.12. Estimation des quantiles (m^3/s)des crues des différents oueds

T (ans)	q	O. DjerBouroumi			O. Chiffa			O. Mazafran		
		XT (m^3/s)	σ	IC (95%)	XT (m^3/s)	σ	IC (95%)	XT (m^3/s)	σ	IC (95%)
20	0.950	298	60.3	179-416	271	54.8	136-461	540	110	338-540
50	0.980	377	80.9	219-536	352	74.8	136-461	688	154	369-634
100	0.990	436	96.9	246-626	413	90.5	152-655	797	190	384-783

T : période de retour, *q* : probabilité au non-dépassement, *XT* : quantiles, σ : écart type, *IC* : intervalle de confiance (95%)

L'exploration des données relatives aux débits maxima instantanés pour plus de 20 ans d'observation, montre qu'à la station Attatba, la crue estimée à 20 ans a été dépassée une (1) seule fois en 1991/92 et aucune valeur supérieure à celle de la crue cinquanténaire et centennale n'a été enregistrée. En outre, à Chiffa, une (1) seule valeur a été enregistrée dépassant les crues prévues pour 20, 50 et 100 ans, cette valeur est celle enregistrée en 1973/74 (un débit extraordinaire de $543 m^3/s$). À Fer à cheval, Aucune valeur n'a été

enregistrée supérieure aux quantiles estimées pour 20, 50 et 100 ans. Ces derniers dépassent les 500 m³/s alors que le débit maximum enregistré durant les 20 ans d'observation.

L'augmentation des débits de crue en fréquence est controversée. En effet, l'accroissement relatif entre la crue biennale et centennale par exemple est énorme (>10), Ceci serait lié, à priori, à l'irrégularité des précipitations, qui malgré leur faiblesse quantitative moyenne peuvent avoir une très forte intensité en fréquence rare. Cette intensité croissante est susceptible de provoquer des crues d'une grande ampleur (Bouanani, 2004).

IV.5. Approche statistique d'estimation du transport solide dans le Mazafran

Généralement, deux modes de transport solide sont considérées : le transport solide par charriage et le transport solide en suspension. Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels : dans le premier cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond et leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Dans le deuxième cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Il n'existe pas de délimitation nette entre ces deux modes de transport. Il y a même des auteurs qui considèrent un troisième mode caractéristique intermédiaire, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds, en alternant le charriage et la suspension (Probst et *al.*, 1986 et Cardoso, 1994).

Le mode de transport dépend essentiellement d'un paramètre fondamental : la taille du sédiment transporté.

IV.5.1. Mesure de transport solide par charriage

Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport sont difficiles à mener en l'absence de bases de données. On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total (Couvert et *al.*, 1994). Pour quelques bassins versants le taux de charriage a été estimé à **12.5 %** de la suspension (Djebbi et *al.*, 2000). Ainsi, les travaux de Touaibia (2000) sur l'érosion dans le bassin versant de la Mina ont estimé le charriage entre 15 et 25% de l'apport en suspension.

IV.5.2. Mesure de transport solide en suspension

Cette étude porte sur les données des stations des trois rivières qui se situent à l'amont du barrage de Bouroumi. L'Oued Djer Bouroumi, l'Oued Chiffa et l'Oued Mazafran. Le choix des stations des trois rivières, situées à la confluence des trois branches principales, a été fondé (a) sur la disponibilité des données instantanées de débits liquides et débits solides obtenues auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), (b) sur le fait que les apports hydriques sont limités à l'aval, de sorte que ces stations sont représentatives de l'ensemble du bassin, et (c) à la qualité des données liée à son bon fonctionnement.

Les données utilisées sont : la dégradation spécifique annuelle, le débit liquide moyen annuel, les pluies mensuelles et la superficie (S en km^2) des sous bassins versants contrôlés. Pour l'Algérie, la dégradation spécifique des bassins versants alimentant des barrages a été calculée à partir des levés bathymétriques relevés à différentes dates et mesurés par l'Agence Nationale des Barrages et des Transferts (ANBT). La dégradation spécifique observée (D_{sobsr}) à l'exutoire des bassins versants a été calculée à partir des mesures effectuées au niveau des stations hydrométriques gérées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH).

Les débits solides ont été obtenus à partir des valeurs instantanées des débits liquides Q , exprimées en m^3/s , et de la concentration des matières en suspension C exprimée en g/l . Le débit solide est calculé grâce à la formule IV.3.

$$Q_s = QC \quad (\text{IV.3})$$

Où : Q_s : Débit solide en suspension (kg/s)

C : Concentration des matières en suspension (g/l)

Q : Débit liquide (m^3/s).

En réalité, la masse des sédiments de l'échantillon ne représente pas la totalité des matériaux mis en mouvement par la dynamique globale affectant le bassin versant. Les transports solides spécifiques issus de ces concentrations ne tiennent pas compte des charriages de fond; des transports en solution; des variations de la teneur en matières en suspension d'un point à l'autre dans la section mouillée, particulièrement durant les périodes de crue qui rendent les prélèvements dangereux pour l'observateur, enfin des variations de la teneur en suspension selon les changements verticaux et horizontaux du point d'échantillonnage en période d'écoulement normal (Touat, 1989). Le tableau IV.13 résume les caractéristiques des concentrations des matières en suspension (gl^{-1}) enregistrées au niveau des trois sous bassins.

Tableau IV.13 : Caractéristiques des concentrations en matières en suspension C (g^l⁻¹)

Stations	N	début	fin	Max	Moy	Min
Attatba	392	13/01/90	19/04/2012	163(31/01/90)	7,54	0,06(16/12/90)
Chiffa	823	15/09/88	13/03/2007	1702(24/05/2004)	14,83	0,04(03/01/90)
Fer à cheval	525	05/01/90	20/12/2012	151,36(02/11/94)	10,65	0,04(13/02/2010)

N : nombre d'observations

L'étude est basée sur les valeurs instantanées des débits liquides Q , donnés en m³/s, mesurés aux différentes stations (Tableau IV.13). À chaque mesure effectuée, a été évaluée la charge de la matière en suspension obtenue à partir d'échantillons d'eau prélevés sur les rives de l'oued au moyen d'un conteneur de 50cl. La boue recueillie sur un papier filtre est pesée après séchage à l'étuve à 105°C pendant 30 minutes. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélevé, ce qui établit la concentration, donnée en g/l. La fréquence des prélèvements effectués dépendait de la variation de la hauteur d'eau. En période de crue, à chaque variation de 10 cm de hauteur d'eau, on prélève un échantillon. En période normale on prélève une fois tous les deux jours (Bouanani, 2004).

IV.5.2.1. Relation débit liquide-débit solide (Q-Qs) : Modélisation par régression multiple «rating-curve»

La recherche de modèles reliant le flux des matières en suspension en transit à l'écoulement dans différents bassins mondiaux a fait l'objet de multiples études qui permettent de déterminer quelques principes de comportement de ces paramètres (Dickinson, 1981 ; Walling et Webb, 1981 ; Demmak, 1982 ; Van Wijngaarden, 1999 ; Restrepo et Kjerfve, 2000 ; Rondeau et *al.*, 2000 ; Picouet et *al.*, 2000 ; Serrat, 1999 ; Owens et Walling, 2002 ; Megnounif et *al.*, 2003). Il s'agit des courbes de transport sédimentaire, «rating-curves», utilisées pour estimer les concentrations et les flux de MES à partir des seules mesures de débit. Des diverses méthodes développées pour définir ces courbes de transport sédimentaire, les régressions de type puissance restent les plus courantes pour décrire les relations entre le débit liquide et la concentration ou le débit solide Q_s et le débit liquide Q , exprimé soit sous la forme des précipitations, soit sous la forme de l'écoulement (Soutter et *al.*, 2007) :

$$Q_s = aQ^b \quad (IV.4)$$

Où : Q_s : Débit solide en suspension (kg/s)

Q : Débit liquide (m³/s)

a et b : Coefficients empiriques.

a. Analyse interannuelle

L'étude porte sur les valeurs instantanées des débits liquides en m^3/s et des débits solides en kg/s . Sur les périodes retenues, on sélectionne les journées de crues pour lesquelles un nombre suffisant et représentatif de prélèvements a été effectué permettant une bonne reconstitution du turbidigramme. Les couples de valeurs sélectionnées sont reportés sur une échelle log-log. Généralement, les tracés graphiques démontrent une dispersion considérable, même en coordonnées logarithmiques.

La figure IV.14 montre l'allure des courbes représentatives du modèle en puissance pour l'ensemble des couples de débits (Q , Q_s).

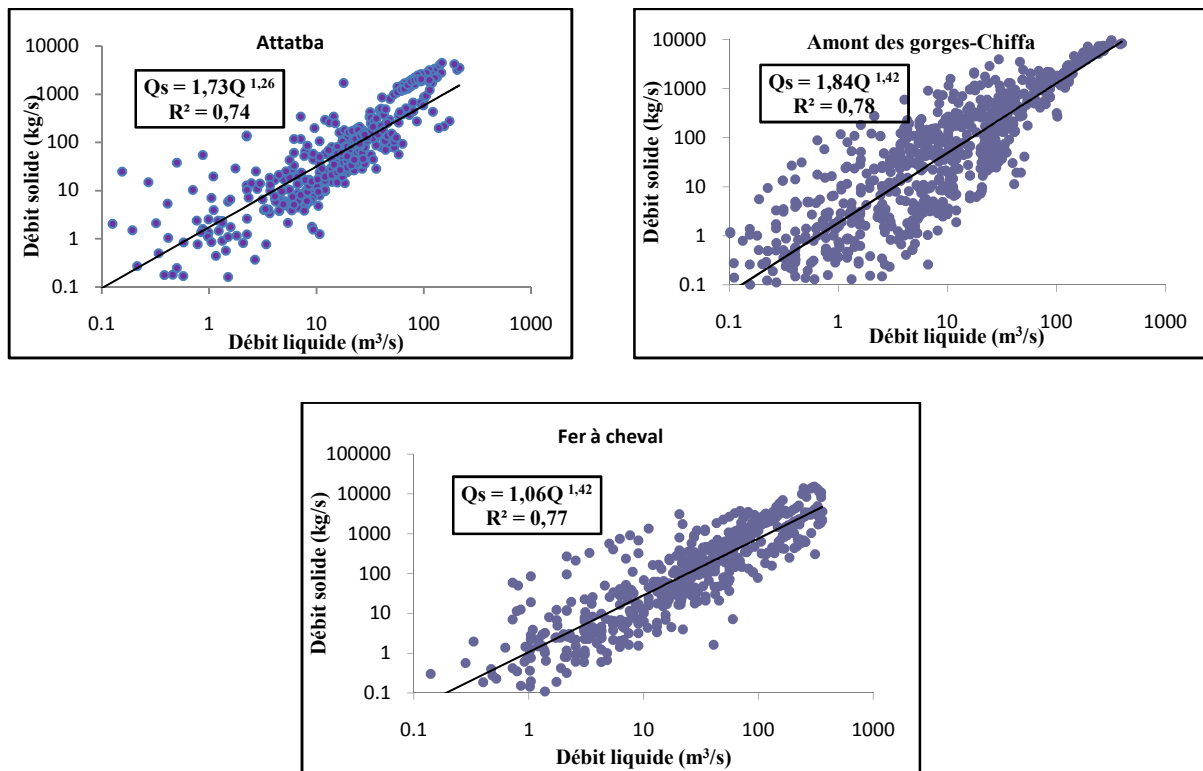


Figure IV.14 : Relation débits instantanés liquides-débits instantanés solides.

Les corrélations obtenues sont toutes significatives (Fig.IV.14) et varient dans l'intervalle (0.74–0.78), ce qui permet de conclure que les débits liquides et les débits solides instantanés sont bien corrélés. Le tableau IV.15 résume les résultats obtenus pour les trois stations du bassin versant du Mazafran. En période d'étude, les crues les plus importantes et les mieux suivies ont été sélectionnées et utilisées dans l'estimation.

Pour analyser la tendance du modèle à surestimer ou au contraire sous-estimer les valeurs des débits solides ainsi calculées, il est intéressant de trouver l'erreur induite suite à cette évaluation. L'erreur relative est donnée par l'expression IV.5.

$$Er(\%) = \frac{Q_{scal} - Q_{sobs}}{Q_{sobs}} * 100 \quad (IV.5)$$

Avec :

Er : Erreur relative ;

Q_{scal} : Débit solide ou concentration calculée par le modèle.

Q_{sobs} : Débit solide ou concentration observée.

Les résultats de l'erreur relative à la station de mesure donnent des valeurs surestimées du débit solide moyen annuel dépassent 56%. Ferguson, (1986) a démontré que la relation $Q_s = aQ^b$ peut en effet sous-estimer le débit solide jusqu'à 50%. L'auteur propose un facteur correctif basé sur des considérations statistiques.

Les valeurs des paramètres a et b , le coefficient de corrélation (R^2) et l'erreur (Er) sont regroupés au tableau IV.14.

Tableau IV.14 : Paramètres de la relation débit solide – débit liquide à l'échelle interannuelle

Station	N	Relation	R^2	a	b	Er (%)
Attatba	392	$Q_s = 1,73Q^{1,26}$	0,74	1,73	1,26	-63,63
Chiffa	823	$Q_s = 1,84Q^{1,42}$	0,78	1,84	1,42	-64,05
Fer à cheval	525	$Q_s = 1,06Q^{1,42}$	0,77	1,06	1,42	-56,88

N: nombre de paires, R^2 : coefficient de corrélation

L'application de ce modèle a porté sur les valeurs instantanées des débits liquides en m^3/s et des débits solides en kg/s , mesurées aux stations Attatba, Chiffa et Fer à cheval sur la période 1990–2012, 1988-2007 et 1990-2012 respectivement. Les débits solides et les débits liquides correspondants sont reportés en figure IV.14. Malgré une certaine dispersion des valeurs, il existe une relation puissance évidente entre les deux paramètres. On remarque également qu'à de faibles débits liquides peuvent être associés de forts débits solides et *vice versa*.

Leopold et *al.*, (1953) ont montré que l'exposant b varie entre 2 et 3 alors que Linsly et *al.*, (1992) fait remarqué que le facteur a demeure très petit pour des débits liquides unités. Par ailleurs, Bogardi (1974) suggère que le facteur b dépend des caractéristiques du bassin, alors que Vanoni (1977) considère que le paramètre a reflète la sensibilité du bassin à l'érosion. En tenant compte des données de deux cents cinquante (250) bassins à travers le monde, Fleming (1969) constate, en analysant la relation $Q_s = aQ^b$, que l'exposant b varie de

0.72 à 1.02. Le paramètre a dépend de la taille des bassins versants et de la couverture végétale.

Les équations d'ajustement présentent les exposants « b » 1,26 à Attatba et 1,42 pour les deux stations Chiffa et Fer à cheval, ces valeurs sont conformes aux valeurs généralement observées dans d'autres régions et notamment dans les bassins versants maghrébins, où celles-ci oscillent entre 1 et 2 (Muller et al., 1968 ; Wood, 1977 ; Walling et al., 1981, 1982 ; Meybeck, 1984 ; Benkhaled et Remini, 2003 ; Bouanani, 2004 ; Achite et Meddi, 2005). Asselman (2000), a estimé le paramètre ($1,22 \leq b \leq 1,44$), à l'oued de la Rhine dont il a pris 4 stations avec une précipitation annuelle oscillant de 600 à 2500mm (la moyenne dans le bassin versant du Mazafran est de 649mm). Le paramètre a prend les valeurs 1,06, 1,73 et 1,84 pour les stations Attatba, Chiffa et Fer à cheval respectivement.

Une partie de la variabilité de la relation peut être expliquée par les boucles d'hystérésis que l'on peut observer au cours d'un événement de fort transport solide, mais également par les phénomènes de dépôt/reprise existant à l'échelle du bassin versant. Entre deux événements semblables d'un point de vue hydroclimatique, le flux de MES à l'exutoire peut se révéler très variable en fonction du stock de sédiments facilement mobilisables (Mano, 2008).

b. Analyse saisonnière

En vue de mieux cerner la variation des deux paramètres de l'équation issue de la relation en puissance, il a été plus judicieux d'appréhender les comportements et les réponses du bassin versant aux différentes sollicitations hydroclimatiques, à l'échelle saisonnière (Fig.IV.15).

Pour étudier ces réponses aux débits liquides et matières en suspension au cours de l'année hydrologique, nous avons jugé utile de regrouper suivant les 4 saisons les valeurs instantanées (Tableau IV.15). Une analyse de régression, à l'échelle saisonnière, est faite entre le débit solide et la décharge instantanée de l'eau Q . La relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension pour nos stations du bassin est de type puissance de forme générale (Jansson, 1996) :

$$Q_s = aQ^b$$

Où a et b sont des coefficients de régression.

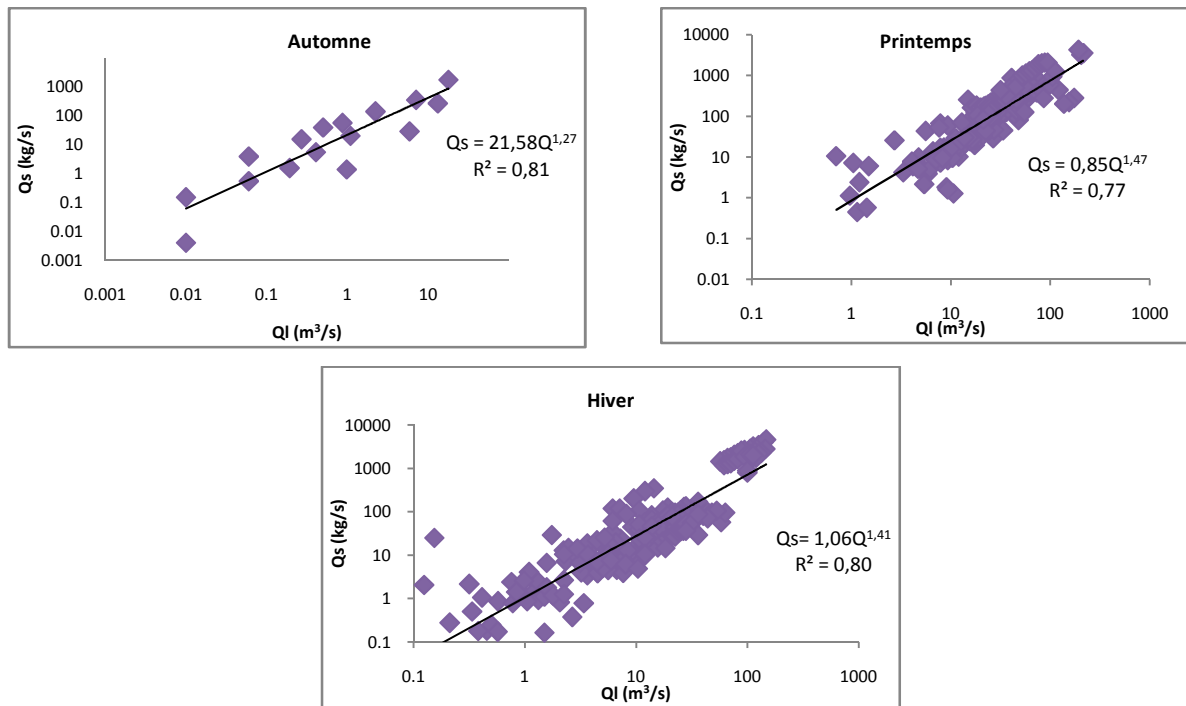


Figure IV.15 : Relation débits solides -débits liquides (échelle saisonnière) -Attatba

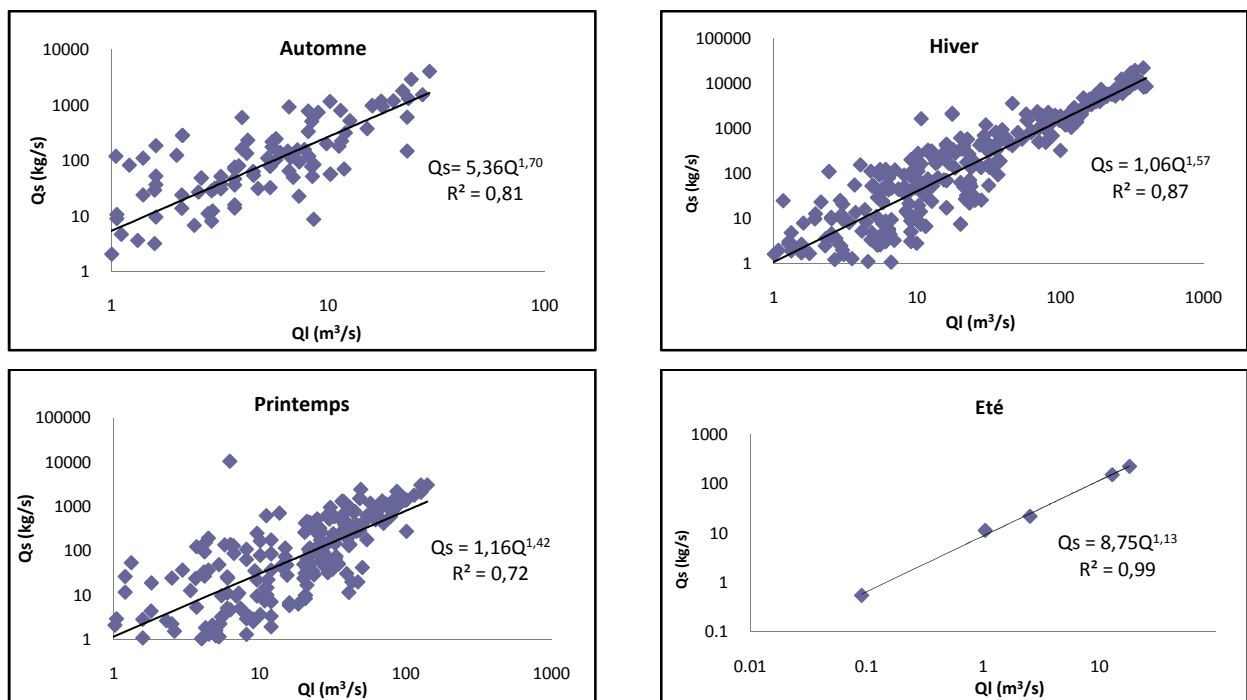


Figure IV.16 : Relation débits solides -débits liquides (échelle saisonnière) - Chiffa

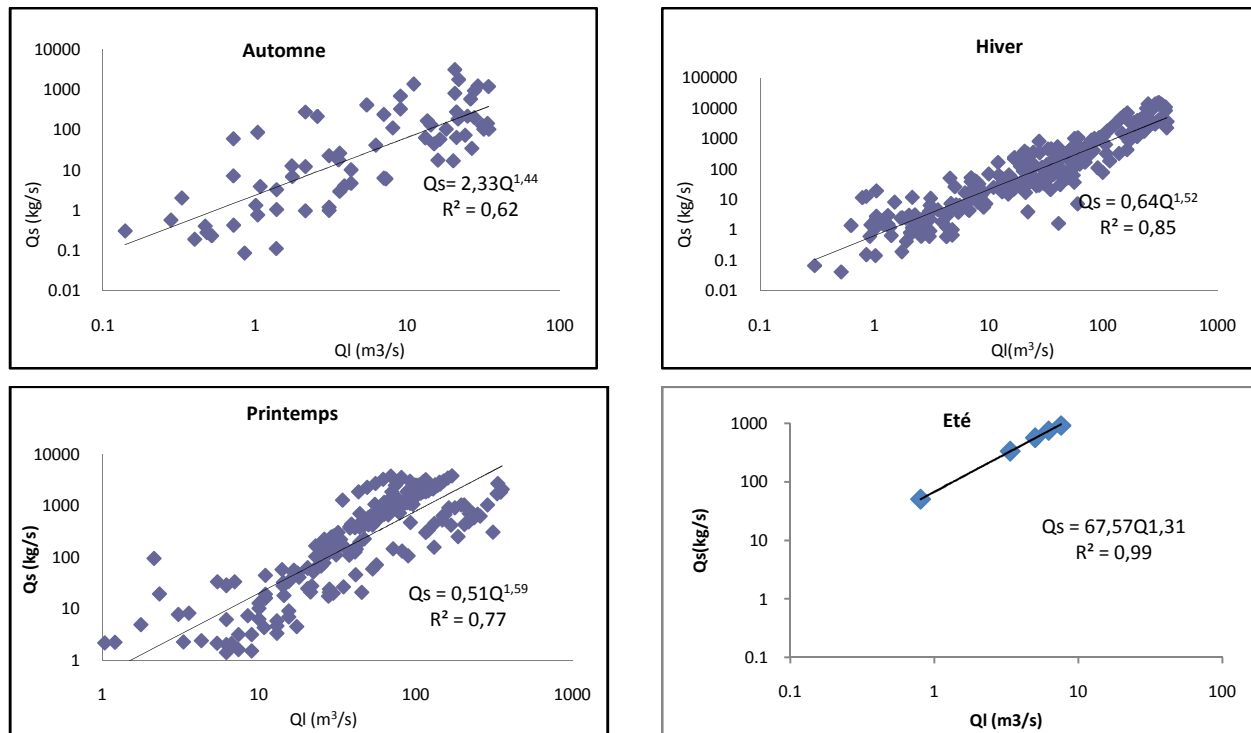


Figure IV.17 : Relation débits solides - débits liquides (échelle saisonnière) - Mazafran

D'après les figures IV.15, IV.16 et IV.17, c'est l'hiver et le printemps qui se distinguent par leurs débits liquides forts engendrant un flux important de matières solides en suspension. On remarque aussi que les nuages des points pour le printemps et l'hiver sont assez épais, variation importante des débits solides pour de faibles variations des débits liquides, ce qui se traduit par l'existence d'un nombre important de prélèvements lors des tarissements, et donc une contribution importante des nappes dans l'écoulement durant ces deux saisons. À oued Chiffa, la charge solide maximale atteinte en décembre 1988 est de l'ordre de 21809,4 kg/s, résultant d'un débit liquide de 377 m³/s. Ainsi, au printemps, une valeur exceptionnelle a été enregistrée (Fig.IV.16), cette valeur qui a eu lieu le 24 Mai 2004, revient à une charge solide de 10549,9 kg/s provoquée par un débit de 6,22 m³/s.

En revanche, durant l'automne et l'été on constate une régression nette des débits liquides qui ne dépassent guère les 29,36 m³/s en automne et les 18,05 m³/s en été.

Après la saison sèche, les premières pluies de l'automne trouvent un sol sec et dur. Elles contribuent à la rupture des liaisons entre particules du sol sans pour autant produire une érosion importante. La réponse du bassin en matières en suspension est donc très faible. Ce sont les pluies torrentielles qui surviennent en octobre et novembre qui arracheront de grandes quantités de matières solides, qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau. La réponse du bassin se manifeste rapidement par des ruissellements et des

écoulements hypodermiques peu profonds. La relation entre les deux variables (débits liquides et solides) semble être plus étroite pour les valeurs fortes. Le tableau IV.15 résume les résultats de l'analyse de ces deux variables.

Tableau IV.15 : Modèles saisonniers liant les débits liquides aux débits solides

		Automne	Hiver	Printemps	Eté
O. Djer Bouroumi	N	17	212	163	-
	Modèle	$Q_s = 21,58Q^{1,27}$	$Q_s = 1,06Q^{1,41}$	$Q_s = 0,85Q^{1,47}$	-
	R ²	0,81	0,80	0,77	-
O. Chiffa	N	178	393	251	5
	Modèle	$Q_s = 5,36Q^{1,69}$	$Q_s = 1,06Q^{1,57}$	$Q_s = 1,16Q^{1,42}$	$Q_s = 8,75Q^{1,13}$
	R ²	0,81	0,87	0,72	0,99
O. Mazafran	N	68	248	204	5
	Modèle	$Q_s = 2,33Q^{1,44}$	$Q_s = 0,64Q^{1,52}$	$Q_s = 0,51Q^{1,59}$	$Q_s = 69,57Q^{1,31}$
	R ²	0,62	0,85	0,77	0,99

N : nombre de couples (*Q*, *Q_s*)

Comme pour l'analyse interannuelle, à l'échelle saisonnière, on observe pour les trois oueds, une bonne relation en puissance liant le débit des matières solides en suspension en kg/s au débit liquide en m³/s (Tableau IV.17), cette relation est traduite par un coefficient de corrélation (*R*²) assez élevé, Une première analyse graphique montre qu'à de faibles débits liquides généralement estivaux (moins de 0,5 m³/s) peuvent être associés de forts débits solides (près de 10 kg/s) déclenchés sûrement à la suite d'orages. De même, de fortes valeurs des débits liquides n'ont engendré qu'un faible transport solide dû à la vidange des nappes survenue à la suite d'une crue importante.

L'été se distingue des autres saisons par ses valeurs très dispersées 5 (N=5). L'analyse de ces données s'avère difficile vu l'insuffisance du nombre d'observations à cause de l'inexistence d'écoulement. Pour la série des crues, l'analyse graphique, montre que cette série se distingue aussi par une quantité importante de matières solides en suspension vu qu'elle rassemble toutes les saisons. L'ensemble de paramètres obtenus est donné au tableau IV.16.

Tableau IV.16 : Paramètres du modèle saisonnier (Q_s-Q) du bassin versant du Mazafran

Oueds	Paramètres	Automne	Hiver	Printemps	Été
O. DjerBouroumi	<i>a</i>	21,58	1,06	2,21	-
	<i>b</i>	1,27	1,41	1,47	-
O. Chiffa	<i>a</i>	5,36	1,06	1,16	8,75
	<i>b</i>	1,69	1,57	1,42	1,13
O. Mazafran	<i>a</i>	2,33	0,64	0,51	69,57
	<i>b</i>	1,44	1,52	1,59	1,31

Les valeurs des paramètres a et b de la relation $Q_s = a Q^b$ (Tableau IV.18) varient peu d'un bassin à l'autre. Pour le paramètre a , il enregistre ses valeurs maximales en Été et minimales en Hiver. Il varie de 0.51 à 69,57 à Oued Mazafran, de 1,06 à 8,75 à Oued Chiffa et de 1,06 à 21,58 à Oued Djer Bouroumi. L'exposant b , dans l'ensemble du bassin versant, prend des valeurs oscillant de **1,13 à 1,69**. Donc, il est compris entre 1 et 2, ces valeurs sont proches de celles trouvées à oued Mina (Achite, 2002), à oued Wahrane (Benkhaled et al., 2003) et sur la rivière Arbucies dans le Nord –Est de la péninsule Ibérique (Battala et al., 1992).

IV.5.2.2. Relation Concentration en matière en suspension -Débit liquide(C- Q)

Les mesures de C en (gl^{-1}) et de Q (m^3/s) ont été utilisées pour définir des courbes qui estiment C à partir des valeurs mesurées de Q, selon une approche commune (Walling, 1977 ; Asselman, 2000 ; ElMahi et al., 2012 ; Tebbi et al., 2012 ; Louamri et al., 2013). L'objectif est de rechercher le modèle le plus approprié pour lequel les coefficients sont déterminés empiriquement.

a. Variation interannuelle de la charge sédimentaire (C-Q)

Les courbes obtenues à partir des paires de moyennes quotidiennes de concentration en matière en suspension et de débit sont présentées en figure IV.18.

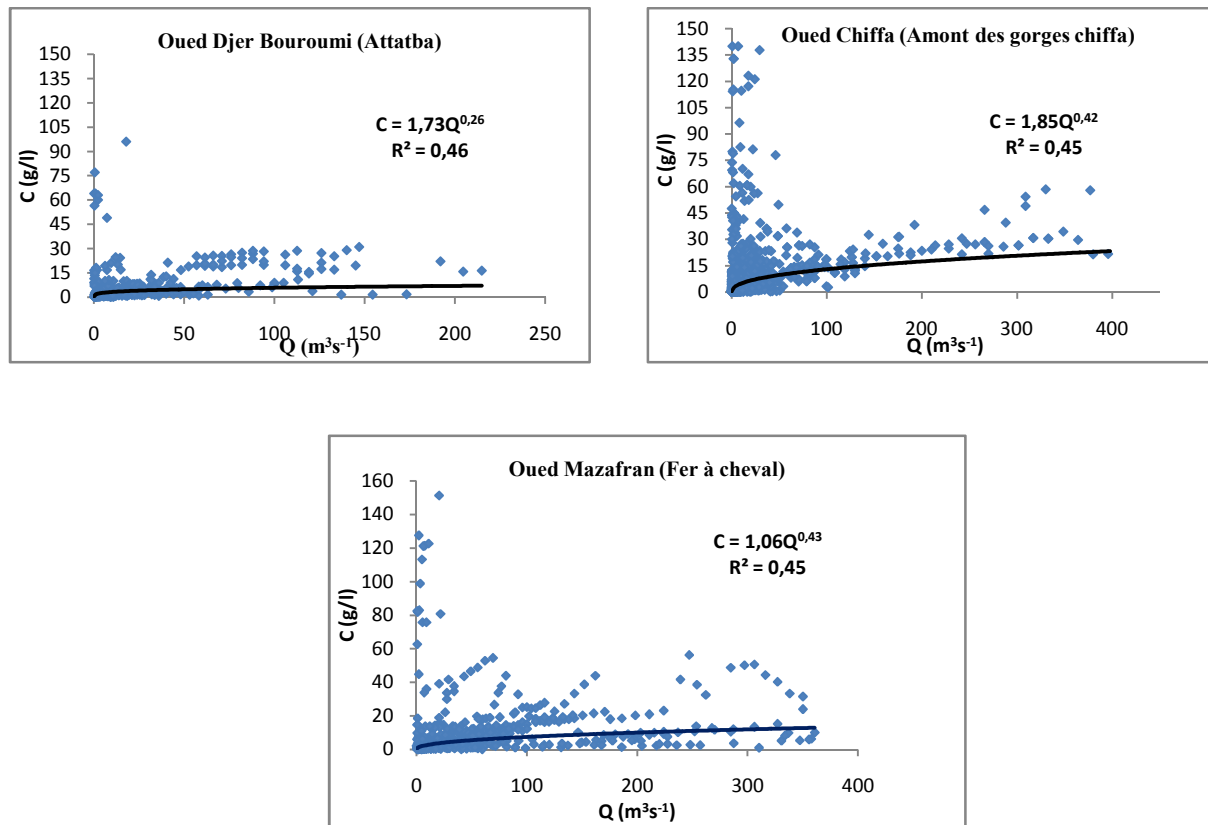


Figure IV.18 : Relation entre les concentrations et les débits liquides instantanés

C : Concentration en MES mesurée ; Q : débit liquide.

Parmi les variations de C , plus de 45% sont expliquées par celles de Q alors que rating-curve obtenue entre Q et Q_s montre un coefficient de détermination plus élevé (plus de 74%) mais est biaisé depuis $Q_s = CQ$. Néanmoins, les deux relations donnent des estimations des valeurs Q_s de Q avec moins de 1% de différence ce qui est inférieur à l'incertitude de Q_s . Une relation puissance qui décrit les débits liquides et les concentrations (Fig.IV.18) a été révélée avec des coefficients de corrélation de moins de 0,47, ces valeurs de R^2 ont été jugées significatives en s'appuyant sur le test de Fischer (Annexe 6). C dépend de deux facteurs principaux : l'évacuation et l'approvisionnement en eau. La valeur de R^2 signifie que les variations de C sont expliquées jusqu'à 47% par ceux de Q . Plus de 50% de la variabilité en C s'explique par l'apport de sédiments au système fluvial, l'apport étant déterminé par l'occurrence ou l'absence des crues récentes, des variations saisonnières du couvert végétal et autres paramètres.

Tableau IV.17 : Régression Concentration-Débit liquide du bassin versant du Mazafran

Station	N	Relation	R ²	a	b
Attatba	392	$C=1,73Q^{0,26}$	0,46	1,73	0,26
Chiffa	823	$C=1,85Q^{0,42}$	0,45	1,85	0,42
Fer à cheval	525	$C=1,06Q^{0,43}$	0,45	1,06	0,43

N: nombre de paires, R²: coefficient de détermination

À l'échelle inter-annuelle, la relation de régression entre la concentration journalière moyenne C et la moyenne quotidienne des débits Q révèle un exposant b de 0,26, 0,42 et 0,43 respectivement pour les stations Attatba, Chiffa et Fer à Cheval (Tableau IV.17). Donc, b est compris entre 0 et 1, ces valeurs sont conformes à celles trouvées par Achite et Ouillon (2007) et aux valeurs généralement observées dans d'autres régions et notamment dans les bassins versants maghrébins (Muller et al., 1968 ; Wood, 1977 ; Walling et Webb, 1981 et 1982 ; Meybeck, 1984 ; Touaibia et al., 2001 ; Benkhaled et Remini, 2003 ; Bouanani, 2004).

On notera également que bien que significatives, les relations sont parfois difficilement applicables aux débits les plus élevés (Antonelli, 2002). En effet, l'utilisation de la fonction puissance ne s'est pas révélée être la plus pertinente pour décrire les relations $C=f(Q)$. Différents auteurs ont montré que la relation concentration-débit pour les valeurs extrêmes pouvait être différente selon les épisodes (Wood, 1977 ; Meybeck et al., 2003 ; Coynel, 2005, Moatar et al., 2007), et c'est pourquoi nous analyserons dans la section suivante la relation concentration/débit pour différents épisodes de crue séparément.

b. Évolution de la relation concentration-débit à l'échelle de la crue

L'étude des crues permet de mettre en valeur l'importance du ruissellement superficiel, écoulement responsable du déclenchement des processus d'érosion mécanique des sols. Au cours du cycle hydrologique, les pluies d'averses survenues dans le bassin versant jouent un rôle prédominant dans l'exportation du flux des matières solides en suspension. L'examen des données instantanées des débits et des concentrations enregistrées au niveau des trois oueds du bassin versant du Mazafran durant les périodes considérées a permis de sélectionner les crues figurant aux tableaux IV.18, IV.19 et IV.20. La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent également suivant un modèle de puissance $Y = aX^b$ (Wood, 1977 ; Walling et al., 1981 ; Etchanchu et al., 1986).

Dans un souci d'illustration, La relation de puissance débit-concentration pour des crues individualisées a été analysée.

Tableau IV.18 : Relations concentrations-débits liquides des crues de l'Oued Djer Bouroumi

Date de crue	Equation	N	a	b	R ²
14-janv-91	$C=0,31Q^{1,14}$	16	0,31	1,14	0,99
09-avr-92	$C=0,25Q^{1,06}$	27	0,25	1,06	0,65
04-mai-92	$C=0,01Q^{2,14}$	10	0,01	2,14	0,81
21-janv-09	$C=0,77Q^{0,06}$	15	0,77	0,06	0,04
27-janv-10	$C=1,79Q^{0,19}$	11	1,79	0,19	0,66
13-févr-10	$C=4,16Q^{-0,37}$	19	4,16	-0,37	0,08
20-févr-10	$C=0,45Q^{0,82}$	19	0,45	0,82	0,24
08-mars-10	$C=0,29Q^{0,71}$	14	0,29	0,71	0,18
17-févr-11	$C=0,90Q^{0,84}$	13	0,90	0,84	0,38
26-avr-11	$C=0,28Q^{0,93}$	19	0,28	0,93	0,91
23-mai-11	$C=0,12Q^{0,90}$	12	0,12	0,90	0,60
30-déc-11	$C=2,54Q^{0,06}$	19	2,54	0,06	0,02
03-févr-12	$C=0,20Q^{0,92}$	21	0,20	0,92	0,72
11-févr-12	$C=0,19Q^{0,86}$	17	0,19	0,86	0,38
22-févr-12	$C=0,30Q^{0,45}$	27	0,30	0,45	0,43
09-mars-12	$C=0,63Q^{0,39}$	25	0,63	0,39	0,38
27-mars-12	$C=0,98Q^{0,27}$	17	0,98	0,27	0,20
13-avr-12	$C=0,17Q^{0,95}$	17	0,17	0,95	0,52
15-avr-12	$C=1,88Q^{-0,83}$	16	1,88	-0,83	0,56
17-avr-12	$C=0,08Q^{1,19}$	12	0,08	1,19	0,59

C: concentration en matières en suspension (g l⁻¹); Q: débit liquide (m³s⁻¹); a et b: coefficients empiriques; N: nombre d'observations; R²: coefficient de corrélation.

Tableau IV.19 : Relations concentrations-débits liquides des crues de l'Oued Chiffa

Date de crue	Equation	N	a	b	R ²
15-sept-88	$C=2,61Q^{1,02}$	31	2,61	1,02	0,47
14-déc-88	$C=0,07Q^{1,13}$	30	0,07	1,13	0,78
11-avr-89	$C=3,12Q^{0,28}$	20	3,12	0,28	0,10
01-janv-90	$C=1,40Q^{0,31}$	13	1,40	0,31	0,55
28-mars-90	$C=3,28Q^{1,27}$	12	3,28	1,27	0,52
24-déc-90	$C=1,97Q^{0,88}$	28	1,97	0,88	0,59
19-oct-91	$C=1,20Q^{1,19}$	14	1,20	1,19	0,69
26-janv-92	$C=2,09Q^{0,46}$	37	2,09	0,46	0,65
04-janv-93	$C=0,39Q^{0,86}$	27	0,39	0,86	0,35
06-mai-93	$C=0,61Q^{0,81}$	14	0,61	0,81	0,47
29-nov-93	$C=1,08Q^{0,57}$	29	1,08	0,57	0,57
20-janv-94	$C=0,47Q^{0,64}$	16	0,47	0,64	0,57
07-janv-95	$C=0,05Q^{1,30}$	39	0,05	1,30	0,82
28-févr-96	$C=0,30Q^{0,80}$	38	0,30	0,80	0,40
21-avr-97	$C=4,20Q^{0,88}$	29	4,20	0,88	0,52
02-nov-03	$C=7,54Q^{0,27}$	12	7,54	0,27	0,13
02-janv-04	$C=0,58Q^{0,86}$	18	0,58	0,86	0,42
13-nov-04	$C=4,85Q^{0,39}$	8	4,85	0,39	0,03
15-sept-06	$C=2,24Q^{-0,36}$	12	2,24	-0,36	0,14
11-mars-07	$C=0,12Q^{1,04}$	29	0,12	1,04	0,66

Tableau IV.20 : Relations concentrations-débits liquides des crues de l'Oued Mazafran

Date de crue	Equation	<i>N</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²
20-janv-90	$C=0,50Q^{1,75}$	12	0,50	1,75	0,58
14-janv-91	$C=0,36Q^{1,14}$	18	0,36	1,14	0,73
27-janv-92	$C=0,27Q^{0,72}$	44	0,27	0,72	0,73
09-avr-92	$C=0,04Q^{1,32}$	60	0,04	1,32	0,85
05-mai-92	$C=0,18Q^{1,05}$	20	0,18	1,05	0,74
01-mars-93	$C=0,41Q^{0,64}$	17	0,41	0,64	0,23
06-mai-93	$C=0,60Q^{0,68}$	20	0,60	0,68	0,39
20-janv-94	$C=2,11Q^{0,74}$	22	2,11	0,74	0,71
13-nov-94	$C=2,98Q^{0,85}$	41	2,98	0,85	0,36
08-janv-95	$C=0,86Q^{0,61}$	35	0,86	0,61	0,58
12-mars-95	$C=0,05Q^{1,44}$	37	0,05	1,44	0,72
17-déc-09	$C=0,65Q^{0,45}$	23	0,65	0,45	0,26
28-janv-10	$C=0,09Q^{1,05}$	15	0,09	1,05	0,77
20-févr-10	$C=0,86Q^{0,39}$	15	0,86	0,39	0,14
08-mars-10	$C=0,56Q^{0,36}$	16	0,56	0,36	0,24
16-déc-10	$C=1,28Q^{0,17}$	10	1,28	0,17	0,03
03-févr-11	$C=0,73Q^{0,23}$	34	0,73	0,23	0,13
23-févr-12	$C=0,04Q^{0,96}$	35	0,04	0,96	0,53
14-avr-12	$C=1,43Q^{0,88}$	15	1,42	0,88	0,36
05-déc-12	$C=1,27Q^{0,41}$	7	1,27	0,41	0,31

L'analyse des résultats des tableaux IV.18, IV.19 et IV.20 montre la prédominance des crues d'hiver, qui représentent 60% de l'ensemble des événements retenus sur l'ensemble du bassin versant. Au vu des valeurs de coefficient de corrélation, l'ajustement au modèle puissance montre, généralement, de bonnes relations entre la concentration et l'écoulement, même si la signification reste médiocre à faible pour quelques crues dont les relations ne sont pas significatives. C'est crues vont être éliminées pour aborder la prochaine analyse (régression entre les coefficients *a* et *b*). Or la relation n'est souvent pas rigoureusement vérifiée, car *C* et *Q* ne sont pas complètement dépendants, et plusieurs facteurs affectent cette relation, notamment à l'échelle de la crue. Ainsi, la diversité des événements produisant du transport solide et la notion de stock permettent d'expliquer la mauvaise corrélation entre débit et concentration. Les relations d'hystérésis observées à l'échelle de l'évènement sont également une source importante de dispersion de cette relation (Mano, 2008). La position du couple de coefficients (*a* et *b*) varie saisonnièrement et pourrait être liée aux caractéristiques du bassin évoluant elles-mêmes avec le temps (disponibilité des sédiments, débit maximum). Toutefois de telles relations n'ont pas pu être encore mises en évidence malgré la subdivision des données en périodes humides et sèches (Asselman, 2000). La valeur moyenne du coefficient de régression *a* est de 0,81 (O. Djer Bouroumi), 1,91 (O. Chiffa) et 0,76 (O.

Mazafran) avec un grand écart entre les valeurs minimales et maximales, et un coefficient de variation important ($C_v = 1,38$). Concernant l'exposant b , la valeur moyenne est de 0,63 (O. Djer Bouroumi), 0,73 (O. Chiffa et O. Mazafran), son coefficient de variation est également important puisqu'il dépasse largement l'unité ($C_v = 0,99$). Cependant, il faut noter qu'à la valeur la plus forte de a correspond la valeur la plus faible de b et *vice versa* ($a = 0,01$; $b = 2,14$), ($a = 0,05$; $b = 1,30$) et ($a = 0,50$; $b = 1,75$).

La régression entre les exposants a et b a été étudiée afin de choisir le modèle le plus représentatif de la relation entre ces deux coefficients, en se basant sur la valeur du coefficient de corrélation (Tableau IV.21). Les crues présentant un faible coefficient de corrélation ont été éliminées.

Tableau IV.21 : Tests d'adéquation de la relation des coefficients a et b

Modèle	Oued Djer Bouroumi		Oued Chiffa		Oued Mazafran	
	Relation	R^2	Relation	R^2	Relation	R^2
Linéaire	$y = -0,005x + 0,717$	0,16	$y = -0,034x + 0,720$	$1,90E^{-01}$	$y = -0,168x + 0,925$	0,11
Logarithmique	$y = -0,23\ln(x) + 0,511$	0,70	$y = -0,18\ln(x) + 0,635$	0,57	$y = -0,20\ln(x) + 0,596$	0,50
Exponentiel	Pas de relation		Pas de relation	0,06	$y = 0,789e^{-0,18x}$	0,06
Puissance	Pas de relation		Pas de relation	0,36	$y = 0,789e^{-0,18x}$	0,36
Polynomiale	$y = 0,000x^2 - 0,036x + 0,771$	0,38	$y = 0,006x^2 - 0,165x + 0,906$	0,43	$y = 0,423x^2 - 1,294x + 1,268$	0,39

Le tableau IV.21 représente les coefficients R^2 pour chacun des modèles de régression. Après plusieurs essais sur les différents types d'ajustement, en se basant sur le coefficient de détermination R^2 (Dagnellie, 1992), le modèle logarithmique ($b=x\ln(a)+y$) offre le meilleur ajustement. Le modèle retenu (Tableau IV.21) a permis d'exposer les régressions entre a et b des trois stations hydrométriques représentées en figures IV.19, IV.20 et IV.21.

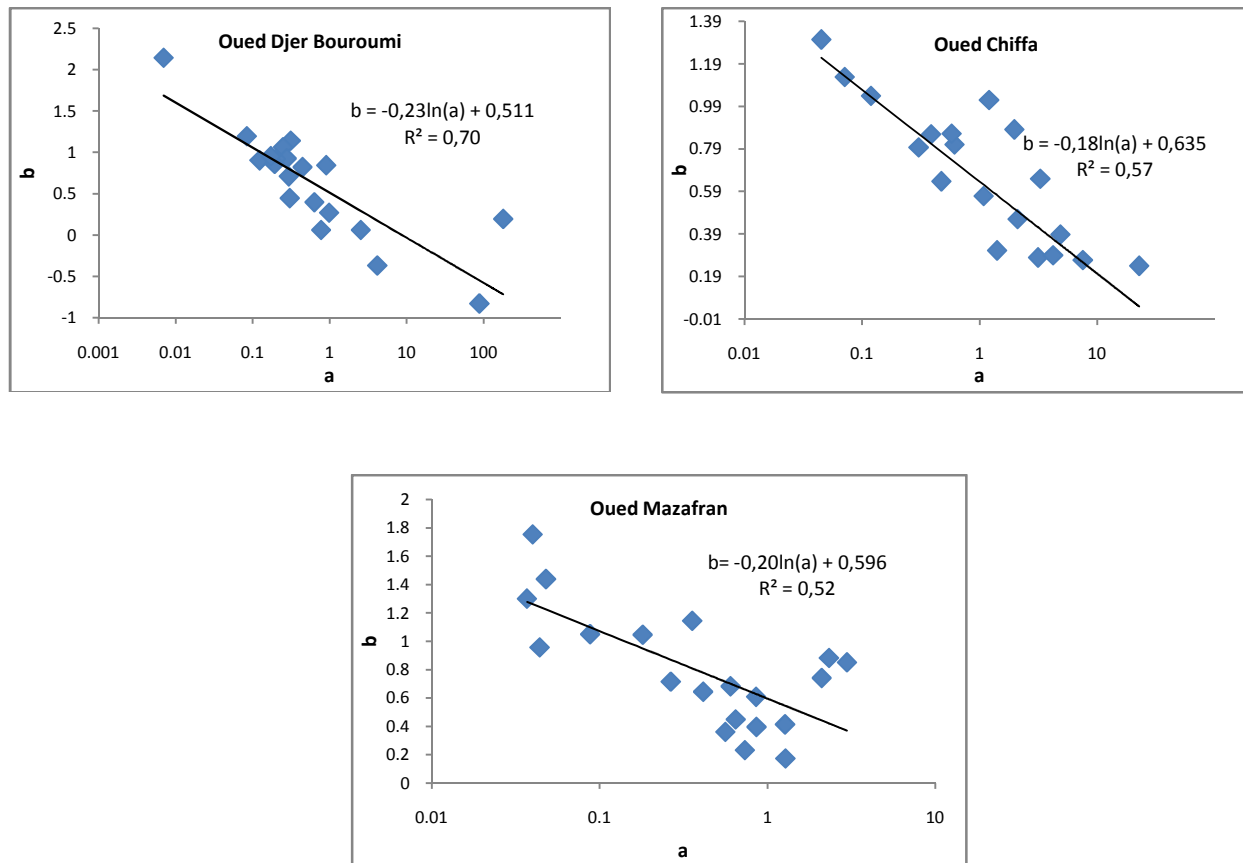


Figure IV.19 : Relations entre a et b du bassin versant du Mazafran à l'échelle de la crue

La figure IV.19 montre une évolution inverse des deux coefficients a et b , avec un coefficient de corrélation significatif ($0,50 < R^2 \leq 0,70$), une relation similaire, a déjà été relevée par Achite et Ouillon (2007). Il faut signaler que bien que le modèle soit purement statistique, quelques explications physiques existent pour les paramètres a et b . Le coefficient a pourrait traduire la sensibilité à l'érosion du bassin versant et b pourrait être lié à la capacité érosive de la rivière ainsi qu'à l'augmentation de la disponibilité en sédiment en fonction du débit (Asselman, 2000). Ce comportement des sols, de l'écoulement et du transport solide exprime cette relation des deux paramètres (a et b) du modèle logarithmique.

c. Relation graphique C-Q

L'analyse de la relation $C-Q$ à l'échelle d'un événement hydrologique de crue a énormément contribué à la compréhension du transport des sédiments à travers le système de drainage d'un bassin versant (Heidel, 1956 ; Peart et al., 1982 ; Irvine et al., 1987; Dickinson et al., 1992). Cette étude est basée sur les travaux de Williams en 1989, l'auteur propose une classification de cette relation basée sur un critère fiable ; le rapport C/Q durant les phases de montée de crue et de décrue.

Dans cette partie, on cherche à caractériser graphiquement la relation C–Q à travers une série d'événements chronologiques (crues). L'analyse à mener est orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique que donnerait la mise en graphe selon l'ordre chronologique de C et de Q. Il s'agit d'une méthode, entre autres, qui permettrait un approfondissement de la connaissance de cette relation à l'échelle locale (Benkhaled, 2003).

Les différentes formes caractérisant la relation C-Q sont :

Forme I : Courbe simple de type linéaire.

Forme II : Boucle dans le sens des aiguilles d'une montre dite **hystérésis positive** ou encore appelée « hystérésis rétrograde »

Forme IV : Boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre dite **hystérésis négative** ou appelée aussi « hystérésis orthograde »

Forme en huit : Combinaison des deux formes II et IV.

Les figures IV.20, IV.21 et IV.22 donnent à titre d'exemple les courbes correspondant aux crues sélectionnées du bassin versant du Mazafran.

- **Sous bassin versant d'Oued DjerBouroumi**

Le tableau IV.22 résume les formes prises par les différentes crues enregistrées à l'Oued Djer Bouroumi en attribuant à chaque crue sa concentration maximale (g/l) et son débit maximum (m^3/s).

Tableau IV.22 : Paramètres caractéristiques des 18 crues principales à Attatba (1990-2012)

Crue	Forme	Durée (h)	C max (g/l ⁻¹)	Q max (m ³ /s)	C _{max} -Q _{max} (h)
20-janv-90	II	28	11,30	1,32	4
14-janv-91	I	24	24,20	14,4	0
26-janv-92	I	8	31,00	147	0
09-avr-92	II	5	24,00	94	3
04-mai-92	I	35	13,70	31,58	0
30-sept-93	IV	8	64,00	7,11	1/6
21-janv-09	IV	4	1,05	6,7	1
27-janv-10	I	3	6,56	19,2	0
11-févr-10	IV	24	5,83	10,65	18
13-févr-10	I	9	3,55	13,8	0
20-févr-10	IV	24	10,06	17,4	3
09-mars-10	I	8	12,78	63	0
17-févr-11	I	9	4,90	5,2	0
26-avr-11	I	24	8,85	42,4	0
22-mai-11	IV	28	10,86	113	1
04-févr-12	II	24	4,69	26,18	16
08-févr-12	I	24	4,74	36	0
09-mars-12	I	8	2,84	28	0
27-mars-12	IV	24	21	2,73	0,5
14-avr-12	I	8	8,58	79,4	0

C_{max}-Q_{max} (h) : est l'intervalle de temps entre la concentration maximale et le débit maximal.

Différentes formes de crues illustrées au tableau IV.22. De l'ensemble de 18 crues, 11 présentent un modèle linéaire ce qui justifie la concordance entre le débit liquide et la concentration pour la majorité des événements extrêmes, cette relation est confirmée auparavant par l'étude de la régression entre ces deux variables. La figure IV.20 représente quelques exemples des formes définissant cette concordance.

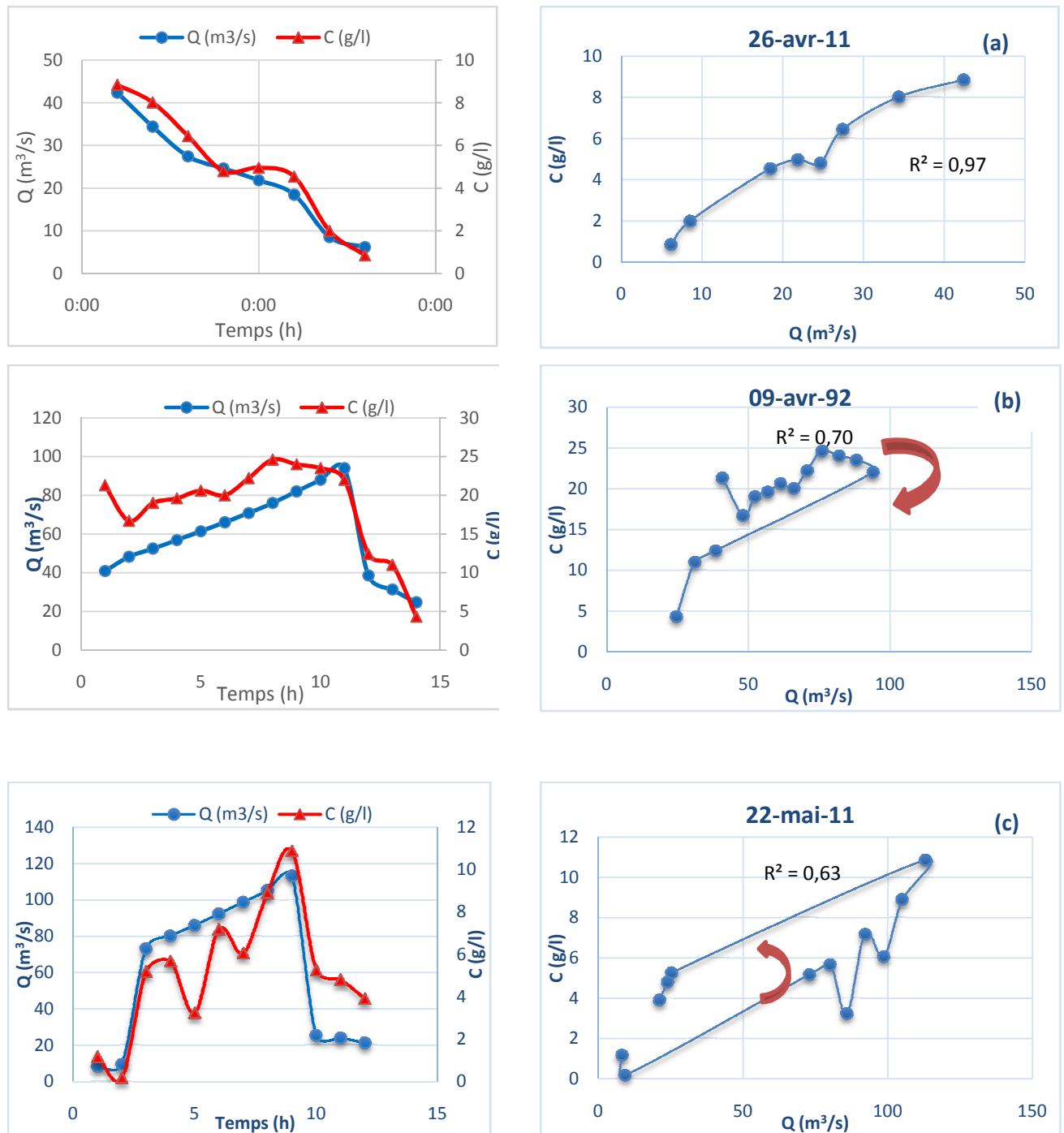


Figure IV.20 : Évolution de la charge solide en fonction des débits liquides à l'échelle des crues-Attatba

L'analyse de régression de la relation (C-Q) (Fig.IV.20-a), révèle que pour les crues qui donnent la forme (I) de la courbe de (C-Q), le coefficient de corrélation est assez élevé ($R^2=0.97$). Ce qui explique que la concentration est étroitement liée aux débits liquides. Elle varie proportionnellement avec ce dernier lors de la montée et la descente des eaux. Les sédiments transportés en suspension durant ces épisodes de crues sont en grande partie arrachés des berges et du lit du cours d'eau (Megnounif, 2007). Par contre le coefficient de

corrélation des deux formes (II et IV) sont relativement faibles ($R^2=0.70$ et $R^2=0.63$ respectivement). Ce qui explique que, pour cette forme, les concentrations dépendent peu des débits liquides. Cette anomalie peut être généralisée sur le reste des sous bassins versant.

Pour la crue du 09 avril 1992 (Fig.IV.20-b), les concentrations des matières en suspension évoluent en excellente synchronisation avec le débit liquide. On remarque que le pic de concentration (24 g/l) et le pic de débit liquide ($94 \text{ m}^3/\text{s}$) sont simultanés avec des largeurs et des pentes similaires, ce qui montre l'apport continu des sédiments pendant toute la durée de la crue (Wood, 1977).

Dans d'autres cas, l'évolution de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides suit un sens antihorlogique et présente des hystérésis dites orthogrades. Ce mode d'évolution se manifeste par un décalage entre l'onde de crue qui affecte les masses d'eau et le transfert plus lent des matériaux fournis à partir des versants. Ces crues sont généralement générées par de grosses averses qui trouvent un sol humide. L'eau présente dans le sol avant la crue, permet d'augmenter les forces de cohésion du sol et diminue le taux de détachement des particules. La source principale de la charge solide en suspension est alimentée par l'érosion en ravines et la dégradation des berges du cours d'eau. C'est le cas de la crue du 22 mai 2011 (Fig.IV.22-c). La charge maximale ($10,86 \text{ g/l}$) est atteinte une heure après le débit de pointe $113 \text{ m}^3/\text{s}$. C'est aussi le cas de la crue du 27 mars 2012, le décalage entre le débit de pointe ($2,73 \text{ m}^3/\text{s}$) et la charge maximale (21 g/l), survenue après, est de 30 minutes.

Par ailleurs, selon l'intensité des précipitations et la contribution des écoulements retardés, les hystérésis orthogrades et rétrogrades sont différentes de par leurs représentations ouvertes ou serrées. Pour le reste des crues, il y a absence d'hystérésis soit par absence de dépôts fins remobilisables, soit par insuffisance des débits liquides pour évacuer les stocks particuliers déposés, soit encore parce que la crue en question est générée par une succession d'averses de différentes intensités.

- **Sous bassin versant d'Oued Chiffa**

De même, les données de l'oued Chiffa montrent les différentes formes (Tableau IV.23) prises par les crues enregistrées en attribuant à chaque crue sa concentration maximale (g/l) et son débit maximum (m^3/s).

Tableau IV.23 : Paramètres caractéristiques des 29 crues principales à Chiffa (1988-2007)

Crue	Forme	Durée (h)	C max (gl ⁻¹)	Q max (m ³ /s)	C _{max} -Q _{max} (h)
15-sept-88	IV	48	132,90	2,12	0
07-déc-88	IV	48	25,45	28,7	0,5
10-déc-88	I	10	19,88	126,2	0
14-déc-88	huit (II+IV)	10	58,52	5,852	1/12
11-avr-89	II	24	22,22	28,5	6
04-mai-90	I	48	51,94	13,64	0
12-déc-90	IV	8	27,19	22,3	1
24-déc-90	IV	9	25,29	16	1,5
19-oct-91	I	48	56,34	27,3	0
25-janv-92	I	9	39,31	68,64	5
26-janv-92	I	10	30,79	39,56	1,5
10-avr-92	IV	44	31,88	97,6	20
03-nov-92	IV	34	12,74	23,11	16
09-déc-92	II+IV	35	30,12	21,04	19
05-nov-93	IV	26	17,55	67,02	2
29-nov-93	IV	29	15,1	24,81	1
20-janv-94	II	30	270	31,51	3
14-oct-94	I	24	60,78	20	0
13-nov-94	I	26	137,78	29,36	0
08-janv-95	II	33	26,63	108,2	15
02-mars-95	I	24	36,01	43,91	0
24-nov-95	IV	27	26,2	23,12	0
28-févr-96	II	30	27,18	99,71	3
28-avr-96	IV	24	7,61	39,76	0,5
21-avr-97	IV	20	56,5	20,52	4
11-déc-03	II	24	7,75	34,41	2
02-janv-04	I	29	23,24	35,30	0
09-févr-07	IV	21	123,14	46	1
11-mars-07	II	28	24,16	140,55	2

C_{max}-Q_{max} (h) : est l'intervalle de temps entre la concentration maximale et le débit maximal.

La figure IV.21 présente quelques exemples de crues montrant différentes formes graphiques.

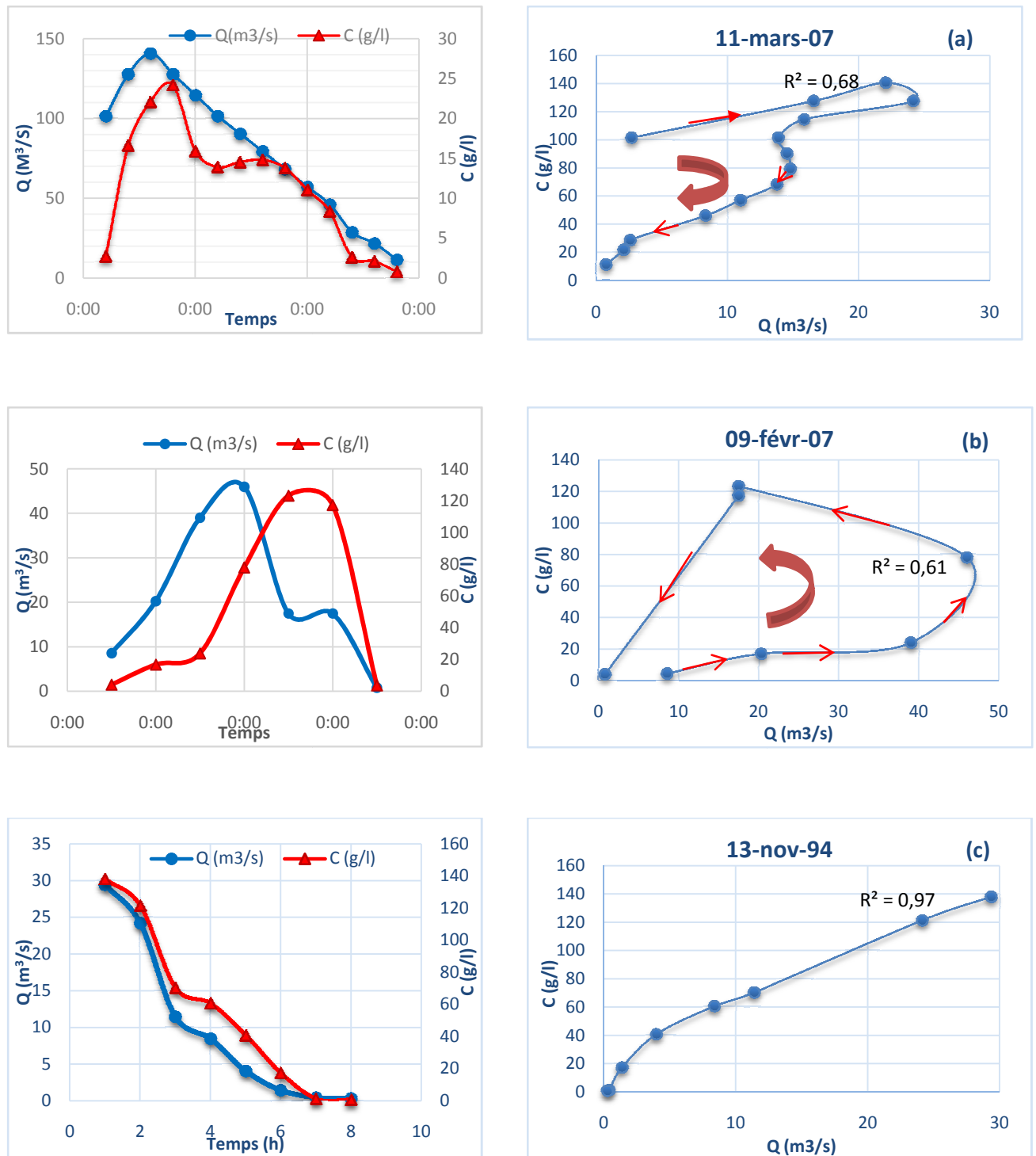


Figure IV.21 : Evolution de la charge solide en fonction des débits liquides à l'échelle des crues (Chiffa)

L'examen des courbes concentration–débit montre que :

Pour la crue du 11 mars 2007 (Fig.IV.21-a), la courbe forme une boucle d'hystérésis décrite dans le sens horaire. La concentration en MES maximale (pic de $24,16 \text{ g l}^{-1}$) précède en

effet le pic de débit liquide ($140,55\text{m}^3/\text{s}$), Cette crue est donc caractérisée par des teneurs en MES beaucoup plus faibles que pour celle du 09 février 2007.

La crue du 09 février 2007 (Fig.IV.21-b) présente une boucle dans le sens anti-horaire, elle est caractérisée par des concentrations basses bien que le débit soit plus élevé (pics de 123gl^{-1} et de $46\text{m}^3/\text{s}$). Les mécanismes entrant en jeu ont été décrits par Wood (1977) et des observations comparables ont été faites par Al-Jabbari *et al.*, (1980) et Milliman (1980). Selon ces auteurs, ce type de comportement caractérise un fonctionnement où la faiblesse du transport solide est liée à un faible apport de particules en provenance des versants et/ou à une diminution de la réserve sédimentaire disponible dans le lit fluvial au moment du déclenchement des crues. La reconstitution du stock sédimentaire demande du temps et, s'il y a plusieurs crues consécutives, le stock épuisé n'a pas le temps de se reconstituer. Ainsi la charge solide reste-t-elle d'autant plus faible que les crues sont rapprochées (Avoine, 1987).

- **Sous bassin versant d'Oued Mazafran**

Au tableau IV.24, les formes de 19 crues principales à Oued Mazafran ont été illustrées en attribuant les caractéristiques de chaque crue.

Tableau IV.24 : Paramètres caractéristiques des 19 crues principales à Fer à cheval (1992-2012)

Crue	Forme	Durée (h)	Q max (m^3/s)	C max (gl^{-1})	$C_{\text{max}} \cdot Q_{\text{max}}$ (h)
28-janv-92	I	10	350	24	0
10-avr-92	I	11	170,5	22,45	0
04/05-mai-92	IV	18	58,24	13,57	1,5
01/02-Mars-93	IV	28	26	4,79	12
06/07-Mai-93	IV	25	54,75	19,72	2
20-janv-94	I	6	162	43,96	0
23-Sept-94	II	48	9	82,95	19
08/09-Janv-95	II	25	262	56,26	1,5
12/13-Mars-95	IV	24	81	54,53	1,5
17/18-Déc-09	II	48	50,10	12,31	12
28-Janv-10	I	26	49	5,21	4,5
11/13-Fév-10	Huit (II+IV)	48	44,98	8,84	20
08/10-Mars-10	II	48	162,61	5,62	1
07-Nov-10	I	4	33,6	4,21	0
16/17-Déc-10	II	24	59,17	8,11	1,5
01-Fév-11	IV	24	360	10,12	1
22/23-Fév-12	II	24	227,35	10,16	5
10/11-Mars-12	I	29	355,52	5,93	0
13/14-Avr-12	II	24	333,68	22,07	5

Le tracé des graphes temporels ainsi que celui représentant l'hystérésis est donnée en figure IV.22.

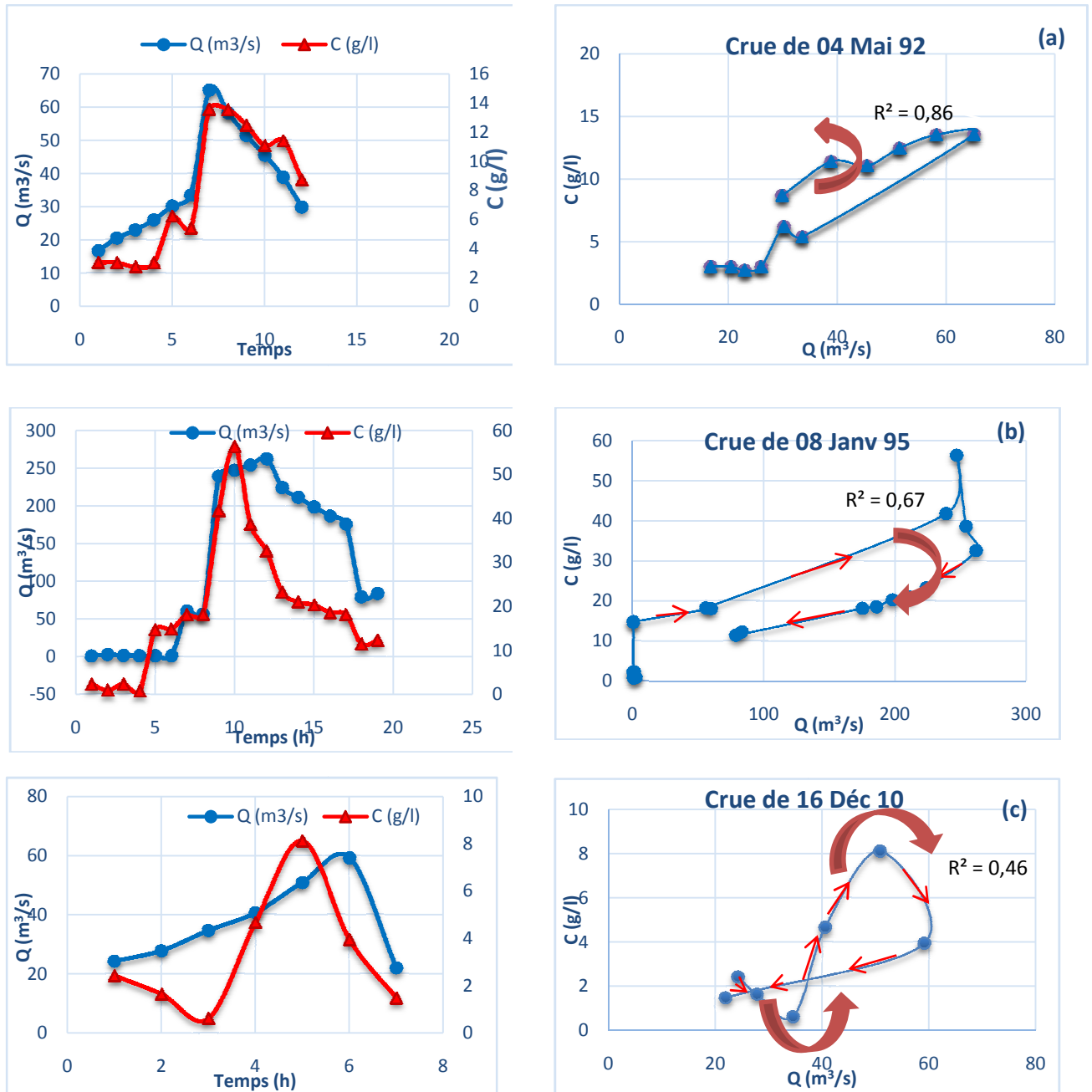


Figure IV.22 : Evolution de la charge solide en fonction des débits liquides à l'échelle des crues (Fer à cheval)

En examinant le tableau IV.24 et la figure IV.22 :

La crue du 04 mai 1992 (Fig.IV.22-a) montre une relation de sens anti-horaire, ce type de courbe caractérise surtout les crues d'hiver et du printemps (Bouanani, 2004). En effet, durant ces saisons le sol est généralement saturé et la couverture végétale, plus ou moins dense, résiste mieux à la pluie. Ces caractères impliquent que le transport des matières en suspension est légèrement retardé par rapport à l'écoulement. La concentration maximale

(13,57 gl^{-1}) poursuit en effet le pic de débit liquide (58,24 m^3/s) par un intervalle d'1 heure 30 minutes.

Pour la crue du 8 janvier 1995 (Fig.IV.22-b), la courbe forme une boucle d'hystérésis décrite dans le sens horaire. Le pic de la concentration maximale (56,26 gl^{-1}) précède en effet le pic de débit liquide (262 m^3/s), phénomène qui a été décrit dès 1935 par Hjülstrom dans plusieurs rivières, et plus récemment par Wood (1977) et Milliman (1980). Cette crue est donc caractérisée par des teneurs en MES beaucoup plus fortes que pour celle du 04 mai 1992.

La crue du 16 décembre 2010 (Fig.IV.22-c) présente une forme en huit qui résulte de la combinaison des deux hystérésis orthogrades et rétrogrades. Cette crue est donc caractérisée par des teneurs en MES beaucoup plus faibles par rapport à l'écoulement liquide suivi par une reprise de la charge sédimentaire (8,11 gl^{-1}) qui précède le pic de cet écoulement liquide (59,17 m^3/s).

IV.5.3. Critères d'évaluation pour les modèles utilisés

IV.5.3.1. Écart arithmétique moyen (*EAM*)

Ce pourcentage prend en compte les écarts entre les flux modélisés et les flux mesurés. Un modèle représentant parfaitement les données mesurées présentera un *EAM* égal à 0:

$$EAM = 100 \cdot \frac{\sum_{i=1}^n |Q_{mes} - Q_{mod}|}{\sum_{i=1}^n Q_{mes}} \quad (\text{IV.6})$$

($EAM \in [0, +\infty[$)

Où : Q_{mes} : Débit mesuré

Q_{mod} : Débit modélisé.

IV.5.3.2. Critère de Nash (*NS*) (Nash et Sutcliffe, 1970)

Il permet d'évaluer l'amélioration apportée par le modèle utilisé par rapport à un modèle de référence, en général l'estimateur de la moyenne.

Si $NS = 1$, le modèle représente parfaitement les données. Lorsque $NS < 0$, le modèle testé est un moins bon estimateur des données mesurées que leur moyenne :

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Qs_{mes} - Qs_{mod})^2}{\sum_{i=1}^n (Qs_{mes} - \bar{Qs}_{mod})^2} \quad (\text{IV.7})$$

($NS \in]-\infty, 1]$)

Le tableau IV.25 regroupe les résultats obtenus en appliquant ces deux critères d'évaluation pour tester la vraisemblance de la relation concentrations- débits liquides et la relation débits solides-débits liquides caractérisant les sous bassin de l'Oued Mazafran.

Tableau IV.25 : Critères d'évaluation des modèles C-Q ; Qs-Q du bassin de l'Oued Mazafran

	Relation C-Q		Relation Qs-Q	
	<i>EAM (%)</i>	<i>NS</i>	<i>EAM (%)</i>	<i>NS</i>
Attatba	55,90	0,97	69,70	0,39
Chiffa	78,43	0,93	45,54	0,72
Fer à cheval	76,39	0,91	66,43	0,42

Le tableau IV.25 montre que les valeurs du critère d'évaluation *EAM* sont en effet tous moins bons. On ne constate pas une grande différence sauf à la station Chiffa dans le cadre de la relation Qs-Q dont on enregistre la plus petite valeur. En effet, Les *NASH* de la relation Qs-Q sont aussi tous moins bons que celles de la relation C-Q surtout pour la station Attatba, alors que la qualité des débits modélisés est meilleure en termes de corrélation. On notera également que bien que significatives, les relations sont parfois difficilement applicables aux débits les plus élevés (Antonelli, 2002). Différents auteurs ont montré que la relation concentration-débit pour les valeurs extrêmes pouvait être différente selon les épisodes (Wood, 1977 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Coynel, 2005 ; Moatar *et al.*, 2007), et c'est pourquoi la relation concentration-débit pour différents épisodes de crue a été analysée dans la section précédente.

IV.6. Estimation du transport solide en suspension : Calcul des apports

Les apports solides en tonnes ou en millions de tonnes, A_s (10^6 t ou MT) et les apports spécifiques en tonnes par kilomètre carré par an, A_{ss} ($t/km^2/an$) sont données par les expressions IV.8 et IV.9.

$$A_s = Q_s \cdot N \cdot 10^9 \quad (IV.8)$$

$$A_{ss} = (A_s \cdot 10^6) / S \quad (IV.9)$$

Avec :

A_s : Apport solide annuel, mensuel ou saisonnier (MT)

Q_s : Débit solide annuel, mensuel ou saisonnier (Kg/s)

N : Temps en secondes (s)

A_{ss} : Apport solide spécifique ($t/km^2 \cdot an^{-1}$)

S : Superficie du bassin versant (km^2)

IV.6.1. Apports annuels

Le flux annuel des matières solides en suspension exporté par les différents oueds étudiés est calculé par la formule IV.10.

$$As = \sum_{j=1}^N (t_{j+1} - t_j) Q_j C_j \quad (IV.10)$$

Où ; C_j : Concentration mesurée à l'instant t_j

Q_j : Débit liquide à l'instant t_j

N : Nombre de prélèvement effectués sur l'année considérée

$t_{j+1} - t_j$: Pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs.

De même, Al , l'apport liquide annuel engendrant le flux des apports solides As , est calculé par l'expression IV.11

$$Al = \sum_{j=1}^N (t_{j+1} - t_j) Q_j \quad (IV.11)$$

Les tableaux IV.26, IV.27 et IV.28 représentent les apports liquides (Al), solides (As) et les dégradations spécifiques (Ass) calculés des différents sous bassins du Mazafran.

Tableau IV.26 : Apports liquides, solides et dégradations spécifiques (89/90–11/12)-Attatba

	Q (m ³ /s)	Al (hm ³)	As (MT)	ASS (t/km ² .an ⁻¹)
1989/90	0,10	3,26	0,11	166
1990/91	0,88	27,68	0,14	132
1991/92	1,53	48,11	0,96	1414
1992/93	0,26	8,30	0,24	354
2008/09	0,11	3,55	0,08	122
2009/10	0,75	23,62	0,32	474
2010/11	0,88	27,74	0,56	830
2011/12	1,04	32,82	0,34	506
Moy	0,69	21,89	0,35	500

Tableau IV.27 : Apports liquides, solides et dégradations spécifiques (88/89–06/07)-Chiffa

Année	Q (m ³ /s)	Al (hm ³)	As (MT)	ASS (t/km ² .an ⁻¹)
88/89	1,14	36,02	0,33	556
89/90	0,24	7,64	0,14	233
90/91	0,57	17,85	0,28	484
91/92	2,62	82,73	1,05	1795
92/93	1,49	46,90	0,57	973
93/94	0,73	23,14	0,38	657
94/95	3,31	104,53	1,00	1712
95/96	1,65	51,99	0,33	572
96/97	0,14	4,54	0,04	63
2003/04	0,64	20,06	0,29	495
2004/05	0,83	26,05	0,11	193
2005/06	1,24	38,97	0,31	524
2006/07	0,80	25,12	0,36	612
Moy	1,18	37,35	0,40	682

Tableau IV.28 : Apports liquides, solides et dégradations spécifiques (89/90–11/12)-Fer à cheval

Année	Q (m ³ /s)	Al (hm ³)	As (MT)	ASS (t/km ² .an ⁻¹)
89/90	0,25	7,87	0,26	138
90/91	0,82	25,95	0,24	125
91/92	4,40	138,73	1,51	1124
92/93	0,47	14,76	0,22	113
93/94	1,00	31,63	0,54	284
94/95	2,53	79,63	0,82	927
2008/09	2,27	71,59	0,47	247
2009/10	2,54	79,97	0,37	194
2010/11	3,24	102,29	0,43	228
2011/12	2,17	68,30	0,90	472
Moy	1,93	61,00	0,59	365

La figure IV.23 représente la variation de l'apport solide en fonction de l'apport liquide suivant l'échelle annuelle.

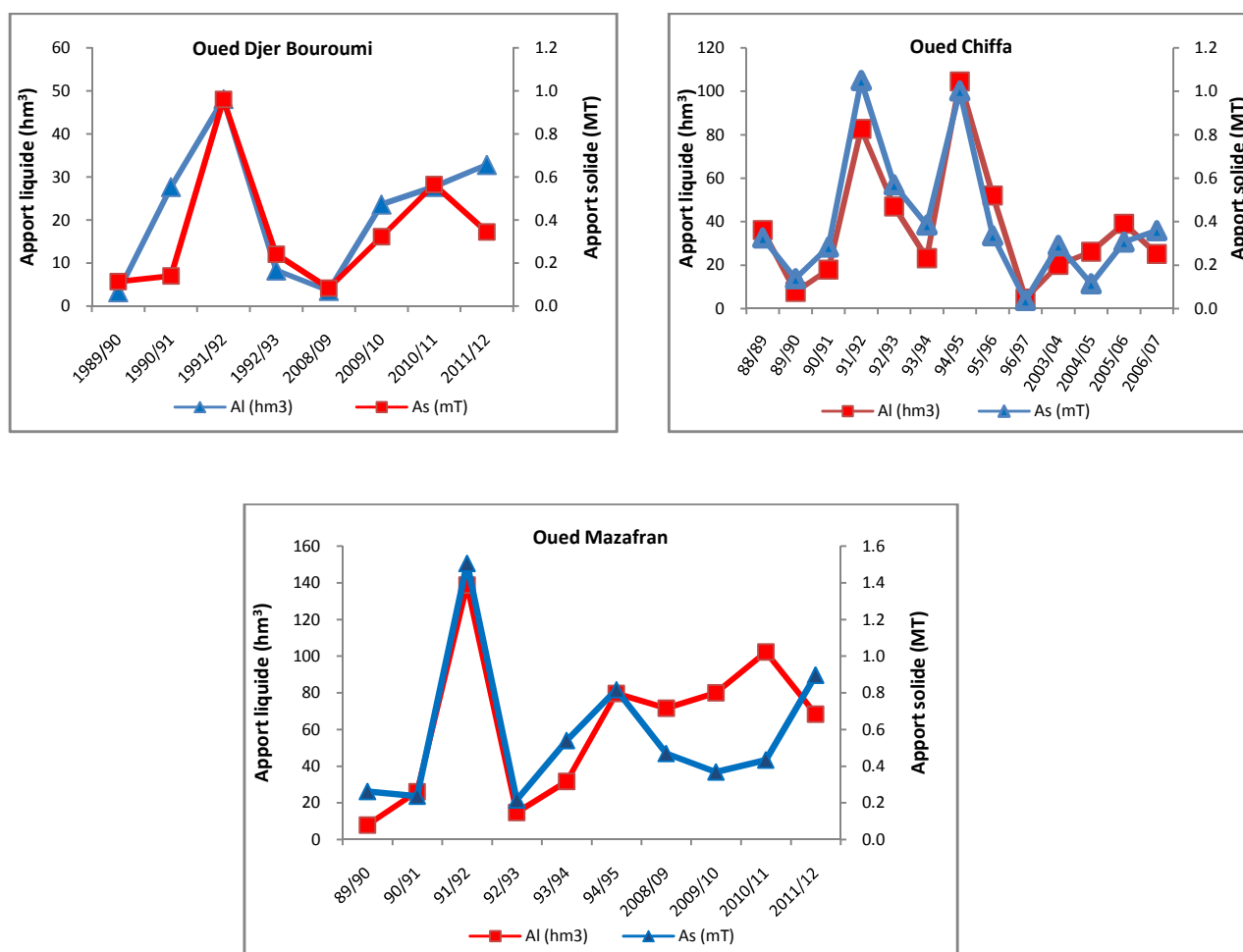


Figure IV.23 : Évolution inter-annuelle de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides

L'analyse de ces données, permet de déduire que : En moyenne annuelle, le bassin versant de l'Oued Mazafran produit une charge solide de l'ordre de 0.35, 0.40 et 0.59Mtonnes transportées en suspension par les trois oueds O. Djer Bouroumi, O. Chiffa et O. Mazafran respectivement. Si l'on sait les surfaces contrôlées par les stations de jaugeage, les valeurs des dégradations spécifiques moyennes varient d'un sous bassin à l'autre prenant, annuellement, les valeurs 500, 682 et 365 t/km² soit un total 1547 t/km² sur l'ensemble du bassin versant du Mazafran. En termes de production des sédiments, il est intéressant de faire remarquer que le taux de dégradation estimé pour le bassin contrôlé lui permet de s'inscrire dans le rang des bassins algériens caractérisés par un potentiel érosif important selon les estimations faites par Touaibia (2000) et Tixeront (1960), ces auteurs ont considéré un bassin comme érodé si son apport solide dépasse annuellement 1000 t/km². En effet, le relief assez fort à modéré du bassin et la présence de certaines altitudes autour des stations hydrométriques, lui offre ainsi un potentiel érosif moyen à fort.

La figure IV.23 présente des bilans d'érosion annuels très irréguliers : Le régime annuel de l'écoulement et le comportement morphologique du bassin versant de l'oued Mazafran passeraient d'une année à l'autre d'un régime méditerranéen comme durant les années hydrologiques à écoulement abondant (1991/92, 1994/95 et 2011/212) au régime des rivières de la zone tempérée comme durant les années hydrologiques à écoulement faibles (1992/93, 1996/97 et 2008/2009) (Tableaux IV.26, IV.27 et IV.28). Si on regarde la variabilité interannuelle de ce phénomène, on constate que la dégradation spécifique varie considérablement. On passe, annuellement, de 121 à 1414 t/km² à Attatba, de 63 à 1794 t/km² pour Chiffa et de 113 à 1124 t/km² pour Fer à cheval. Ces taux de dégradation se situent dans la fourchette des valeurs proposées par Walling (1984). En se fondant sur les travaux réalisés au Maghreb, cet auteur estime que les dégradations spécifiques annuelles dans le bassin versant varient entre 1000 et 5000 t/km².

Toutes les valeurs maximales dépassant 1000 t/km² sont enregistrées au cours de l'année 1991/92, année caractérisée par une forte érosion et un apport considérable dans les variations du tonnage moyen annuel de l'oued Mazafran. À cet effet, si on excepte les exportations en suspension de cette année (1991/92), le taux de transport solide spécifique diminuera de 499 à 385 t/km², soit de 23% à Attatba, de 682 à 589 t/km², soit de 14% à Chiffa et de 365 à 296 t/km², soit de 19% à Fer à cheval, soit un total de 1270 sur l'ensemble du bassin versant. La charge solide de cette année hydrologique est supérieure 2 fois au tonnage moyen annuel.

Le décalage dans le temps entre le maximum annuel des pluies, de l'écoulement et des transports solides spécifiques montre bien que le seul facteur pluviométrique reste insuffisant, à l'échelle annuelle, pour déterminer les variations des transports solides spécifiques comme le reflètent nettement les corrélations entre les trois variables étudiées obtenues à l'échelle annuelle. De ce fait, il convient d'analyser les variations des transports solides en suspension et leurs relations avec les précipitations et l'écoulement à l'échelle saisonnière.

IV.6.2. Apports saisonniers

Les variations des contributions saisonnières des crues en apport liquide et leurs charges solides en suspension, permettent de voir la tendance globale de la susceptibilité du bassin versant dans la production des sédiments.

Après avoir étudié les variations des apports à l'échelle annuelle, il est maintenant préférable de s'en servir pour quantifier les contributions des crues en apport liquide et solide dans le bassin versant du Mazafran suivant l'échelle saisonnière. Le tableau IV.29 et la figure IV.24 montrent cette variation.

Tableau IV.29 : Apports solides et dégradations spécifiques au bassin versant du Mazafran

		Automne	Hiver	Printemps	Été
O. Djer Bouroumi	Q (m ³ /s)	0,29	4,42	16,09	0
	Al (hm ³)	9,28	139,37	507,42	0
	As (MT)	0,60	1,04	3,97	0
	ASS (t/km²)	879	1533	5848	0
O. Chiffa	Q (m ³ /s)	0,64	19,55	6,85	0,24
	Al (hm ³)	20,11	616,63	161,74	7,44
	As (MT)	0,84	13,32	2,85	0,08
	ASS (t/km²)	1441	22761	4867	138
O. Mazafran	Q (m ³ /s)	4,97	17,83	22,60	0,26
	Al (hm ³)	156,85	1237,52	712,77	8,05
	As (MT)	1,18	8,46	7,75	0,92
	ASS (t/km²)	623	4453	4081	484

Ces valeurs sont représentées en figure IV.24.

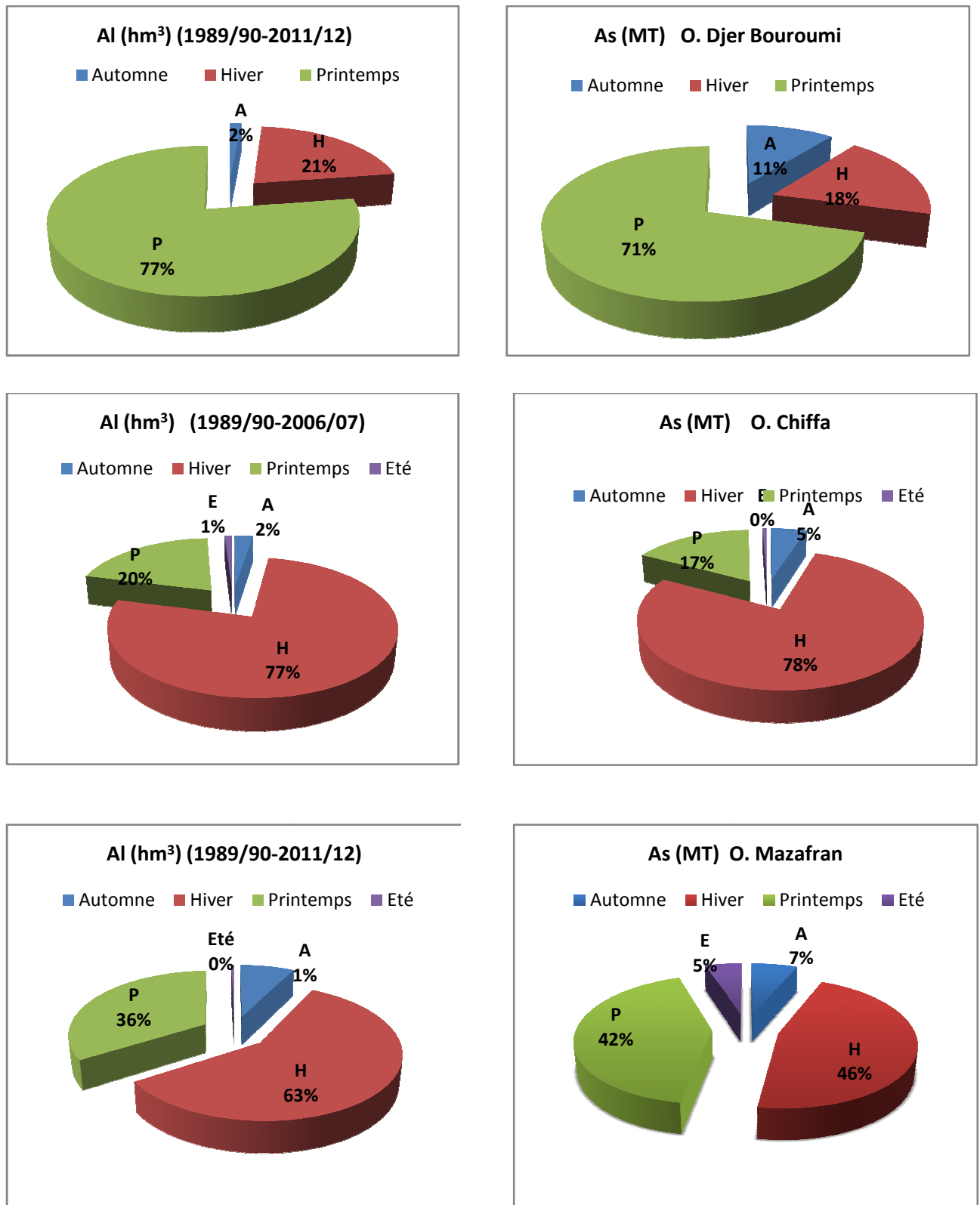


Figure IV.24 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides du bassin versant du Mazafran

Cette répartition donne une information sur les variations lentes du débit qui correspond à la réponse des bassins face au cycle des saisons.

L'analyse de ces données, permet de déduire que :

- Les variations des contributions saisonnières des crues en apport liquide et leurs charges solides en suspension (Fig.IV.24), permettent de voir la tendance globale de la susceptibilité du bassin versant dans la production des sédiments.
- La différence qui existe entre les apports solides des différents bassins est principalement liée à la différence des superficies des bassins, les contextes, climatique et géologique étant semblables. En effet les résultats obtenus en fonction de la surface des différents paramètres de l'écoulement et des apports solides, montrent clairement l'influence de la surface, sans pour autant être affirmatif, étant donnée le nombre réduit de sous bassins étudiés.

Le fonctionnement hydrologique et le comportement du bassin versant de l'oued Mazafran dépendent essentiellement des variations de la concentration de la période allant de Septembre à Mai (période où le bassin a connu une érosion effective), car l'ensemble de la charge solide spécifique moyenne de cette période s'élève à 15186 t/km^2 , soit 98% du tonnage spécifique moyen annuel, répartie comme suit : 981 t/km^2 soit 7,4% en Automne, 9280 t/km^2 soit 47% en Hiver et 4925 t/km^2 soit 43% au Printemps.

Sur l'ensemble du bassin étudié, les variations de transport solide présentent une relation incontournable avec les précipitations et l'écoulement durant l'Hiver, une moyenne pluviométrique de 245 mm (38% de la pluviométrie annuelle) et un écoulement moyen de 89mm, (51% de l'écoulement moyen annuel) ont provoqué un taux de transport solide spécifique de 9583 t/km^2 (46% du tonnage moyen annuel), donc, l'Hiver est la saison de plus forte érosion (Fig.IV.24). À l'oued Djer Bouroumi, c'est au Printemps que la valeur maximale de dégradation spécifique a été produite avec un pourcentage de 71%. Donc, en termes de dégradation spécifique, le Printemps est classé après l'Hiver par sa contribution à l'érosion dans le bassin versant de l'oued Mazafran, cela s'explique par l'augmentation de la turbidité de Mars à Avril.

IV.6.3. Apports mensuels

Le régime d'écoulement à pas de temps mensuel est presque le même pour les trois stations, il est caractérisé par deux périodes bien distinctes : une période pour les hautes eaux qui commence en octobre pour se terminer en mars et une période pour les basses eaux d'avril à septembre.

Les trois stations sont le siège d'un régime simple d'une provenance pluviale, les apports sont répartis de la même manière que la pluviométrie mensuelle (Tableau IV.30).

Tableau IV.30 : Apports liquides (Al), solides (As) et dégradations spécifiques mensuelles (ASS) du bassin versant du Mazafran (1989/90-2011/12)

	O. DjerBouroumi			O. Chiffa			O. Mazafran		
	Al (hm ³)	As (MT)	ASS (t/km ² /mois)	Al (hm ³)	As (MT)	ASS (t/km ² /mois)	Al (hm ³)	As (MT)	ASS (t/km ² /mois)
Sept	3,27	0,26	379	0,27	0,01	25	0,71	0,05	24
Oct	3,28	0,05	71	0,36	0,02	30	2,63	0,06	29
Nov	*	*	*	0,89	0,03	54	2,96	0,06	30
Déc	0,62	0,004	6	4,88	0,16	266	3,29	0,02	10
Janv	8,34	0,15	217	9,15	0,20	342	12,46	0,26	139
Fév	4,14	0,01	16	4,88	0,07	123	16,32	0,08	42
Mars	12,74	0,09	134	4,20	0,05	91	13,54	0,15	81
Avr	11,60	0,12	180	3,65	0,04	63	27,80	0,30	157
Mai	12,11	0,08	113	2,22	0,06	101	6,23	0,05	29
Juin	*	*	*	9,04	0,11	186	1,61	0,18	97
Juil	*	*	*	*	*	*	4,83	0,06	29
Aout	*	*	*	0,09	0,001	0,9	*	*	*

Ces résultats sont représentés en figure IV.25.

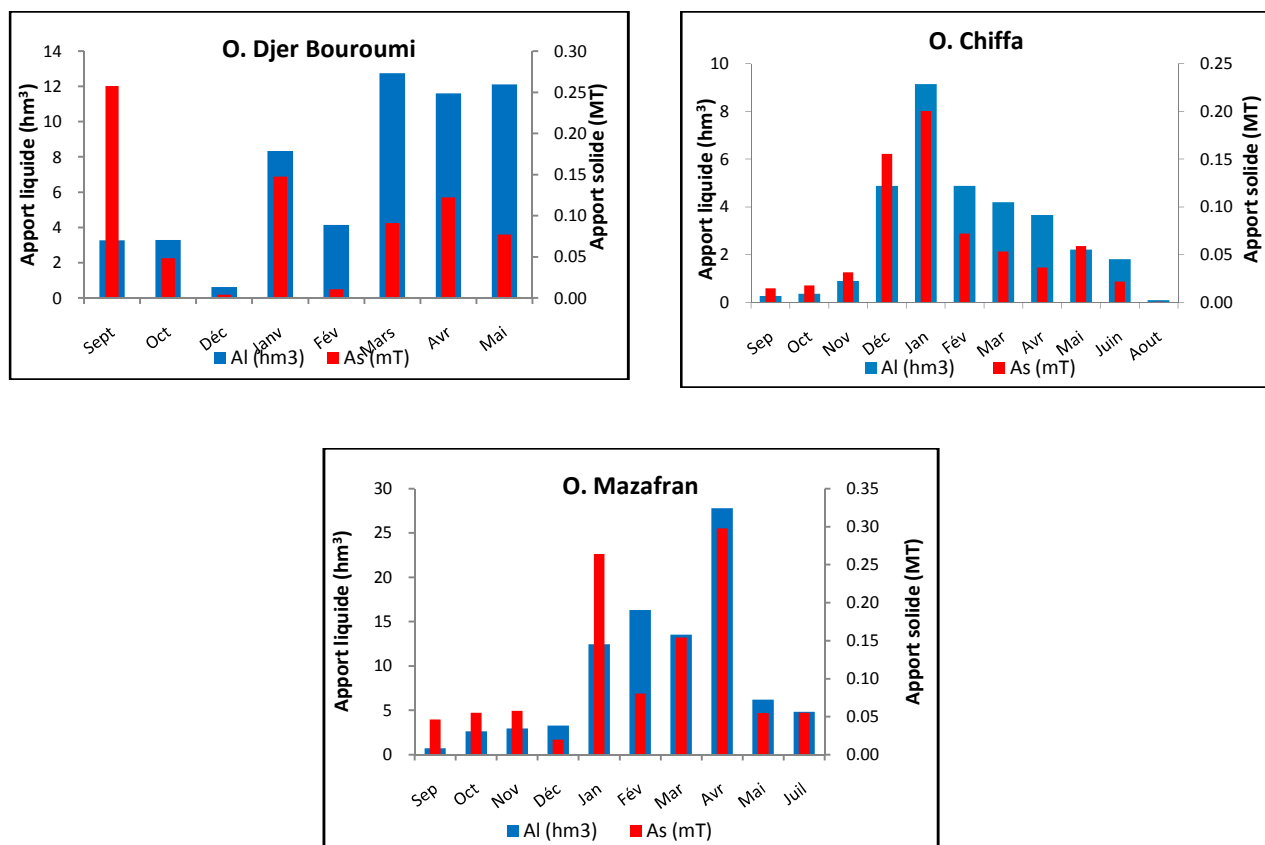


Figure IV.25 : Apports liquides et solides mensuels du bassin versant du Mazafran

Le tableau IV.30 et la figure IV.25 appellent quelques remarques importantes:

- Les valeurs maximales de pluies, du débit liquide, de turbidité et des transports solides spécifiques ne concordent que durant quelques mois pendant les années hydrologiques étudiées, ainsi une nette variation est décelée d'une station à l'autre.

- Les valeurs mensuelles maximales des transports solides spécifiques dépendent fortement de l'augmentation du débit liquide de Décembre à Février et de l'augmentation de la turbidité de Mars à Avril.

- Une période d'érosion faible qui se limite au seul mois d'Octobre en plus la période d'étiage a été signalée. Ce mois marque le début de l'augmentation des précipitations et des débits liquides suite à une saison estivale sèche et chaude. Pendant cette période de sécheresse, quelques crues déclenchant une dégradation très appréciable ont été enregistrées, comme la crue de Juin à Oued Chiffa, cette dernière a provoqué un apport solide de 186 t/km^2 , trois fois supérieure à la moyenne mensuelle des mois Septembre, Octobre et Novembre. Les quantités de sédiments évacués par l'écoulement de l'oued Mazafran en Octobre sont influencées par les phénomènes de glaçage et de splash provoqués par les premières averses violentes de l'Automne.

- Une période d'érosion forte qui commence en Janvier et continue jusqu'au mois d'Avril et parfois même le mois de Mai, a été notée, cette période connaît une augmentation de pluviosité et de l'apport liquide accompagnée d'une évacuation des quantités considérables de sédiments. Le mois de Janvier assure près de 17% des apports liquides annuels et 22% des apports solides, ce mois présente le maximum mensuel de l'apport solide avec $0,20 \text{ Mt}$, soit un apport spécifique de 233 t/km^2 alors que le mois d'Avril assure près de 23% des apports liquides annuels et 16 % des apports solides, ce mois présente le maximum mensuel de l'apport liquide avec $14,35 \text{ hm}^3$, soit un apport spécifique de 133 t/km^2 . Les pluies de cette période de l'année hydrologique se caractérisent par une grande capacité de mobilisation et par un grand pouvoir érosif dans les bassins versants méditerranéens (Guigo, 1981).

La fin du Mai marque le début de la diminution des précipitations et des débits liquides suite à une saison hivernale humide et une saison plus au moins arrosée au Printemps, cette diminution continue jusqu'à l'arrivée à la période d'érosion faible. Les concentrations élevées du mois de Mai sont énormément influencées par les apports solides issus des sapements de berges et des mouvements de masse des bas-versants qui atteignent les limites de liquidité en fin de Printemps. Ces formes d'érosion continuent à alimenter en troubles les oueds principaux à cause de leur proximité du lit.

-Entre les deux périodes d'érosion (forte et faible) se situent les mois de Septembre, Octobre et Novembre avec une charge solide moyenne de 143 t/km² en Septembre et près de 43 t/km² en Octobre et Novembre. Ces variations correspondent à la fois au début de la croissance des précipitations, de la turbidité et du débit solide de l'Hiver ainsi qu'au début de la croissance des pluies, de l'écoulement et du débit solide du Printemps. Cette période coïncide avec le début de la reconstitution des nappes aquifères qui contribuent beaucoup à l'alimentation des débits liquides de l'Oued Mazafran. Durant cette période de l'année hydrologique, l'infiltration emporte sur l'écoulement superficiel du bassin-versant de l'oued Mazafran comme l'est déjà dans les différents bassins telliens (Bougherara, 1986 ; Bourouba, 1988 ; Benchetrit, 1972 ; Mebarki, 1982 et Ghachi, 1986) , ce qui explique en majorité la faiblesse du flux sédimentaire comparativement au mois de Décembre, ce dernier a connu une hausse du transport solide grâce à l'influence des apports liquides qui ont été considérablement importants et peut être aussi suite à la remobilisation des sédiments déposés lors des mois précédents à l'amont des cours d'eau. Pour mieux appréhender le phénomène de l'érosion et du transport solide, il serait judicieux d'analyser la répartition mensuelle des flux de sédiments au Mazafran (Fig.IV.26).

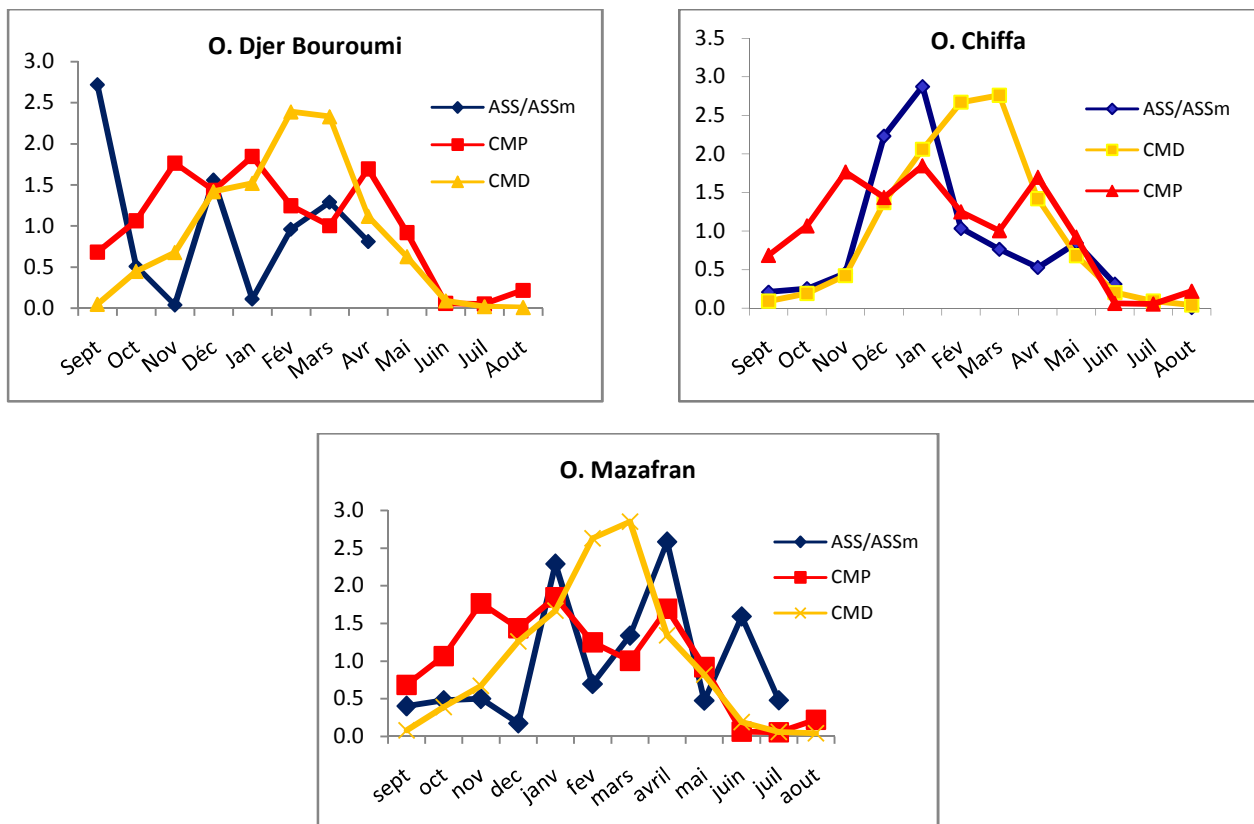


Figure IV.26 : Coefficient mensuel de pluviosité (CMP), de débit (CMD) et rapport des apports spécifiques mensuels aux apports spécifiques moyens mensuels (ASS/ASSm)

En analysant la relation entre le coefficient d'écoulement mensuel moyen et la dégradation spécifique moyenne mensuelle illustrée en figure IV.26, trois périodes d'activités érosives différentes peuvent être distinguées :

- Une période de forte érosion et d'écoulement abondant qui correspond à un intervalle de six mois de Décembre jusqu'à Mai. La pluviométrie moyenne mensuelle est relativement importante, un maximum de 100 mm a été atteint durant le mois de Janvier, soit un coefficient de pluviosité égal à 1.85. Les débits liquides ont connu aussi une augmentation car le mois de Décembre a enregistré un coefficient mensuel de débit égal à 1.42, 1.37 et 1.26 pour O. Djer Bouroumi, O. Chiffa et O. Mazafran respectivement, par contre ces valeurs sont beaucoup plus élevées pour le mois de Mars soit un CMD qui vaut 2.33, 2.76 et 2.85 pour les trois oueds respectivement.

En Décembre et après une longue saison estivale sèche et automnale chaude, les premières averses de fortes intensité génèrent des crues violentes et puissantes qui ont donné lieu à des concentrations en sédiments très élevées soit une concentration maximale mensuelle enregistrée de l'ordre de 3.86, 12.91 et 4.37 gl^{-1} ce qui a entraîné une dégradation considérable du sol estimée respectivement à 6, 266 et 10 $t/km^2/mois$. Par ailleurs, en mois de Janvier, tous les paramètres hydro morphologiques ont été favorables à un écoulement abondant et une érosion des terres plus importante, 30 % des crues d'intensité maximales recensées ont survenues durant ce mois cela témoigne de la forte dégradation atteinte dépassant 233 $t/km^2/mois$ en moyenne ; 217 $t/km^2/mois$ à O. Djer Bouroumi, 342 à O. Chiffa et 139 à O. Mazafran. Toute fois la concordance des valeurs mensuelles maximales du transport solide, de la concentration et de l'apport liquide ont été enregistrées durant les années 90/91 ,94/95 et 2011/12. Les mois de Janvier et Février ont été très arrosés ce qui a induit une exubérance de la végétation et par voie de conséquence une décroissance des quantités de sédiments transportés.

- Une période intermédiaire qui englobe les trois mois de l'Automne parfois même les mois de Décembre, et Mai. Quoique les coefficients de pluviosité ont été assez élevés prenant les valeurs 0.68, 1.07 et 1.77 pour les mois d'Automne et 1.43 et 0.92 respectivement pour les mois de Décembre et Mai, les écoulements ont été modestes, le rapport des dégradations spécifiques mensuelles à celui de la moyenne ne dépasse 1 que pour les trois mois de Septembre, Décembre et Avril à Oued Djer Bouroumi, que pour les mois de Décembre, Janvier et Février à Oued Chiffa et que pour les trois mois de Janvier, Mars et Avril à Oued Mazafran.

On note une discordance entre les dégradations spécifiques et les écoulements durant cette deuxième phase d'érosion, plusieurs facteurs tels que l'état de saturation du sol, le couvert végétal et l'intensité des pluies sont à l'origine de cette absence de proportionnalité.

-Une dernière période qui est la période d'étiage et d'érosion faible : Le mois de Mai marque une transition entre une phase d'une grande mobilisation et entrainement de sédiments qui s'étale du mois de Septembre au mois de Mai et qui regroupe les deux périodes d'érosivité déjà citées soit une contribution qui s'élève à 90% du tonnage moyen annuel, une autre phase de faible perte de sol est l'été chaud et sec, avec des schémas hydrologiques et des influences climatiques qui se poursuivent jusqu'en Septembre.

Conclusion

Différentes échelles ont été prises en considération pour bien étudier la relation entre les pluies, l'écoulement, la turbidité et le transport solide spécifique sur l'ensemble du bassin versant du Mazafran :

À l'échelle annuelle, l'analyse des données, permet de déduire qu'en moyenne annuelle, le bassin versant de l'Oued Mazafran produit une charge solide de l'ordre de 0.35, 0.40 et 0.59Mtonnes transportées en suspension par les trois oueds O. Djer Bouroumi, O. Chiffa et O. Mazafran respectivement. Si l'on sait les surfaces contrôlées par les stations de jaugeage, les valeurs des dégradations spécifiques moyennes varient d'un sous bassin à l'autre prenant, annuellement, les valeurs 500, 682 et 365 t/km² soit un total 1547 t/km² sur l'ensemble du bassin versant du Mazafran. En termes de production des sédiments, il est intéressant de faire remarquer que le taux de dégradation estimé pour le bassin contrôlé lui permet de s'inscrire dans le rang des bassins algériens caractérisés par un potentiel érosif important.

À l'échelle saisonnière, le bassin versant de l'Oued Mazafran se caractérise par deux saisons de forte érosion: l'Hiver et le Printemps. Ces deux saisons diffèrent par leurs processus érosifs. L'Hiver, avec le tonnage saisonnier le plus élevé, coïncide avec l'augmentation des pluies et des débits qui compensent la faiblesse de la turbidité. Le Printemps, avec un tonnage moins élevé, se caractérise par des turbidités plus élevées qui arrivent à compenser la faiblesse des pluies et de débit jusqu'au début du mois de Juin.

À l'échelle mensuelle, la dynamique érosive du bassin versant de l'oued Mazafran se produit durant deux périodes complètement différentes:

- une période de forte érosion allant de Décembre à Avril. Elle se caractérise par les lames d'eau précipitées et écoulées supérieures aux moyennes mensuelles. Les précipitations et l'écoulement de cette période de l'année entraînent des valeurs fortes de transports solides spécifiques.

- une période de faible érosion avec 3 mois: Octobre, Novembre et Mai, en plus la période des étiages. L'érosion du mois d'Octobre coïncide avec le début de l'augmentation des pluies, du débit et de la turbidité. Celle de Novembre marque la fin de l'Automne et le début de l'Hiver, saison de forte érosion. Par contre, l'érosion du mois de Mai correspond à la fin de la seconde saison de forte érosion, le Printemps.

Toutes ces variations sont conditionnées par l'état de saturation du bassin versant de l'oued Mazafran, par les types de dynamique érosive de chaque saison et de chaque période d'érosion ainsi que par les variations du débit et de la turbidité durant les périodes de crues.

Enfin, la comparaison des valeurs de dégradation spécifique a révélé de très fortes différences spatiales dans les taux d'érosion des sols (Hallouz, 2014). Cette différence est principalement due aux différences de lithologie, de couverture végétale, de pente et de taille des bassins versants (Probst et *al.*, 1992; Fox et *al.*, 1993). À cette variabilité spatiale s'ajoute une variabilité temporelle aux échelles annuelle, saisonnière et mensuelle. À l'échelle saisonnière, c'est à l'Hiver que se produit le maximum du transport solide à Oued Chiffa, et Oued Mazafran. À Oued Bouroumi, c'est au Printemps que le phénomène est plus accentué. En deuxième position, on trouve le Printemps pour Chiffa et Mazafran, l'Hiver pour Bouroumi et ensuite l'Automne et l'Été pour les trois sous bassins. Toutefois, pour Oued Chiffa et Oued Mazafran 186 et 97 t/km²/mois enregistrés respectivement en mois de Juin, nous pensons que l'importance des transports en Été est conjoncturelle, dû à des orages d'été exceptionnels.

Dans tous les cas, cette variation temporelle dépend de la fréquence des tempêtes et de leur cycle (Bouanani et *al.*, 2013). En fait, ce sont ces tempêtes qui génèrent la plupart des charges suspendues.

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

La gravité du phénomène de l'érosion hydrique durant ces dernières décennies a atteint un stade parfois irréversible dans les pays du Maghreb caractérisés par une aridité climatique se distinguant par la rareté, l'irrégularité de la pluie, l'agressivité des averses et des vents violents. C'est dans ce contexte que nous avons abordé dans le présent travail un cas particulier qui est celui du bassin versant Oued Mazafran (Nord de l'Algérie). Ce bassin a été choisi afin de mettre en exergue la situation de l'érosion hydrique, vu l'importance que requiert cette région de l'Algérie vis-à-vis des ouvrages hydrauliques qui alimentent la capitale en eau potable et l'importance de l'érosion dans cette région. S'étalant sur une superficie de 1912 Km², la morphologie du bassin est caractérisée par un relief typiquement montagneux, couvrant 82% de la superficie totale. Ce bassin se situe dans le domaine Rifotellien qui est constituée de deux systèmes aquifères, les grès de l'Astien et le réservoir Quaternaire. Le bassin étudié présente un réseau hydrographique très développé avec un écoulement de direction sud-nord avec exutoire vers la mer. Le drainage très dense s'effectue par une multitude de torrents plus ou moins long ($D_d = 0,637 \text{ km/km}^2$).

Le bassin versant du Mazafran caractérisé par un climat sub-humide, a connu une variation temporelle accentuée de la pluviométrie depuis les années 1970. La moyenne interannuelle enregistrée dans les trois stations ; Oued Zeboudj, Ouzera et Somâa est de 538, 570 et 649 mm respectivement, une variabilité spatiale des précipitations a été révélée et ceci s'explique par la variation des altitudes vu que la région est caractérisée par un relief assez fort (une région montagnarde). L'altitude moyenne prend les valeurs 157, 612 et 386 m pour les sous bassins d'Oued Djer Bouroumi, Chiffa et Mazafran respectivement.

L'élaboration des courbes IDF et leurs modélisations par différentes méthodes basées sur les séries (SMA et SDP) ont été étudiées. Pour les SDP utilisées, les courbes IDF ont été établies par deux approches : La méthodologie classique et le modèle établi par Koutsoyiannis.

Pour les SMA ; les séries des maxima annuels correspondent aux séries des valeurs maximales enregistrées chaque année pendant une durée donnée. Pour un seuil de signification de 95%, les résultats de l'ajustement révèlent la meilleure adaptation de la loi Log-Normale (Galton) aux séries de données ainsi que la loi doublement exponentielle (Gumbel) qui s'ajustent bien aux données de la station Oued Zeboudj et la station Ouzera pour $t=180 \text{ mn}$.

Pour les SDP, le test de Wilcoxon est systématiquement utilisé pour vérifier l'homogénéité pour un seuil de signification de 95% car c'est le plus puissant des tests non paramétriques et présente davantage de robustesse par rapport à d'autres tests. L'application de ce test montre que les données pluviométriques des trois stations sont homogènes. Les données pluviographiques ont été manipulées pour l'établissement des courbes IDF et leurs modélisations par différentes méthodes. La méthodologie d'établissement de ces derniers est basée sur l'utilisation du modèle statistique de Gumbel et Log normal pour la modélisation des SMA. Généralement, l'indépendance des valeurs d'une SMA est garantie, et il n'est pas utile de l'étudier, du fait de la structure même de la série (série constituée d'une seule valeur par année). Par contre une approche de type SDP permet d'inclure dans l'analyse un très grand nombre d'événements extrêmes, qui ne l'auraient pas été dans une SMA (Boukhelifa, 2011). Le choix définitif de la SDP à utiliser ($\lambda=1$; 1,65 ; 3,5 et 6), est fonction de la meilleure adéquation possible des SDP qui auront été considérées comme identiquement distribuées, l'indépendance d'une SDP a systématiquement fait l'objet d'un contrôle par le test d'autocorrélation de Spearman.

L'analyse des données a montré que la loi Exponentielle à deux paramètres est la distribution la plus adéquate. Le test de Chi-carré a été appliqué. Les SDP correspondent au nombre de dépassement annuel $\lambda=1,65$ a été retenue pour en déduire les courbes IDF.

La deuxième méthodologie est celle de Koutsoyiannis où la relation des courbes IDF découle explicitement de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente (Exponentielle) (Boukhelifa, 2011), et ses paramètres (α et m) sont estimés globalement, sur cinq durées d'agrégation (de 15 mn à 3 heures), par la méthode d'estimation robuste.

Les erreurs quadratiques entre les quantiles estimés par la méthode classique et le modèle de Koutsoyiannis ont été calculées, ces valeurs sont importantes surtout pour la station de Somâa. Les plus employées restent de loin les méthodes classiques, malgré les larges incertitudes associées aux quantiles extrêmes dues à des séries d'observations souvent courtes et au problème de représentativité des échantillons étudiés.

En deuxième partie de notre travail, pour étudier l'évolution des débits solides déterminés à partir des concentrations et des débits liquides mesurés à l'Oued Mazafran, une analyse temporelle à différentes échelles a été procédée. En dépit de données de débits parfois fragmentaires, nous avons pu néanmoins, dégager les grands traits :

Les histogrammes montrent que les maxima mensuels sont observés au mois de Janvier, Février et Mars pour toutes les stations, alors que les minima sont enregistrés au mois de Juin

jusqu'au mois de Septembre et parfois même au mois de Décembre (Chiffa) et Février (Fer à cheval), ce minimum est précoce pour la station d'Attatba où il est observé dès Mai. De l'autre côté, les variations journalières des débits sont brutales au niveau des trois sous bassins, ceci est lié en grande partie au rôle du couvert végétal. En effet, les formations imperméables du Mazafran gèrent l'infiltration qui, à son tour, semble régulariser l'écoulement de surface.

Parmi les crues les plus dévastatrices durant les dernières années dans le bassin versant du Mazafran, celles de Février 1992, Février 2007 et Mars 2012. Ces dernières ont été comparé avec ceux des années 1970 à 1977. Les hydrogrammes relatifs aux crues sont intéressants dans la mesure où certains laissent apparaître deux montées ou plus des niveaux d'eau (Hydrogramme de crue de 25/02/1992 d'Oued Bouroumi), dues à des averses successives. Ces aspects mettent en évidence le caractère relativement durable des précipitations de saison froide.

Afin de modéliser le transport solide, une étude de l'évolution de la relation débit liquide-débit solide a été faite sur différentes échelles. Le modèle le plus approprié est une loi de puissance de type $Q_s = aQ^b$ pour lequel les coefficients (a , b) ont été déterminés empiriquement. Le « rating-curve » a été établie en utilisant 392 (Attatba), 823 (Chiffa) et 525 (fer à cheval) valeurs de débits sur les périodes étudiées.

À l'échelle annuelle, les corrélations obtenues sont toutes significatives présentant un coefficient de corrélation (R^2) supérieur à 74%. En analysant la relation $Q_s = aQ^b$, les équations d'ajustement présentent des exposants b prenant les valeurs 1,26 (Attatba) et 1,42 (pour les deux stations Chiffa et Fer à cheval) conformes aux valeurs généralement observées dans d'autres régions et notamment dans les bassins versants maghrébins (Muller et al., 1968 ; Wood, 1977 ; Walling et al., 1981, 1982 ; Meybeck, 1984 ; Benkhaled et Remini, 2003 ; Bouanani, 2004 ; Achite et Meddi, 2005)., où celles-ci oscillent entre 1 et 2. Le paramètre a varie entre 1,05 et 1,84.

À l'échelle saisonnière, c'est l'Hiver et le Printemps qui se distinguent par leurs débits liquides forts engendrant un flux important de matières solides en suspension. En revanche, durant l'Automne et l'Eté on constate une régression nette des débits liquides qui ne dépassent guère les 29,36 m³/s en Automne et les 18,05 m³/s en Eté. Les valeurs des paramètres a et b de la relation $Q_s = a Q^b$ varient peu d'un bassin à l'autre. Pour le paramètre a , il enregistre ses valeurs maximales en Automne et minimales en Été. Il varie de 0.04 à Oued Mazafran à 21,58 à Oued Djer Bouroumi. L'exposant b est compris entre 0,5 et 2, ces valeurs sont proches de

celles trouvées à oued Mina, à oued Wahrane et sur la rivière Arbucies dans le Nord –Est de la péninsule Ibérique.

Ensuite, une étude de l'évolution de la relation concentration–débit liquide à l'échelle de la crue a été faite, ces deux variables évoluent également suivant un modèle puissance $C = aQ^b$. Cette relation a été analysée pour des crues individualisées. La valeur moyenne du coefficient de régression a est de 0,82 à Oued Djer Bouroumi, 1,91 à Oued Chiffa et 0,76 à Oued Mazafran avec un coefficient de variation important ($C_v = 1,38$). Concernant l'exposant b , la valeur moyenne est de 0,63 à Oued. Djer Bouroumi, 0,73 à Oued Chiffa et 0,79 à Oued Mazafran, son coefficient de variation est également important puisqu'il dépasse largement l'unité ($C_v = 0,99$). D'ailleurs, après plusieurs essais des différents modèles, en se basant sur le coefficient de détermination R^2 , le modèle logarithmique offre le meilleur ajustement. Cette relation montre l'évolution des deux coefficients a et b , avec un coefficient de corrélation significatif ($0,50 < R^2 \leq 0,70$), une relation similaire, a déjà été relevée par Achite et Ouillon (2007).

Une analyse des crues est orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique donnant la relation des concentrations et des débits. Il s'agit d'une méthode qui permettait un approfondissement de la connaissance de cette relation à l'échelle locale. Différentes formes de crues ont été illustrées, la plupart des crues présentent un modèle **linéaire** ce qui justifie la concordance entre le débit liquide et la concentration pour la majorité des événements extrêmes. Par ailleurs, cette relation suit un sens **antihorlogique** et présente des hystérésis dites orthogrades. Ce mode d'évolution se manifeste par un décalage entre l'onde de crue qui affecte les masses d'eau et le transfert plus lent des matériaux fournis à partir des versants. Ces crues sont généralement générées par de grosses averses qui trouvent un sol humide. C'est le cas de la crue du 22 mai 2011. La charge maximale ($10,86 \text{ gl}^{-1}$) est atteinte une heure après le débit de pointe $113 \text{ m}^3/\text{s}$. C'est aussi le cas de la crue du 27 mars 2012, le décalage entre le débit de pointe ($2,73 \text{ m}^3/\text{s}$) et la charge maximale (21 gl^{-1}), survenue après, est de 30 minutes.

Après, le transport solide moyen annuel a été estimé, le bassin versant de l'Oued Mazafran produit une charge solide de l'ordre de 0.35Mt transportée en suspension par Oued Djer Bouroumi, 0.40 Mt par Oued Chiffa et 0.59Mt par Oued Mazafran. Si l'on sait les surfaces contrôlées par les stations de jaugeage, les valeurs des dégradations spécifiques moyennes varient d'un sous bassin à l'autre prenant les valeurs 500, 682 et 365 t/km^2 soit une moyenne de $1547 \text{ t/km}^2/\text{an}$ sur l'ensemble du bassin. Si on regarde la variabilité interannuelle de ce phénomène, on constate que la dégradation spécifique annuelle varie considérablement.

Ainsi, on passe de 121 à 1414 t/km² à Attatba, de 63 à 1794 t/km² à Chiffa, de 113 à 1124 t/km² au Fer à cheval. Ces taux de dégradation se situent dans la fourchette des valeurs proposées par Walling (Hallouz, 2014). Toutes ces valeurs maximales dépassant 1000 t/km²/an sont enregistrées au cours de l'année 1991-92 ; année caractérisée par une forte érosion et un apport élevé dans les variations du tonnage moyen annuel de l'Oued Mazafran.

La relation entre le coefficient d'écoulement mensuel moyen et la dégradation spécifique moyenne mensuelle permet de distinguer trois périodes d'activités érosives différentes : Une période **de forte érosion** et d'écoulement abondant qui correspond à un intervalle de six mois de Décembre jusqu'à Mai, une période **intermédiaire** qui englobe les trois mois de l'Automne parfois même les mois de Décembre, et Mai. Et une dernière période qui est la période d'étiage et **d'érosion faible** : Le mois de Mai marque une transition entre une phase d'une grande mobilisation et entrainement de sédiments qui s'étale du mois de Septembre au mois de Mai et qui regroupe les deux périodes d'érosivité déjà citées soit une contribution qui s'élève à 90% du tonnage moyen annuel , une autre phase de faible perte de sol est l'été chaud et sec (Juin, Juillet et Aout), avec des schémas hydrologiques et des influences climatiques qui se poursuivent jusqu'en Septembre.

Enfin, la comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols. Cette disparité résulte principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants (Bouguerra et *al.*, 2016). À cette variabilité spatiale s'ajoute la variabilité temporelle. À l'échelle saisonnière, c'est à l'Hiver que se produit le maximum du transport solide pour les sous bassins de Chiffa, et de Mazafran. À Oued Bouroumi, c'est au Printemps que le phénomène est plus accentué. En deuxième position, on trouve le Printemps pour Chiffa et Mazafran, l'Hiver pour Bouroumi et ensuite l'Automne et l'été pour les trois sous bassin.

Loin d'être considérées comme des valeurs absolues, les résultats obtenus dans la présente étude représentent des valeurs relatives pouvant aider dans la planification des activités de conservation des sols. Dans une perspective intégrant la dimension environnementale et socio-économique, la délimitation des zones d'aménagements prioritaires nécessite ainsi des mesures préventives en vue de limiter l'impact de l'érosion hydrique sur le bassin versant du Mazafran. Les solutions sont basées sur des techniques de gestion appropriés et des méthodes de pratiques culturales.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelnour R., Bonardet P., Botta A., Enrione D., Plane G., 2005.** Atelier changement climatique : évènements extrêmes et changement climatique, causes, impacts et moyens de lutte, 63p. Retrieved from http://meteo.besse83.free.fr/imfix/Evenements_extremes.pdf
- Achite, M., 1999.** Analyse multivariée de la variable - Erosion Spécifique – cas du bassin versant de l’oued Mina. *Thèse de Magister*, Ecole Nationale Supérieure d’Hydraulique, Blida, Algérie, 206p.
- Achite, M., Touaïbia, B., 2000.** Analyse multivariée de la variable « érosion spécifique » : cas du bassin versant d’oued Mina (Willaya de Relizane). Sem. Int. « Hydrologie des régions méditerranéennes », Montpellier 11-13 Octobre. Phi-V/Doc. Tech. en hydrologie / N°51. Ed.
- Achite, M., & Meddi, M., 2004.** Estimation du transport solide dans le bassin versant de l’oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, 15 (4), 367-373.
- Achite, M., & Meddi, M., 2005.** Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin de l’oued Mina (Nord-Ouest Algérien) *.Rev. Sci. Eau.* 18(spécial), pp : 37-56.
- Achite, M., & Ouillon, S., 2007.** Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). *J. Hydrol*, 343, 187-202.
- Amin, M. Z. M., Shaaban, A. J. 2004.** The rainfall intensity-Duration-Frequency (IDF) relationship for Ungauged sites in peninsular Malaysia using a Mathematical Formulation. 1st international conference on managing rivers in the 21st century: issue and challenges, Rivers’04.
- ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques). 2005.** Etat du réseau de surveillance des eaux souterraines de la nappe de la Mitidja. Note Technique ANRH/ DRC. Soumaa.
- ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques). 2010.** Données pluviométriques et hydrométrique du bassin du Mazafran. Documents internes. Ministère des ressources en eau. Alger. Algérie.
- ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques). 2013.** Note sur l’évolution de la piézométrie de la Mitidja. ANRH- Blida.
- Antonelli, C., 2002.** Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval, Aix-Marseille I : Thèse de doctorat en géographie, Université de Provence. UFR des sciences géographiques et de l’aménagement.

- Asselman, N.E.M., 2000.** Fitting and interpretation of sediment rating curves. *J. Hydrol.* 234, 228–248.
- Bacro, J-N., Chaouche, A., 2006.** Incertitude d'estimation des pluies extrêmes du pourtour méditerranéen : illustration par les données de Marseille. *J. Sci. Hydrol.*, 51 (3), 389-405.
- Belagoune F., 2012.** Étude et modélisation des crues des cours d'eau en milieu semi-aride : cas des grands bassins-versants, 05-07, Mémoire de Magistère, Univ. d'Ouargla, 181 pp.
- Belloula M., 2008.** Modélisation des écoulements et perspectives de prévention contre les risques d'inondation dans quelques bassins de la Medjerda (Confins algéro-tunisiens) Mémoire de Magistère, Univ. de Batna, 168 pp.
- Benabdesselam, T., & Hammar, Y., 2009.** Estimation de la réponse hydrologique d'un bassin versant urbanisé. *European J. Sci. Res.* 29 (3), 334-348.
- Benkhaled, A. & Rimini, B., 2003.** Analyse de la relation de Puissance : débit solide – débitliquide à l'échelle du bassin versant de l'oued Wahrane (Algérie). *Rev. Sci. eau* 16/3 (2003) 333-356.
- Benkhaled, A., 2007.** Distribution statistique des pluies maximales annuelles dans la région du Cheliff, Comparaison des techniques et résultats, *Courrier du savoir*, 8, 83-91
- Bentekhici, N., 2006.** Utilisation d'un SIG pour l'évaluation des caractéristiques physiques d'un bassin versant et leurs influences sur l'écoulement des eaux (bassin versant d'Oued El Maleh, Nord-Ouest d'Algérie). In Conférence Francophone ESRI, Issy les Moulineaux, SIG
- Ben-Zvi, A., 2009.** Rainfall intensity-duration-frequency relationships derived from large partial duration series. *J. Hydrol.* 367, 104–114.
- Bobée, B., & Ashkar, F., 1991.** The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology. Water Resources Publications, 203 p.
- Bobée, B., 1999.** Estimation des événements extrêmes de crue par l'analyse fréquentielle : une revue critique, *la Houille Blanche* (7/8), 100 - 105.
- Bouanani A., Mania J., Bensalah M., & Baba hamed K., 2004.** Analyse fréquentielle des débits maximums instantanés de quelques sous-bassins de la Tafna (NW-Algérie). 3ième Séminaire National sur les Ressources en Eau. Centre Univ. Mustapha Stambouli de Mascara, 04 et 05 mai.
- Bouanani A., 2004.** Hydrologie, Transport solide et modélisation Etude de quelques sous bassins de la Tafna 5NW-Algérie), Thèse de doctorat d'état à l'université Abou Bekr Belkaid de Tlemcen, p. 249.
- Bougherara, A., 1986.** L'érosion actuelle dans le Tell algérien: le cas du bassin versant de l'oued Agrioun (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 2).

- Bouguerra, S. A., Bouanani, A. & Baba-Hamed, K., 2016.** Transport solide dans un cours d'eau en climat semi-aride : cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud (nord-ouest de l'Algérie). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 29(3), 179–195.
- Bouhaniche, S., 2001.** Contribution à l'étude de l'état d'envasement des barrages de l'Algérie du Nord. Mémoire d'ingénieur d'État en hydraulique, ENSH, Blida, Algérie, 2001.
- Boukhelifa, M., 2011.** Contribution à la modélisation de la relation "pluie-débit" en absence de données hydrométriques: cas d'une zone urbaine (ville de Tipasa). Mémoire de Magister, Ecole Nationale Supérieure de l'Hydraulique, Blida, Algérie.
- Bourouba M., 1997.** Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. *Bull. ORSTOM*, 17, 345-360.
- Bourouba M., 1998.** Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux. Cas de l'Oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9, 5-11.
- Brahamia K., 1993.** Essai sur la dynamique actuelle dans la moyenne montagne méditerranéenne bassin versant de l'oued Mina (zone de Taassalet) Algérie. Thèse de doctorat en Géographie. Université Joseph Fourier. Grenoble.
- Capolini, J., Piens, S. et Ramana, R., 1969.** Bassin versant du Cheleff : Oued Rhiau, Sly, Fodda, Deurdeur, Zeddine, Ebda : prévision des apports des crues et des débits solides, Étude SES 13/12/DH2, Alger, 41 p.
- Cardoso A.H., Neves, G.O., 1994.** Prévision du transport solide total évaluation des formules existantes, *La houille Blanche*, 4, 13-22.
- Castany G., 1967.** *Traité pratique des eaux souterraines*. Ed. Dunod. Paris. 655 p., 249 fig.
- CERTU., 2003.** Centre d'étude sur les Réseaux, les Transports, l'Urbanisme et les constructions publiques), *La ville et son assainissement. Principes et outils pour une meilleure intégration dans le cycle de l'eau*. CERTU, Lyon, France, 503P.
- Chahraoui, H., Touaibia, B., & Habibi, B., 2021.** Analysis of extreme events and estimation of parameters: case of Mazafran watershed, northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences* (2021) 14:2093.
- Chaouche, K., Hubert, P., & Lang, G., 2002.** Graphical characterisation of probability distribution tails. *Stochastic Environ. Res. Risk Assessment* 16(5), 342-357.
- Chikita, K., 1996.** Suspended sediment discharge from snowmelt: Ikushunbetsu River, Hokkaido, Japan. *J. Hydrol.* 186, 295–313.
- Chen, C. L., 1983.** Rainfall intensity - duration - frequency formula, *J. of Hydraulics Engineering*, ASCE, 109(12), 1603-1621.

- Chow, V. T., 1964.** Handbook of applied hydrology., Mc Graw Hill, New York.
- Chow V., Maidement D. & Mays L. 1988.** Applied hydrology. Ed. Mc Graw-Hill.
- Coles, S., 2001.** An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Springer.
- Coles, S., Perrichi, L. & Sisson, S., 2003.** A fully probabilistic approach to extreme rainfall modelling. *Journal of Hydrology*, 273 (1-4), 35-50.
- Coynel, A., 2005.** Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne. Thèse de l'Université de Bordeaux I, France.
- Danielsson J., De Haan L., De Vries, C. G., 2001.** Using a bootstrap method to choose the sample fraction in tail index estimation, *Journal of Multivariate Analysis* 76, p. 226-248.
- Davies B.R., Thoms M.C., Walker K.F., O'Keefe J.H., & Gore, J.A., 1994.** Dryland, rivers their ecology, conservation and management. *Blackwell scientific publications edn.* Vol. 2. Oxford : The rivers handbook.
- Demmak A., 1982.** Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Th. Docteur-Ingénieur Univ. Paris, France.
- Di Baldassarre, G., Castellarin, A., & Brath, A. 2006.** Relationships between statistics of rainfall extremes and mean annual precipitation: an application for design-storm estimation in northern central Italy, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 589–601,
- Dickinson, A. & Bolton, A., 1992.** A programme of monitoring sediment transport in north central Luzon, the Philippines, *IAHS Publication*, Vol 210, pp,483-493.
- Djebbi M., & Maalel K., 2000.** Actualisation du modèle de gestion informatisée des crues de la Medjerda. Rapport Final. Projet de recherche ENIT – DG BGTH. Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis.
- Etchanchu, D., & Probst J.L., 1986.** Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 302, série II, 17, 1063–1067.
- Ferguson, R.I., 1986.** River loads underestimated by rating curves. *Water Resour. Res.* 22, 74–76.
- Ferradji, I., 2001.** Quantification du transport solide au droit du barrage de Beni-Amrane. W. Boumerdes. Mémoire de Fin d'étude. Ecole Nationale Supérieure de l'Hydraulique. Blida, Algérie.
- Ferreri, G. B. & Ferro, V. 1990.** Short duration rainfalls in Sicily, *Journal of Hydraulics Engineering*, ASCE, 116(3), 430-435.

- Fox, H.R., & Moore, H.M., 1993.** Fluvial suspended sediment transport and mechanicalerosion in the Maghreb (North Africa). Discussion. *Hydrol. Sci. J.*, 38, 621-637.
- Gargouri-Ellouze, E., & Chebchoub, A., 2008.** Modélisation de la structure de dependance hauteur-durée d'événements pluvieux par la copule de Gumbel. *J. Sci. hydrol.* 53 (4), 802-817.
- Guemache, M. A., Djellit, H., Ymmel, H., Gharbi, S., & Dorbath, C., 2010.** The post-Astian Bouinane Soumâa fault (area of Blida, southern border of the Mitidja Basin, Algeria): neotectonic expression and implication in seismic hazard assessment. Bulletin of Geological Algeria Card Service, 21(1).
- Hadadin, A. N., 2005.** Rainfall Intensity Duration-Frequency Relationship in the Mujib Basin in Jordan. *Journal of Applied sciences*, 8(10), 1777-1784.
- Hallouz, F., 2014.** Transport solide dans le bassin d'El oued Mina et sédimentation du barrageSMBA. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique, Algérie, p. 219.
- Hebal A. & Remini B., 2011.** Choix du modèle fréquentiel le plus adéquat à l'estimation des valeurs extrêmes de crues (cas du nord de L'Algérie), *Revue canadienne de génie civil*, 38 (8), 881- 892, 10.1139/111-067.
- Hingray, B., Picouet, C., & Musy, A., 2009.** Hydrologie: Une science pour l'ingénieur, Vol.21. PPUR presses polytechniques.
- Huser, R., 2012.** Space-time modeling of extreme events. *Journal of the royal Statistical Society. Series B (Statistical Methodology)*.76 (2).
- Jansson, M.B., 1996.** Estimating a sediment rating curve of the Reventazon river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *J. Hydrol.* 183, 227–241.
- Jenkinson, A. F., 1955.** The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements, *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, vol. 81,158-171.
- IPCC., 2007.** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solmon S., Qin D., Manning M., Averyt K.B., Tignor M. and Miller H.L., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 996 p.
- Khelfi, M. A., 2012.** Etude comparative des différentes méthodes pour la construction des Courbes Intensité-Duree- Fréquence, en insuffisance de données et sous différents étages bioclimatiques. Mémoire de Magister, Ecole Nationale Supérieure de l'Hydraulique, Algérie.
- Kingumbi, A., Mailhot, A., 2010.** Courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) : Comparaison des estimateurs des durées partielles et des maximums annuels. *J. Sci. Hydrol.* 55 (2), 162-176.

- Kouri, L., 1993.** L'érosion hydrique des sols dans le bassin versant de l'Oued Mina. Etude des processus et type de fonctionnement des ravins dans la zone des marnes tertiaires. Ph.D. Thesis, Louis Pasteur University, Strasbourg, France, p. 238.
- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D. & Manetas, A., 1998.** A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *J. Hydrol.* 206, 118–135.
- Koutsoyiannis, D., 2003.** On the appropriateness of the Gumbel distribution for modelling extreme rainfall, Proceedings of the ESF LESC Exploratory Workshop, Hydrological Risk: recent advances in peak river flow modelling, prediction and of land-use and climate changes. European Science Foundation, Nat. Res. Council of Italia. University of Bologna.
- Koutsoyiannis, D., 2004a.** Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: I. Theoretical investigation. *J. Sci. Hydrol.* 49(4), 575–590.
- Koutsoyiannis, D., 2004b.** Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records. *Hydrol. Sci. J.* 49(4), 591–610.
- Laborde, J.P., 2000.** Éléments d'hydrologie de surface. Université de Nice - Sophia Antipolis. Edition 2000, 204p.
- Lang, M., Ouarda T. & Bobee B. 1999.** Towards operational guidelines for over-threshold modelling. *Journal of Hydrology* 225, 103–17.
- Linsley K.R., & Franzini J.B., 1992.** Sediment transport by stream. In water resources engineering, Mc Graw Hill -Ed-, p196-199.
- López J., & Francés F., 2012.** Non-stationary flood frequency analysis in continental Spanish rivers, using climate and reservoir indexes as external covariates, 3rd STAHY International Workshop on statistical methods for hydrology and water resources management, October 1st -2 nd, Tunis, Tunisia.
- Louamri, A., Mebarki, A., & Laignel, B., 2013.** Variabilité interannuelle et intra-annuelle des transports solides de l'Oued Bouhamdane, à l'amont du barrage Hammam Debagh (Algérie orientale), *Hydrolog. Sci. J.*, 58, 1559–1572.
- Madsen, H., Mikkelsen, C. P., Rosbjerg, D. & Harremoes, P., 1998.** Estimation of regional intensity-duration-frequency curves for extreme precipitation. *Water Resour. Res.* 37(11), 29–36.
- Mailhot, A., Duchesne, S., Caya, D. & Talbot, G., 2007.** Assessment of future change in intensity–duration–frequency (IDF) curves for Southern Quebec using the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *J. Hydrol.* 347, 197–210.

- Mailhot A, Beaugard I, Talbot G, Caya D & Biner S., 2012.** Future changes in intense precipitation over Canada assessed from multi-model NARCCAP ensemble simulations. *International Journal of Climatology*, 32(8):1151–1163. DOI : 10.1002/joc.2343.
- Mano, V., 2008.** Processus conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues— optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, France. <http://hydrologie.org/THE/MANO.pdf>
- Marimoutou V., Raggad B., & Trabelsi A., 2009.** Extreme Value Theory and Value at Risk: Application to Oil Market”, *Energy Economics* 31, p. 519-530.
- Maurino, M. F., 2004.** Generalized Rainfall-Duration-Frequency Relationships: Applicability in Different Climatic Regions of Argentina. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(4), 269–274
- Mebarki, A., 1982.** Le bassin du Kébir-Rhumel (Algérie) : hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau, Thèse de 3^e cycle : Géographie : Nancy 2, 1 vol. 304p.
- Meddi, M., 1992.** Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l’oued Mina (Algérie). Thèse de doctorat Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Meddi M., Khaldi A., & Meddi, H., 1998.** Etude du transport solide dans le nord de l’Algérie. IAHS Publication, 393-397.
- Meddi, M., El Mahi, A., & Bravard, J.P., 2012.** Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l’Oued El Hammam (Algérie du Nord). *Hydrological Sciences Journal*, 57 (8), 1–20.
- Meddi M., 2015.** Contribution à l’étude du transport solide en Algérie des Nord. *Larhyss journal*, 24, 315-336.
- Medinger, J. M., 1960.** Transport solide des oueds algériens. *Annuaire hydrologique de l’Algérie (années 50-59)*, Alger
- Megnounif A., Terfous A., & Bouanani A., 2003.** Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute Tafna (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau* 16(3), 369–380.
- Megnounif A., 2007.** Etude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface, Thèse de Doctorat ,Université Abou BekrBelkaid, Tlemcen,184p.
- Mestre., 2000.** Méthodes statistiques pour l’homogénéisation de longues séries climatiques. Thèse de doctorat. Université Paul Sabatier. Toulouse. France. 230p.
- Meybeck, M., Laroche, L., Dürr, H. H., & Syvitski, J. P. M., 2003.** Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and planetary change*, 39(1-2), 65-93.

- Meylan, P. & Musy, A., 1999.** Hydrologie fréquentielle. Editions HGA, Bucharest, Hongrie.
- Milliman, J.D., 1980.** Sedimentation in the Fraser River and its estuary, southwestern British Columbia (Canada). *Estuarine Coastal and Marine Science*, 10, 609–633.
- Moatar, F., Meybeck, M., Raymond, S., Coynel, A., Ludwig, W., Mano, V., ... & Crouzet, P., 2007.** Evaluation des flux de MES à partir des suivis discrets: méthodes de calcul et incertitudes. *La Houille Blanche*, (4), 64-71.
- Mohyont, B., Demarée, G. R. & Faka, D. N., 2004.** Establishment of IDF-curves for precipitation in the tropical area of Central Africa – comparaison of techniques and results. *Natural Hazards and Earth System Sci.* 4, 375–387
- Mohyont, B. & Demarée, G. R., 2006.** Etablissement de courbes Intensité-Durée-Fréquence des précipitations pour la station de Yangambi au moyen de différents modèles du type Montana. *Hydrol. Sci. J.* 51(2), 239–253.
- Moron, V., & Sabatier, F., 2007.** Impact des événements extrêmes (tempêtes, surcotes) sur les hydrosystèmes du littoral Méditerranéen dans le cadre du changement climatique. AO GICC-2. Programme IMPLIT - Rapport de fin de contrat, 25p.
- Muller, A., Barco, J-N. & Lang, M., 2008.** Bayesian comparison of different rainfall depth duration-frequency relationships. *J. Stochastic Environmental research and Risk Assessment* 22(1), 33-46.
- Musy, A., 2005.** Cours d'hydrologie générale. Laboratoire d'hydrologie et Aménagements (HYDRAM), Ecole Polytechnique Fédérale, Lausanne (Suisse).
- Mutin., 1977.** La Mitidja. Décolonisation et espace géographique. Ed. Office publ. Univ. Alger, 607p.
- Naghetini, M., 2000.** A Study of the Properties of Scale Invariance as Applied to Intensity-Duration-Frequency Relationships of Heavy Storms. *Journal of Hydrologic Engineering*. 139.
- Nhat, L M., Tachikawa, Y., & Takara, K., 2006.** Establishment of Intensity-Duration Frequency Curves for Precipitation in the Monsoon Area of Vietnam. *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, No. 49 B, 93-103.
- Olivry J.C., Bricquet J.P. & Thiébaux J.P., 1989.** Bilan annuel et variations saisonnières des flux particuliers du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui. *La Houille blanche*, n°3/4, 311–315.
- Onibon, H., Ouarda, T.B.M.J., Barbet, M., St-Hilaire, A., Bobée, B. & Bruneau, P., 2004.** Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec, Canada. *Hydrol. Sci. J.*, 49(1), 717-735.

- Overeem, A., Buishand, A. & Hollem, I., 2008.** Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties. *Journal of Hydrology*, 348, 124-134.
- Owens, P.N. & Walling, D.E., 2002.** The phosphorus content of fluvial sediment in rural and industrial river basins. *Water Research*, 36, 685–701.
- Picouet, C., Hingray, B., & Olivry, J.C., 2000.** Modélisation conceptuelle globale du régime du transport particulaire sur les fleuves tropicaux d’Afrique: application aux bassins du Niger supérieur et du Bani, Mali. *Revue des Sciences de l’Eau*, 13 (4), 463–481.
- Probst, J.L., & Bazerbachi, A., 1986.** Transports en solution et en suspension par la Garonnesupérieure. *Sci. Géol. Bull.*, 39, 1, 79-98.
- Probst, J.L., & Amiotte Suchet, P., 1992.** Fluvial suspended sediment transport and mechanicalerosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.*, 37, 621- 637.
- Raggad B., 2007.** Gestion des risques : théorie et application au marché pétrolier, thèse, Institut Supérieur de Gestion de Tunis, Université de Tunis.
- Raggad B., 2009.** Fondements de la théorie des valeurs extrêmes, ses principales applications et son apport à la gestion des risques du marché pétrolier, *Math. Sci. hum / Mathematics and Social Sciences*, 47^e année, n° 186, 2009(2), p. 29-63.
- Raiford, J. P., Aziz, N. M., Khanand, A. A., Powell, D. N. 2007.** Rainfall Depth-DurationFrequency Relationships for South Carolina, North Carolina, and Georgia, *American Journal of Environmental Sciences*, 3 (2), 78-84.
- Remenieras, G., 1980.** L’hydrologie de l’ingénieur. Volume 6. Collect. Dir. Etudes. Rech. Electr. France. Ed2., Eyrolles. 465 p., 149 fig.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., & Yoder D.C. 1991.** Predicting Soil Erosion by Water : A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). US. Department of Agriculture, Washington. Agriculture Handbook.
- Restrepo, J.D. & Kjerfve, B., 2000.** Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, 343, 187–202.
- Riad, S., Bouanani, A., Mania, J., Bouchaou, L., Bensalah, M., & Baba hamed, K., 2004.** Analyse fréquentielle des débits maximums instantanés de quelques bassins sud ouest méditerranéen cas des sous_ bassins de la Tafna en Algérie et de la Moulouya au Maroc. Coll. Int. « Technologies nouvelles et amélioration de la gestion des risques majeurs ». 15-17 mars 2004, Kenitra, Maroc.

- Rondeau, B., et al., 2000.** Budget and sources of suspended sediment transported in the St. Lawrence River, Canada. *Hydrological Processes*, 14, 21–36.
- Rosbjerg, D. & Madsen, H., 2004.** Advanced approach in PDS/POT of extreme hydrological extreme events. In: *Hydrology: Science and Practice for the 21st Century*. British Hydrological Society, Proc. Imperial College London Symposium, vol. 1, July 2004, 217–220..
- Sari A., 2002.** Initiation à L'hydrologie de surface. Edition, distribution Houma, Bouzaréah, Alger, Algérie. ISBN 9961-66-636-4.
- Serrat, P., 1999.** Dynamique sédimentaire actuelle d'un système fluvial méditerranéen: l'Agly (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, IIA 329, 189–196.
- Sherman, L. K., 1932.** Stream flow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Record*, 108 :501–505.
- Sillmann J, Kharin VV, Zwiers FW, Zhang X & Bronaugh D., 2013.** Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 2. Future climate projections. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(6):2473–2493.
- Sisson, S.A., Pericchi, L.R & Coles, S.G., 2006.** A case for a reassessment of the risks of extreme hydrological hazards in the Caribbean. *Stochastic Environmental Research and Risks Assessment*, 20(4), 296-306.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., 1998.** Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-duration-frequency curves. *Journal of Hydrology*, 204, 150-167.
- SOGREAH., 1969.** Etude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. Dossier, Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire, Algérie.
- Soro, G.E., Goula Bi Tié., Kouassi, F.W., Koffi, K., Kamagrate, B., Doumouya, I., Savane, I & Srohorou, B., 2008.** Courbes intensité durée fréquence des precipitation en climat tropical humide: cas de la region d'Abidjan (Côte d'ivoire). *European J. Sci. Res.*, 21 (3), 394-405.
- Soutter, M., Marmoud, A., & Musy, A., 2007.** Ingénierie des eaux et du sol, processus et aménagements. Lausanne, Suisse: Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR).
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M. & Foufoula-Georgiou, A., 1993.** Frequency analysis of extreme events. Chapter 18 in: *Handbook of Hydrology* (ed. by D. R. Maidment), 18.1–18.11. McGraw-Hill, New York, USA.

- Stedinger, J.R. (2000).** Flood frequency analysis and statistical estimation of flood risk. *Inland Flood Hazards: Human, Riparian and Aquatic Communities*, pp. 334-358.
- Stewart, P., 1975.** Un nouveau climagramme pour l'Algérie et son application au barrage vert. *Bull. Soc. Hist. Natu. Afr. Nord*, Vol 1-2 (65) : 239-245.
- Svensson, C., Clarke, R. T. & Jones, D. A., 2007.** An experimental comparison of methods for estimating rainfall intensity-duration- frequency relations from fragmentary records. *J. Hydrol.* 341, 79–89.
- Tebbi F. Z., Dridi, H., Morris, G. L., 2012.** Optimisation d'une courbe cumulative de sédiments piégés dans le réservoir en zone aride de Forum El Kherza (Biskra, Algérie). *HSJ*. Volume 57, 2012-Issue 7. 1368-1377.
- Terfous A., Bouanani A., Megnounif A., 1999.** Évaluation du transport solide dans le bassin de Pisser (N-O Algérien) 2e séminaire maghrébin sur l'eau. Tizi Ouzou, 28- 29 juin.
- Terfous, A., Megnounif, A., & Bouanani, A., 2001.** Étude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-185.
- Tixeront, J., 1960.** Débit solide des cours d'eau en Algérie et en tunisie. In *IAHS Publ.*, 53 : 26-42. 225.
- Toreti A, Naveau P, Zampieri M, Schindler A, Scoccimarro E, Xoplaki E, Dijkstra HA, Gualdi S & Luterbacher J., 2013.** Projections of global changes in precipitation extremes from Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 models. *Geophysical Research Letters*, 40(18): 4887–4892. DOI :10.1002/grl.50940.
- Touaibia, B., 2000.** Erosion – Transport Solide – Envasement de barrage. Cas du bassin versant de l'Oued Mina dans la Wilaya de Relizane. Thèse de Doctorat d'Etat. Ecole Nationale Supérieure des Sciences Agronomiques (Ex : INA). El-harrach. Alger
- Touaibia, B., Aidaoui, A., Gomer Dieter & Achite, M., 2001.** Quantification et variabilité de l'écoulement solide en zone semi aride de l'Algérie du Nord. *Revue des sciences hydrologiques*, 46(1), pp : 41-53.
- Touaibia, B., Benlaoukli, B. & Bouheniche, S., 2003.** Approche quantitative de l'envasement au droit de 15 barrages en exploitation dans l'Algérie du Nord. Conférence Internationale: Hydrologie des régions méditerranéennes et semiarides, Avril 2003. IRD, Montpellier, France (poster).
- Touaibia, B., 2004.** Manuel pratique d'hydrologie. Edition Madani. Blida. Algérie. 166p.
- Touaibia B, Touaibia MK, Benlaoukli B, Bessalem A, & Sidi Mousa MF., 2005.** Impact des lâchers du barrage El-Moustakbal sur l'envasement d'un barrage de prise d'irrigation.

- Blida. Algérie. VIIe Conférence internationale des sciences hydrologiques IAHS, Iguacu, Brésil, 2005. *Hydrol Sci J*; Red Book N° 292 : 333-9.
- Touaibia, B., 2009.** Erosion et transport solide en Algérie septentrionale. Med Friend, Rabat
- Touaibia, B., 2010.** Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale, *Sécheresse*, 21, 1–6.
- Touat, S., 1989.** Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. *Rev. Eau et Sols de l'Algérie* n° 2, ANRH, Bir Mourad Raïs. Alger, 48-54.
- Trefry, C. M., Watkins, D. Jr., Johnson, D., 2005.** Regional Rainfall Frequency Analysis for the State of Michigan, *Journal of Hydrologic Engineering*, 10(6), 437-449.
- Van de Vyver, H. & Demarée, G. R., 2010.** Construction of Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves for precipitation at Lubumbashi, Congo, under the hypothesis of inadequate data. *Hydrol. Sci. J.* **55**(4), 555–564.
- Van Wijngaarden, M., 1999.** A two-dimensional model for suspended sediment transport in the southern branch of the RhineMeuse estuary, The Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1173–1188.
- Wagener, T., & Wheater, H.S., 2006.** Parameter estimation and regionalization for continuous rainfall-runoff models including uncertainty. *J. Hydrol.*, 320, 132-154.
- Walling D. E., 1977.** Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin, *Water Resources Research*, 13 (3), pp 531-538.
- Walling, D.E. & Webb, B.W., 1982.** Sediment availability and the prediction of storm period sediment yields. In: D.E. Walling, ed., *Recent developments in the explanations and prediction of erosion and sediment yield*. Wallingford, UK: IAHS Press, IAHS Publ. 137, 327–337.
- Walling, D. E., 1984.** The sediment yields of African rivers. In: *Challenges in African Hydrology and Water Resources* (ed. by D. E Walling, S. S. D. Foster & P. Wurzel) (Proc. Symp. Harare, July 1984), 265–283. IAHS Publ. 144. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Walling D.D., Webb D.W., & Woodward J.C., 1992.** Some sampling considerations in the design of transport. *IAHS. Publ.* 201, 279–288.
- Willems, P., 2000.** Compound intensity/duration/frequency-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types. *J, Hydrol*, 233, 189-205.
- Zekai, S., 2014.** Sediment yield estimation formulations for arid regions. *Arab J Geosci* (2014) 7: 1627–1636.

ANNEXES

Annexe 1 : Méthodes des polygones de Thiessen des stations du Mazafran

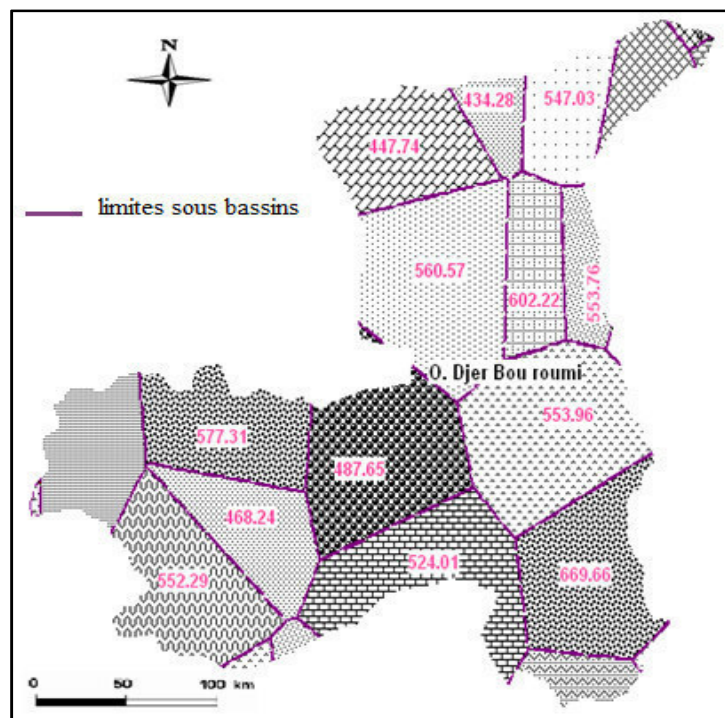


Figure 1 : Méthodes des polygones de Thiessen (Oued Djer Bouroumi)

Tableau : Estimation de précipitation moyenne par la méthode de Thiessen (O. Djer Bouroumi)

N° de polygone	Code	Surface (Km)	Si/S	Pi	(Si/S)*Pi
S1	021005	38,42	0,04	553,76	25,54
S2	021011	50,07	0,06	506,05	30,42
S3	021012	108,8	0,13	553,96	72,36
S4	021014	110	0,13	552,29	72,94
S5	021015	62	0,07	568,24	42,30
S6	021016	73,19	0,08	577,31	50,73
S7	021017	133,1	0,15	487,65	77,93
S8	021020	121,1	0,14	560,57	81,50
S9	021022	37,2	0,04	547,03	24,43
S10	021024	60,01	0,07	447,74	32,26
S11	021026	38,97	0,04	602,22	28,17

$$P_{\text{moy}} = 538,62 \text{ mm}$$

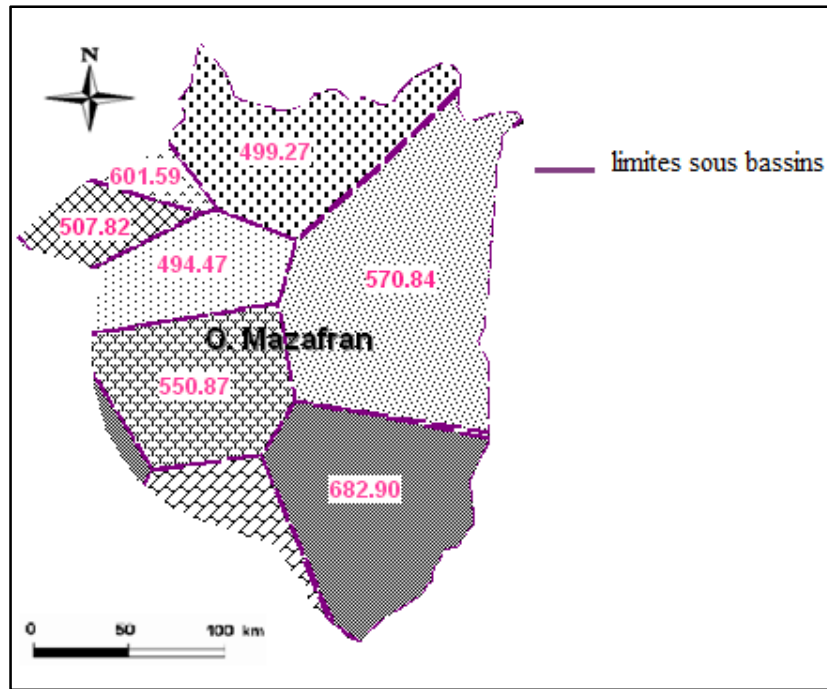


Figure 2 : Méthodes des polygones de Thiessen (Oued Mazafran)

Tableau : Estimation de précipitation moyenne par la méthode de Thiessen (O. Mazafran)

N° de polygone	Code	Surface S_i (Km ²)	S_i/S : Coef.de pondération	Précipitations Annuelles moy P_i (mm)	$(S_i/S)*P_i$
S1	021201	65,37	0,16	499,27	80,96
S2	021209	120,6	0,29	570,84	170,78
S3	021210	60,43	0,14	550,87	82,58
S4	021211	20,58	0,05	507,82	25,92
S5	021212	38,57	0,09	494,47	47,31
S6	021233	10,62	0,02	601,59	15,84
S7	021234	86,93	0,21	682,9	147,26

$P_{moy} = 570,69 \text{ mm}$

Annexe 2 : Cartes isohyètes du bassin versant du Mazafran

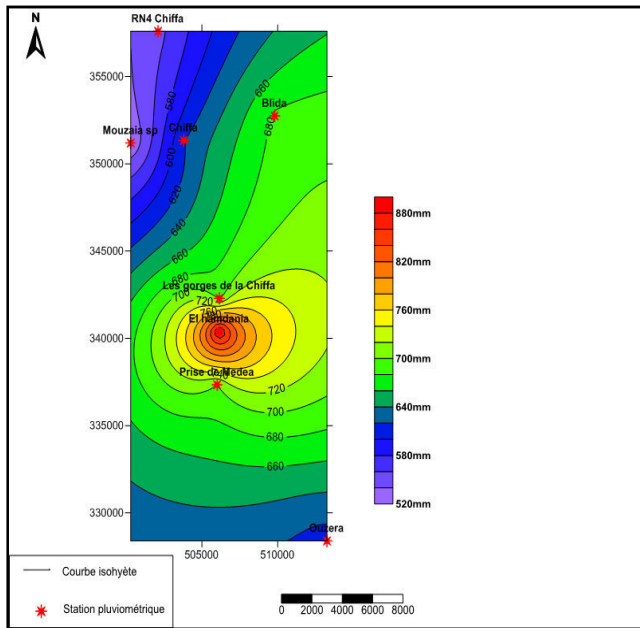


Figure1 : Carte isohyète de l'Oued Chiffa

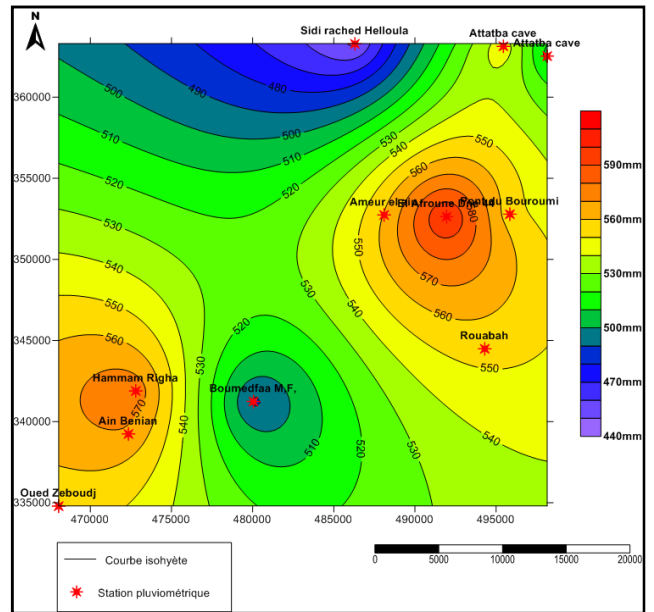


Figure2 : Carte isohyète de l'Oued Djer Bouroumi

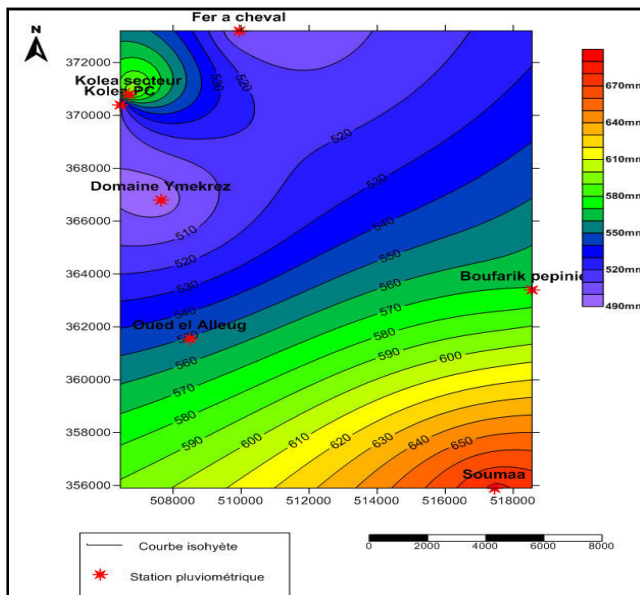


Figure3 : Carte isohyète de l'Oued Mazafran

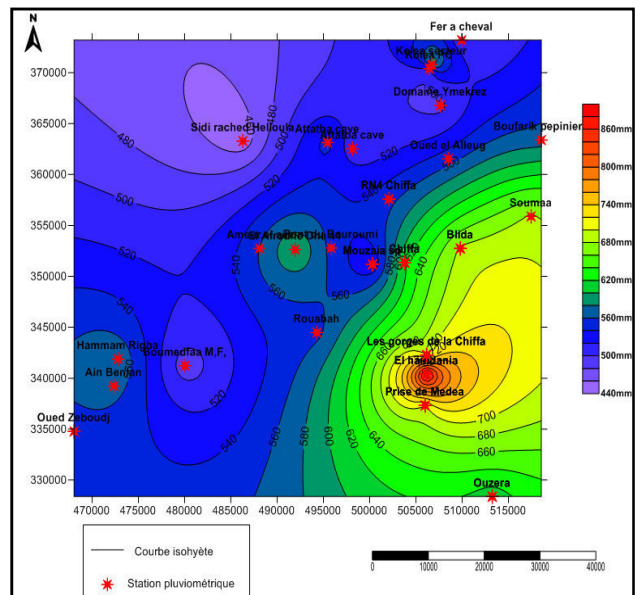


Figure4 : Carte isohyète de la région de Mazafran

Annexe 3 : Carte et tableau des postes pluviométriques du bassin versant du Mazafran

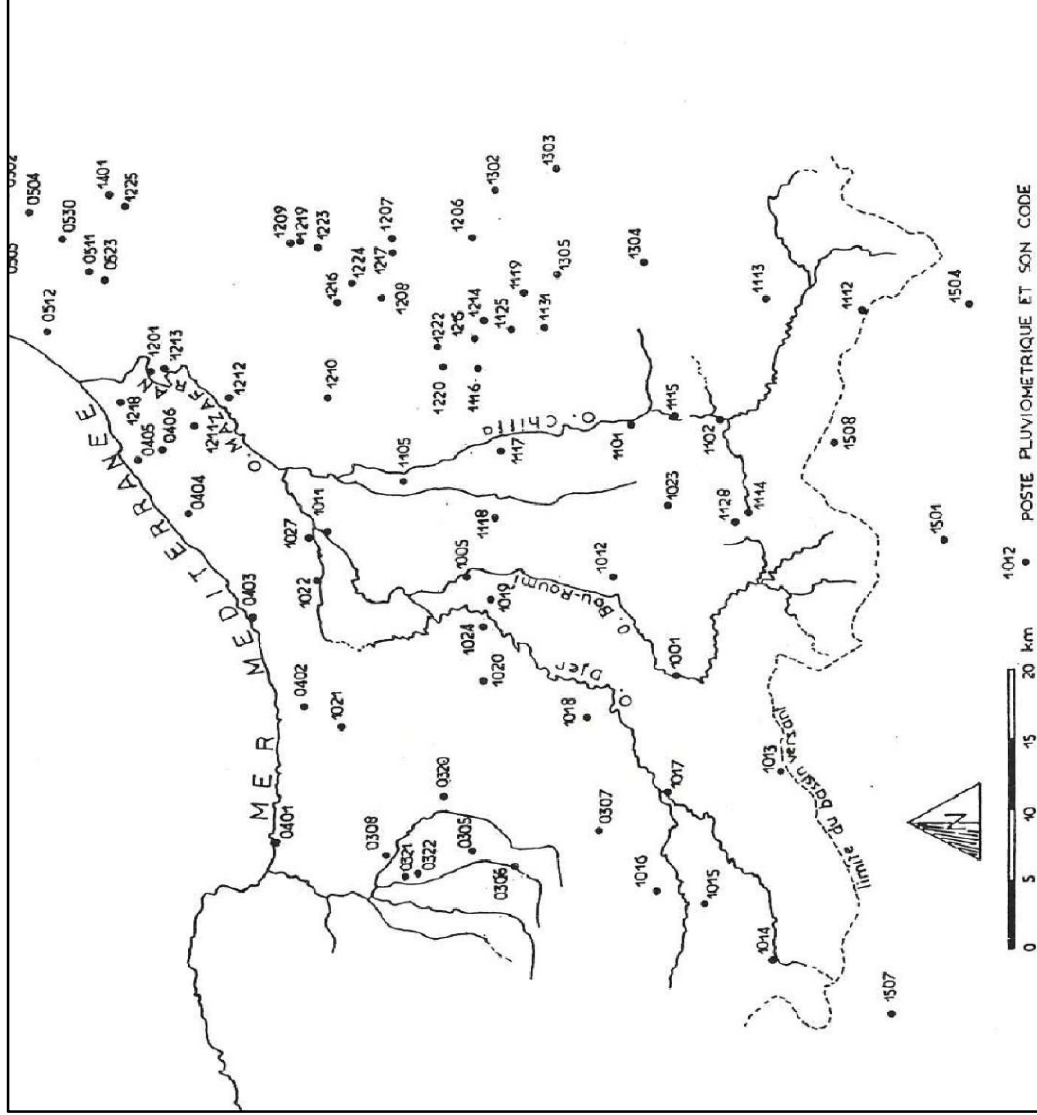


Figure : Carte des postes pluviométriques de la région du bassin versant du Mazafran

Tableau : Liste des postes pluviométriques du bassin versant du Mazafran

NOMBRE	N	SECTEUR	CODE	NOM	TYPE	X (m)	Y (m)	Z (m)	Début	Fin	moy annuelle	Observation
131	21		21005	PONT DU BOU ROUMI	poste pv arrete	495850	352800	95	1973	1994		arr't.e en nov 1994
132	22		21011	ATTATBA CAVE	station automatique	498146	362544	45	2007			automatis, e en octobre 2007
133	23	KOLEA	21012	ROUABAH	poste pv	494300	344500	240	1967		553.96(1986/2000)	
134	24		21013	AIN DEM	poste pv	483000	334100	745	1899		524.01(1968/2007)	
135	25		21014	OUED ZEBOUJ	station automatique	468050	334800	400	1967		552.29(1968/2005)	
136	26		21015	AIN BENIAN	poste pv	472350	339250	57	1969		468.24(1996/2007)	
137	27		21016	HAMMAM RIGHA	poste pv	472800	341900	480	1954		577.31(1976/2007)	
138	28		21017	BOU MEDFA M.F,	poste pv	480050	341250	270	1949		487.65(1973/2005)	
139	29		21020	AMEUR EL AIN	poste pv	488100	352750	120	1951		560.57(1986/2007)	
140	30		21022	ATTATBA CAVE	poste pv	495450	363150	40	1967		547.03(1993/2007)	
141	31		21024	SIDI RACHED HELLOULA	station automatique	486300	363300	57	1973		447.74(1992/2006)	
142	32		21026	EL AFFROUN Dne 44	poste pv	491950	352650	95	1969		602.22(1979/1986)	
143	33		21102	PRISE DE MEDEA	poste pv	506000	337350	380	1969		712.56(1974/2006)	
144	34		21105	RN4 (La Chiffa)	poste pv	502100	357600	58	1969		553.76(1970/2005)	
100	16		21112	OUZERA	poste pv	513250	328400	880	1952		520.29(1978/2006)	
101	17		21113	AIN ZAAF MF	poste pv	513800	334750	940	1940		791.12(1985/1993)	
102	18		21115	EL HAMDANIA	poste pv	506150	340400	400	1940		884.35(1968/2006)	
145	35		21116	BLIDA	poste pv	509800	352750	210	1967			
146	36		21117	CHIFFA	poste pv	503800	351350	110	1951		618.89(1970/2005)	
103	19		21126	LES GORGES DE LA CHIFFA	station automatique	506150	342300	0	2003			automatis, e en mars 2004
104	20		21128	MOUZAIA LES MINES	station automatique	498750	336350	520	1971		669.66(1974/2006)	
147	37		21132	MOUZAIA SP	station automatique	500300	351200	150	1988		522.51(1993/2006)	automatis, e en juillet 2007
148	38		21201	FER A CHEVAL	station automatique	509950	373200	10	1967		499.27(1999/2007)	automatis, e en octobre 2006
150	40		21209	BOUFARIK PEPINIERE	poste pv	518550	363400	60	1951		570.84(1979/2006)	
151	41		21210	OUED EL ALLEUG	poste pv	508500	361550	55	1952		550.87(1980/2005)	
152	42		21211	KOLEA PC	poste pv	506450	370400	120	1961		507.82(1985/2006)	
0	0		21212	DOMAINE YMEKREZ	poste pv	507650	366800	18	0		494.47(1984/2006)	
153	43		21233	KOLEA SECTEUR	station automatique	506700	370800	825	1981		601.59(1981/2007)	automatis, e en ao-t 2002
154	44		21234	SOUMAA	station climato	517450	355900	177	1990		682.90(1993/2007)	automatis, e en ao-t 2002

Annexe 4 : Table de Khi2 complète

Loi de Khi-deux

Le tableau donne x tel que $P(K > x) = p$

p	0,999	0,995	0,99	0,98	0,95	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,05	0,01	0,005	0,001
1	0,0000	0,0000	0,0002	0,0006	0,0039	0,0158	0,0642	1,6424	2,7055	3,8415	5,4119	6,6349	7,8794	9,2159	10,5915	12,0060	13,4503	14,9338
2	0,0020	0,0100	0,0201	0,0404	0,1026	0,2107	0,4463	3,2189	4,6052	5,9915	7,8240	9,2103	10,5966	12,0060	13,4503	14,9338	16,4565	18,0243
3	0,0243	0,0717	0,1148	0,1848	0,3518	0,5844	1,0052	1,6416	2,2794	2,9153	3,5508	4,1848	4,8177	5,4493	6,0793	6,7077	7,3344	7,9593
4	0,0908	0,2070	0,2971	0,4294	0,7107	1,0636	1,6488	2,2893	2,9264	3,5611	4,1943	4,8261	5,4568	6,0861	6,7141	7,3408	7,9663	8,5907
5	0,2102	0,4117	0,5543	0,7519	1,1455	1,6103	2,3425	3,0721	3,8001	4,5264	5,2511	5,9744	6,6963	7,4168	8,1358	8,8532	9,5691	10,2834
6	0,3811	0,6757	0,8721	1,1344	1,6354	2,2041	3,0223	3,8223	4,6121	5,3907	6,1672	6,9417	7,7141	8,4844	9,2524	10,0188	10,7835	11,5464
7	0,5985	0,9893	1,2390	1,5643	2,1673	2,8331	3,6223	4,4121	5,1996	5,9847	6,7674	7,5477	8,3254	9,1006	9,8734	10,6438	11,4118	12,1774
8	0,8571	1,3444	1,6465	2,0325	2,7326	3,4895	4,2936	5,1361	5,9961	6,8526	7,7056	8,5549	9,4005	10,2424	11,0807	11,9154	12,7466	13,5734
9	1,1519	1,7349	2,0879	2,5324	3,3251	4,1682	5,0611	5,9940	6,9469	7,8998	8,8527	9,8056	10,7584	11,7113	12,6642	13,6171	14,5700	15,5228
10	1,4787	2,1559	2,5582	3,0591	3,9403	4,8652	5,8341	6,8469	7,8938	8,9347	9,9796	11,0284	12,0812	13,1281	14,1790	15,2338	16,2925	17,3551
11	1,8339	2,6032	3,0535	3,6087	4,5748	5,5778	6,6188	7,7000	8,8224	9,9861	11,1519	12,3206	13,4933	14,6700	15,8507	17,0354	18,2241	19,4168
12	2,2142	3,0738	3,5706	4,1783	5,2260	6,3038	7,4126	8,5534	9,7271	10,9348	12,1764	13,4519	14,7614	16,1051	17,4828	18,8945	20,3402	21,8209
13	2,6172	3,5650	4,1065	4,7654	5,8919	7,0415	8,2139	9,4192	10,6584	11,9323	13,2406	14,5833	15,9604	17,3728	18,8193	20,3008	21,8173	23,3688
14	3,0407	4,0747	4,6604	5,3682	6,5706	7,7895	9,0367	10,3224	11,6469	13,0106	14,4137	15,8563	17,3384	18,8605	20,4226	22,0247	23,6668	25,3489
15	3,4827	4,6009	5,2293	5,9849	7,2609	8,5468	9,8716	11,2363	12,6409	14,0856	15,5693	17,0920	18,6541	20,2558	21,9074	23,6099	25,3624	27,1649
16	3,9416	5,1422	5,8122	6,6142	7,9616	9,3122	10,7078	12,1485	13,6348	15,1619	16,7316	18,3469	19,9986	21,6967	23,4412	25,2321	27,0696	28,9545
17	4,4161	5,6972	6,4078	7,2550	8,6718	10,0852	11,5573	13,0864	14,6657	16,2934	17,9581	19,6716	21,4341	23,2456	25,1051	27,0126	28,9681	30,9736
18	4,9048	6,2648	7,0149	7,9562	9,3905	10,8649	12,3800	13,9114	15,4919	17,1226	18,8034	20,5363	22,3316	24,1793	26,0818	28,0393	30,0518	32,1193
19	5,4068	6,8440	7,6327	8,5670	10,1170	11,6509	13,2458	14,9398	16,6841	18,4748	20,3106	22,1973	24,1350	26,1237	28,1644	30,2571	32,4018	34,5985
20	5,9210	7,4338	8,2604	9,2367	10,8508	12,4426	14,2784	16,1711	18,1116	20,0963	22,1321	24,2188	26,3575	28,5494	30,7957	33,0964	35,3931	37,7406
21	6,4467	8,0337	8,9722	9,9146	11,5913	13,2396	15,1446	17,1011	19,1611	21,3256	23,5946	25,9681	28,4471	31,0312	33,7207	36,5157	39,4162	42,4227
22	6,9830	8,5647	9,5425	10,6000	12,3380	14,0415	16,0441	18,1011	20,3196	22,6981	25,2366	27,9451	30,8106	33,7851	36,8686	40,0616	43,3541	46,7576
23	7,5292	9,2604	10,1957	11,2926	13,0905	14,8480	16,9587	19,1865	21,5341	24,0006	26,5911	29,3296	32,1671	35,0926	38,1051	41,2076	44,4101	47,7136
24	8,0849	9,8862	10,8564	11,9918	13,8484	15,6587	18,0618	20,4161	22,8533	25,8811	29,0416	32,3651	35,8406	39,4681	43,1226	46,5376	50,5621	54,7926
25	8,6493	10,5197	11,5240	12,6973	14,6114	16,4734	18,9398	21,3746	23,9159	26,5711	29,3466	32,3816	35,9311	39,5156	43,2411	46,9706	51,1786	55,6136
26	9,2221	11,1602	12,1981	13,4086	15,3792	17,2919	19,8202	22,4116	25,0311	27,8456	30,4711	33,1156	36,8511	40,5756	44,3411	48,2506	52,3051	56,6006
27	9,8028	11,8076	12,8785	14,1254	16,1514	18,1139	20,7030	23,0166	25,8111	28,4156	31,1156	33,8206	37,5311	41,2756	45,0006	48,9251	52,9506	57,1756
28	10,3909	12,4613	13,5647	14,8475	16,9279	18,9398	21,5880	24,0266	26,8156	29,4156	32,1156	34,9206	38,8406	42,7756	46,7706	50,8051	54,9306	59,1556
29	10,9861	13,1211	14,2565	15,5745	17,7084	19,7671	22,4751	25,1394	27,9159	30,5156	33,1156	35,9206	39,8406	43,7756	47,7706	51,7951	55,9206	60,1556
30	11,5880	13,7867	14,9535	16,3062	18,4927	20,5992	23,3641	26,2502	28,8156	31,4156	34,3206	37,3256	41,3406	45,3656	49,4006	53,4851	57,7006	61,9556
40	17,9164	20,7065	22,1643	23,8376	26,5093	29,0505	32,3450	36,2685	40,8411	45,9756	51,7006	57,9256	64,6506	71,8756	79,6006	87,8256	96,5506	105,7756
50	24,6739	27,9907	29,7067	31,6639	34,7643	37,6886	41,4492	45,1638	48,8211	52,4411	56,0211	59,6011	63,1811	66,7611	70,3411	73,9211	77,5011	81,0811
60	31,7383	35,5345	37,4849	39,6994	43,1880	46,4589	50,4006	54,1152	57,7011	61,1711	64,6261	68,0711	71,5011	74,9211	78,3311	81,7311	85,1211	88,5011
70	39,0364	43,2752	45,4417	47,8934	51,7393	55,3289	59,8978	64,4589	68,9211	73,2811	77,5411	81,7011	85,7611	89,7211	93,5811	97,3411	101,0011	104,5611
80	46,5199	51,1719	53,5401	56,2128	60,3915	64,2778	68,2069	72,1811	76,1011	79,9611	83,7711	87,5311	91,2411	94,9011	98,5111	102,0711	105,5811	109,0411
90	54,1552	59,1963	61,7541	64,6347	69,1260	73,2911	77,5584	81,8111	85,9611	90,0111	93,9611	97,8111	101,5611	105,2111	108,7611	112,3111	115,7611	119,2111
100	61,9179	67,3276	70,0649	73,1422	77,9295	82,3581	87,9453	93,6811	99,4711	105,3111	111,1011	116,8411	122,5311	128,1711	133,7611	139,3011	144,7911	150,2311
120	77,7551	83,8516	86,9233	90,3667	95,7046	100,6236	106,8056	113,5533	120,8711	128,7611	137,2111	146,2211	155,7911	164,9211	174,6111	183,8611	193,6711	203,0411
140	93,9256	100,6548	104,0344	107,8149	113,6593	119,0293	125,7581	132,9811	140,7011	148,9211	157,6411	166,8611	176,5811	185,8011	195,5211	204,7411	214,4611	224,6811
160	110,3603	117,6793	121,3456	125,4400	131,7561	137,5457	144,7834	152,4611	160,5811	169,1411	178,1411	187,5911	197,4911	207,8411	218,6411	228,8911	239,5911	250,7411
180	127,0111	134,8844	138,8204	143,2096	149,9688	156,1526	163,8682	172,1111	180,8911	190,2111	199,9611	209,1411	218,7611	228,8211	238,3211	248,2611	258,6411	269,4611
200	143,8428	152,2410	156,4320	161,1003	168,2786	174,8353	183,0028	191,6688	200,8311	210,4911	220,6411	230,2811	240,4111	250,0311	260,1411	270,7411	280,8211	291,3911
250	186,5541	196,1606	200,4320	206,2490	214,3916	221,8059	231,0128	240,9211	251,5311	262,0411	272,5511	283,0611	293,5711	304,0811	314,5911	325,1011	335,6111	346,1211
300	229,9634	240,6634	245,9725	251,8637	260,8781	269,0679	279,2143	320,3971	331,7885	341,3951	352,2426	362,5351	373,2726	384,4551	395,9826	407,8551	419,9726	432,3451
400	318,2596	330,9028	337,1553	344,0781	354,6410	364,0218	376,0218	436,5895	446,6490	457,2018	468,3543	479,9993	492,1443	504,7893	517,5343	530,2793	543,0243	555,7693
500	407,9470	422,3034	429,3875	437,2194	449,1468	459,9261	473,2099	526,4014	540,9303	553,1268	567,0698	581,5628	596,6058	612,1988	628,3418	645,0348	662,2778	680,0708
600	498,6229	514,5289	522,3651	531,0191	544,1801	556,0560	570,6680	628,9433	644,8004	658,0936	672,7203	688,7833	705,1363	721,8813	739,0283	756,5713	774,5143	792,8573
700	590,0480	607,3795	615,9075	625,3175	639,6130	652,4973	668,3308	731,2805	748,9721	767,1151	785,7101	804,7551	824,2501	844,1951	864,5901	885,4351	906,2301	927,9751
800	682,0665	700,7250	709,8969	720,0107	735,3623	749,1854	766,1555	833,4557	851,6712	866,9114	884,2789	902,7839	921,4389	940,2439	959,0989	978,0039	996,9589	1016,9639
900	774,5698	794,4750	804,2517	814,0167	831,3702	846,0746	864,1125	935,4987	954,7812	970,9036	989,2631	1007,7681	1027,4181	1047,1131	1066,8531	1086,6381	1106,4681	1126,3431

Annexe 5 : Test d'auto-corrélation de Spearman

La fonction d'auto-corrélation de Spearman est calculée pour les 4 SDP ($\lambda=1$; 1,65 ; 3,5 et 6), sur les 5 durée d'agrégation retenues, les résultats sont présentés dans les figures. Le ρ obtenu peut prendre des valeurs comprises entre -1 et 1. Pour évaluer si la liaison est significative (i.e., auto-corrélation), la valeur théorique est prise dans la table du ρ de Spearman (ρ est fonction de n). Si le ρ calculé est supérieur ou égal au ρ de la table, il est conclu à l'existence de dépendance (liaison significative), si le ρ calculé est inférieur à celui de la table il n'y a alors pas de dépendance sérielle. Les groupes, où aucune auto-corrélation n'a été détecté, constituant les différentes SDP sont déclarés indépendants au seuil de Signification de 95%.

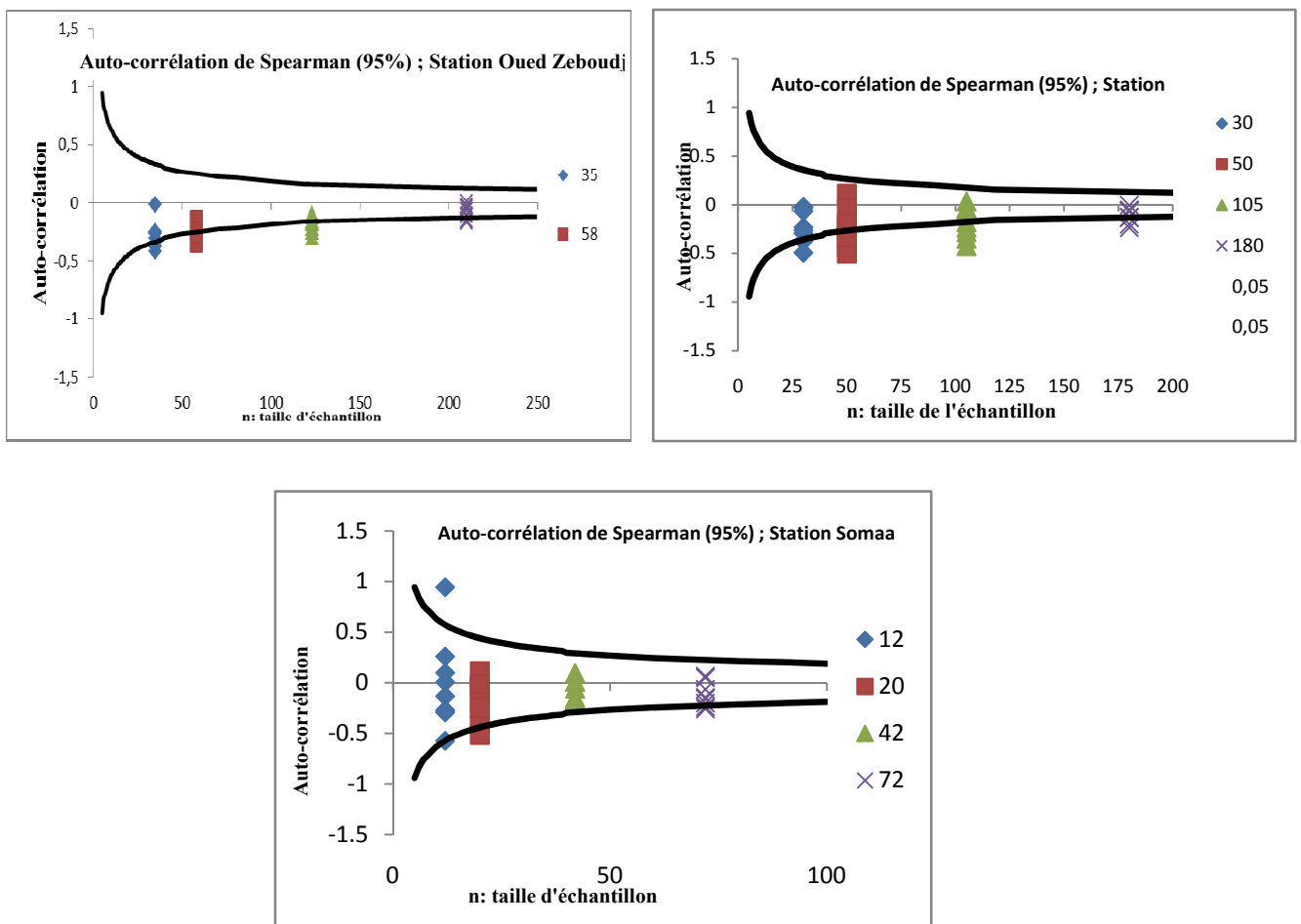


Figure : Test de l'indépendance de Spearman des stations du Mazafran

Table: Critical values of Spearman's rho (two-tailed)

<i>df</i>	.10	.05	.01
5	.90		
6	.83	.89	
7	.71	.79	.93
8	.64	.74	.88
9	.60	.68	.83
10	.56	.65	.79
11	.52	.61	.77
12	.50	.59	.75
13	.47	.56	.71
14	.46	.54	.69
15	.44	.52	.66
16	.42	.51	.64
17	.41	.49	.62
18	.40	.48	.61
19	.39	.46	.60
20	.38	.45	.58
21	.37	.44	.56
22	.36	.43	.55

To use this table: compare your obtained value of rho to the value in the appropriate column, taking into account how many pairs of scores you have. e.g. an obtained rho of .75, with 18 pairs of scores, is larger than the critical value of rho at the 0.01 level of significance (0.625). You would conclude that your obtained value of rho is likely to occur by chance less than 1 time in a hundred (i.e. it is highly significant). If your N is not in the table, use the next one down - e.g., for an N of 17, use the table values for 16.

Tableau : Valeurs critiques du coefficient de corrélation de rangs de Spearman r_s

N	Niveau de signification, test unilatéral	
	0,05	0,01
4	1,000	
5	0,900	1,000
6	0,829	0,943
7	0,714	0,893
8	0,643	0,833
9	0,600	0,783
10	0,564	0,746
12	0,506	0,712
14	0,456	0,645
16	0,425	0,601
18	0,399	0,564
20	0,377	0,534
22	0,359	0,508
24	0,343	0,485
26	0,329	0,465
28	0,317	0,448
30	0,306	0,432

Annexe 6 : Test de Fisher

Table de la loi de Fisher-Snedecor, $\alpha = 5\%$

num	den 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	161.4476	18.5128	10.1280	7.7086	6.6079	5.9874	5.5914	5.3177	5.1174	4.9646
2	199.5000	19.0000	9.5521	6.9443	5.7861	5.1433	4.7374	4.4590	4.2565	4.1028
3	215.7073	19.1643	9.2766	6.5914	5.4095	4.7571	4.3468	4.0662	3.8625	3.7083
4	224.5832	19.2468	9.1172	6.3882	5.1922	4.5337	4.1203	3.8379	3.6331	3.4780
5	230.1619	19.2964	9.0135	6.2561	5.0503	4.3874	3.9715	3.6875	3.4817	3.3258
6	233.9860	19.3295	8.9406	6.1631	4.9503	4.2839	3.8660	3.5806	3.3738	3.2172
7	236.7684	19.3532	8.8867	6.0942	4.8759	4.2067	3.7870	3.5005	3.2927	3.1355
8	238.8827	19.3710	8.8452	6.0410	4.8183	4.1468	3.7257	3.4381	3.2296	3.0717
9	240.5433	19.3848	8.8123	5.9988	4.7725	4.0990	3.6767	3.3881	3.1789	3.0204
10	241.8817	19.3959	8.7855	5.9644	4.7351	4.0600	3.6365	3.3472	3.1373	2.9782
11	242.9835	19.4050	8.7633	5.9358	4.7040	4.0274	3.6030	3.3130	3.1025	2.9430
12	243.9060	19.4125	8.7446	5.9117	4.6777	3.9999	3.5747	3.2839	3.0729	2.9130
13	244.6898	19.4189	8.7287	5.8911	4.6552	3.9764	3.5503	3.2590	3.0475	2.8872
14	245.3640	19.4244	8.7149	5.8733	4.6358	3.9559	3.5292	3.2374	3.0255	2.8647
15	245.9499	19.4291	8.7029	5.8578	4.6188	3.9381	3.5107	3.2184	3.0061	2.8450
16	246.4639	19.4333	8.6923	5.8441	4.6038	3.9223	3.4944	3.2016	2.9890	2.8276
17	246.9184	19.4370	8.6829	5.8320	4.5904	3.9083	3.4799	3.1867	2.9737	2.8120
18	247.3232	19.4402	8.6745	5.8211	4.5785	3.8957	3.4669	3.1733	2.9600	2.7980
19	247.6861	19.4431	8.6670	5.8114	4.5678	3.8844	3.4551	3.1613	2.9477	2.7854
20	248.0131	19.4458	8.6602	5.8025	4.5581	3.8742	3.4445	3.1503	2.9365	2.7740
21	248.3094	19.4481	8.6540	5.7945	4.5493	3.8649	3.4349	3.1404	2.9263	2.7636
22	248.5791	19.4503	8.6484	5.7872	4.5413	3.8564	3.4260	3.1313	2.9169	2.7541
23	248.8256	19.4523	8.6432	5.7805	4.5339	3.8486	3.4179	3.1229	2.9084	2.7453
24	249.0518	19.4541	8.6385	5.7744	4.5272	3.8415	3.4105	3.1152	2.9005	2.7372
25	249.2601	19.4558	8.6341	5.7687	4.5209	3.8348	3.4036	3.1081	2.8932	2.7298
26	249.4525	19.4573	8.6301	5.7635	4.5151	3.8287	3.3972	3.1015	2.8864	2.7229
27	249.6309	19.4587	8.6263	5.7586	4.5097	3.8230	3.3913	3.0954	2.8801	2.7164
28	249.7966	19.4600	8.6229	5.7541	4.5047	3.8177	3.3858	3.0897	2.8743	2.7104
29	249.9510	19.4613	8.6196	5.7498	4.5001	3.8128	3.3806	3.0844	2.8688	2.7048
30	250.0951	19.4624	8.6166	5.7459	4.4957	3.8082	3.3758	3.0794	2.8637	2.6996
num	den 11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1	4.8443	4.7472	4.6672	4.6001	4.5431	4.4940	4.4513	4.4139	4.3807	4.3512
2	3.9823	3.8853	3.8056	3.7389	3.6823	3.6337	3.5915	3.5546	3.5219	3.4928
3	3.5874	3.4903	3.4105	3.3439	3.2874	3.2389	3.1968	3.1599	3.1274	3.0984
4	3.3567	3.2592	3.1791	3.1122	3.0556	3.0069	2.9647	2.9277	2.8951	2.8661
5	3.2039	3.1059	3.0254	2.9582	2.9013	2.8524	2.8100	2.7729	2.7401	2.7109
6	3.0946	2.9961	2.9153	2.8477	2.7905	2.7413	2.6987	2.6613	2.6283	2.5990
7	3.0123	2.9134	2.8321	2.7642	2.7066	2.6572	2.6143	2.5767	2.5435	2.5140
8	2.9480	2.8486	2.7669	2.6987	2.6408	2.5911	2.5480	2.5102	2.4768	2.4471
9	2.8962	2.7964	2.7144	2.6458	2.5876	2.5377	2.4943	2.4563	2.4227	2.3928
10	2.8536	2.7534	2.6710	2.6022	2.5437	2.4935	2.4499	2.4117	2.3779	2.3479
11	2.8179	2.7173	2.6347	2.5655	2.5068	2.4564	2.4126	2.3742	2.3402	2.3100
12	2.7876	2.6866	2.6037	2.5342	2.4753	2.4247	2.3807	2.3421	2.3080	2.2776
13	2.7614	2.6602	2.5769	2.5073	2.4481	2.3973	2.3531	2.3143	2.2800	2.2495
14	2.7386	2.6371	2.5536	2.4837	2.4244	2.3733	2.3290	2.2900	2.2556	2.2250
15	2.7186	2.6169	2.5331	2.4630	2.4034	2.3522	2.3077	2.2686	2.2341	2.2033
16	2.7009	2.5989	2.5149	2.4446	2.3849	2.3335	2.2888	2.2496	2.2149	2.1840
17	2.6851	2.5828	2.4987	2.4282	2.3683	2.3167	2.2719	2.2325	2.1977	2.1667
18	2.6709	2.5684	2.4841	2.4134	2.3533	2.3016	2.2567	2.2172	2.1823	2.1511
19	2.6581	2.5554	2.4709	2.4000	2.3398	2.2880	2.2429	2.2033	2.1683	2.1370
20	2.6464	2.5436	2.4589	2.3879	2.3275	2.2756	2.2304	2.1906	2.1555	2.1242
21	2.6358	2.5328	2.4479	2.3768	2.3163	2.2642	2.2189	2.1791	2.1438	2.1124
22	2.6261	2.5229	2.4379	2.3667	2.3060	2.2538	2.2084	2.1685	2.1331	2.1016
23	2.6172	2.5139	2.4287	2.3573	2.2966	2.2443	2.1987	2.1587	2.1233	2.0917
24	2.6090	2.5055	2.4202	2.3487	2.2878	2.2354	2.1898	2.1497	2.1141	2.0825
25	2.6014	2.4977	2.4123	2.3407	2.2797	2.2272	2.1815	2.1413	2.1057	2.0739
26	2.5943	2.4905	2.4050	2.3333	2.2722	2.2196	2.1738	2.1335	2.0978	2.0660
27	2.5877	2.4838	2.3982	2.3264	2.2652	2.2125	2.1666	2.1262	2.0905	2.0586
28	2.5816	2.4776	2.3918	2.3199	2.2587	2.2059	2.1599	2.1195	2.0836	2.0517
29	2.5759	2.4718	2.3859	2.3139	2.2525	2.1997	2.1536	2.1131	2.0772	2.0452
30	2.5705	2.4663	2.3803	2.3082	2.2468	2.1938	2.1477	2.1071	2.0712	2.0391