

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

**Transport solide dans le bassin d'El oued Mina et sedimentation
du barrage S.M.B.A..**

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0002-13

APA Citation (توثيق APA):

**Belhadj Bouchaib, Faiza. (2013). Transport solide dans le bassin d'El oued Mina et
sedimentation du barrage S.M.B.A. [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Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...)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 بيداغوجية، مقالات الدوريات، كتب....) و بنه على الخط.

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

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



ENSH -(n°)

**THESE DE DOCTORAT ES-SCIENCES
DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Présentée par

Madame HALLOUZ Née BELHADJ BOUCHAIB Faiza

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D' HYDRAULIQUE

En Hydraulique

Sujet de la thèse :

**TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN D'EL OUED MINA
ET SEDIMENTATION DU BARRAGE S.M.B.A**

Thèse présentée et soutenue à Blida le 11/11/2013 devant le jury composé de :

Mr SALAH Boualem	Professeur	Président
Mr REMINI Boualem	Professeur	Examineur
Mr MEBARKI Azzeddine	Professeur	Examineur
Mr MIHOUBI Mustapha Kamel	Maitre de Conférences	Examineur
Mr MEDDI Mohamed	Professeur	Directeur de thèse
Mr MAHE Gil	Directeur de recherche	Co-Directeur de thèse

Année Universitaire 2013/2014

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du projet :



*À Mohammed mon époux qui, avec son
dévouement et ses sacrifices, ce
travail a pu voir le jour.*

À mes chers enfants Wail et Wissal

À mes parents

À mes amies Meriem & Mounia

À eux tous je dédie ce travail.

FOUZETTE

Remerciements

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à Dieu le tout puissant pour la volonté, la santé et la patience qu'il m'a donné durant toutes ces longues années d'études et qui m'ont permis d'en arriver là.

Une thèse, bien entendu, c'est un travail de longue haleine, un défi que l'on se donne à soi-même. La pratique de la recherche scientifique vous place souvent face à des questionnements intellectuels et des obstacles techniques. Les solutions, rarement simples et linéaires, ne se sont jamais trouvées facilement! Non, elles se sont imposées par le fruit des nombreux contacts que j'ai eu l'occasion de créer avec nombre de personnes passionnées dans leur projet et dans leurs spécialités. J'aimerais remercier ceux et celles qui d'une manière ou d'une autre ont participé à son écriture. Cependant, la rédaction de cette partie n'est pas aisée, car vouloir citer des noms, c'est accepter d'en oublier. Je voudrais donc m'excuser d'avance auprès de ceux ou celles que j'aurais oubliés.

Je suis consciente de la reconnaissance que je dois à Monsieur le Professeur **Mohamed MEDDI**, mon Directeur de thèse, qui a toujours répondu favorablement pour toute sollicitation. Il m'a réservé des moments précieux de discussion et m'a facilité toutes les conditions pour mener à bien ce travail. Je tiens à lui adresser un grand merci. Sa haute compétence scientifique, son dynamisme m'ont beaucoup aidé. Je suis extrêmement fière d'avoir travaillé avec lui.

Je remercie vivement , mon codirecteur de thèse Monsieur **Gil MAHE**, Directeur de recherche à l'IRD, d'avoir assuré la codirection de ce travail, et de m'avoir apporté la rigueur scientifique nécessaire à son bon déroulement. Je tiens également à le remercier de sa gentillesse, sa grande disponibilité et surtout pour m'avoir accueillie au sein de son Laboratoire au Maroc.

Mes remerciements vont également à tous les membres du jury, pour avoir accepté d'en faire partie et pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce mémoire.

Je remercie, Mr le Professeur **B. SALAH**, d'avoir accepté de présider le Jury, je lui en suis très reconnaissante.

Mes vives gratitude vont aussi à Monsieur **B. REMINI**, Professeur à l'Université de Blida, Monsieur **A. MEBARKI**, Professeur à l'Université de Constantine et Monsieur **M. K. MIHOUBI**, Maître de conférences à l'ENSH qui ont bien voulu examiner ce travail.

Je dois de vives reconnaissances aux membres de l'IRD et toute l'équipe d'Hydrosciences pour m'avoir permis d'y faire mes stages dans de bonnes conditions. Plus particulièrement, Madame Claudine Dieulin, l'équipe de l'IRD au Maroc ainsi que la représentation de l'IRD en Tunisie.

Au-delà de l'encadrement scientifique, je remercie le personnel administratif de l'ANRH Alger et Oran pour l'aide précieuse qu'il m'a fournie. Je remercie en particulier Madame **ABDA Leila**.

Je n'oublierai sans doute pas de remercier mes collègues et amis enseignants, administrateurs et travailleurs de la Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre à l'université de Khemis Miliana en particulier, notre Doyen Monsieur **A. MOKABLI** et notre Secrétaire Général Mle **S. HOUASNI** et tous ceux que je n'ai pas cités.

Qu'il me soit également permis de souligner la participation collective de beaucoup d'autres personnes : collaborateurs et amis, trop nombreux pour être cités ici. Je leur serais gré des contributions multiformes qu'ils m'ont régulièrement apportées dans mes travaux et tout particulièrement dans la réalisation de cette étude et je tiens à dire à tous mes remerciements.

Résumé

La présente étude tente de quantifier l'érosion et les transports solides en suspension dans cinq bassins versants du Nord-Ouest Algérien, sur une période d'observation de 32 années (1970/71-2001/02). Les conditions ayant favorisé l'érosion de chaque milieu physique (topographiques, lithologiques, occupation des sols, situations climatiques et hydrologiques) ont été prise en compte.

Le débit solide spécifique moyen annuel pendant les crues des 32 ans de la période étudiée varie entre $190 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ dans le sous bassin versant de l'Oued Abd aval à la station d'oued Abtal et $198 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à la station de Sidi Aek Djillali. A l'échelle annuelle, la dégradation spécifique moyenne annuelle dans les mêmes sous bassins varie entre $277 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et $260 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Bien que le sous bassin de l'oued Abd aval à la station d'oued Abtal draine 5/6 de la superficie totale du bassin de l'oued Mina, l'érosion reste plus élevée au niveau du sous bassin contrôlé par la station de Sidi Aek Djillali (1/12).

L'analyse de l'évolution des concentrations en suspension en fonction des débits liquides de quelques crues sélectionnées a montre que la réponse des concentrations aux débits est imprégnée dans trois modèles (boucle en "clockwise", boucle en "counterclockwise" et forme en huit), repartis remarquablement en hiver et au printemps.

Abstract

This study attempts to quantify the erosion and sediment transport in suspension in five watersheds North-West of Algeria, on an observation period of 32 years (1970/71-2001/02). The conditions that led to the erosion of each physical environment (topography, lithology, land use, climate and hydrological conditions) were taken into account.

The specific average annual sediment load during floods in 32 years of the study period ranged from $190 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ in the sub watershed of wadi Abd downstream of the wadi Abtal station and $198 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ at station of Sidi Aek Djillali. At the annual level, the average specific degradation in the same sub-basins varies between 277 and $260 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$. Although the sub-basin of Wadi Abd downstream at the wadi Abtal station drains 5/6 of the total basin area of Wadi Mina, erosion is higher at the sub basin controlled by the station of Sidi Aek Djillali (1/12).

Analysis of evolution airborne concentrations based liquid flows some selected flood showed that the response rates to concentrations is steeped in three models (loop "clockwise" loop "counterclockwise" and form eight) left remarkably in winter and spring.

المخلص

تحاول هذه الدراسة قياس كمية الانجراف و كمية المواد المنقولة الصلبة العالقة في خمس أحواض مائية للشمال الغربي الجزائري، خلال فترة ملاحظة قدرها 32 سنة حيث أخذت بعين الاعتبار جميع الظروف التي ساعدت علي انجراف و تآكل كل المنطقة و منها الطبوغرافية، الجيولوجية، شغل الأراضي، الوضعية المناخية و الظروف الهيدرولوجية.

المتوسط السنوي للتدفق الصلب الخاص خلال فترات الفيضانات ل 32 سنة فترة الدراسة تتراوح بين $190 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ في الأحواض الخاصة بوادي العبد الخلفي عند المحطة الهيدرومترية لوادي الأبطال و $198 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ عند محطة سيدي عبد القادر الجليلي.

أما علي المستوي السنوي فمتوسط فقدان التربة في نفس الأحواض الفرعية السابقة يتراوح بين $277 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ و $260 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$

علي الرغم من أن الحوض الفرعي لوادي العبد الخلفي عند محطة القياس لوادي الأبطال مسئول عن تصريف مياه ما يعادل 5/6 من المساحة الإجمالية للحوض الهيدرولوجي لوادي مينة، إذ أن قيمة الانجراف تبقي الاعلي علي مستوي الحوض الفرعي المتابع و المراقب بواسطة محطة سيدي عبد القادر الجليلي (1/12).

تحليل تطور تركيزات المواد العالقة بدلالة تدفق السائل لبعض حالات الفيضانات التي اختيرت من فترة الدراسة، أظهرت أن استجابة التركيزات للتدفقات تتركز علي ثلاثة نماذج (حلقة "مع عقارب الساعة" "عكس عقارب الساعة" وشكل ثمانية) تتوزع بشكل ملحوظ علي فصلي الشتاء و الربيع.

Liste des figures

Figure 0.1 Schéma simplifié du cycle hydrologique	1
Figure 1.1 Diagramme de Hjulstrom	12
Figure 1.2 Critères de suspension	15
Figure 1.3 Modes de transport des particules dans un courant	17
Figure 3.1 Organigramme de calcul d'un débit solide moyen journalier	30
Figure 4.1 Phénomènes d'hystérésis dans la relation entre débit Q et concentration en MES C au cours d'un évènement de crue	39
Figure 4.2 Modèles des relations concentration débit liquide	41
Figure 5.1 Situation du bassin versant de l'oued Mina	46
Figure 5.2 Carte topographique du bassin versant de l'oued Mina	47
Figure 5.3 Taux de distribution du couvert végétal dans le bassin de l'oued Mina	53
Figure 5.4 Classes de végétation dans le bassin de l'oued Mina	53
Figure 5.5 Répartition de la population ainsi que les précipitations moyennes annuelles dans le bassin de l'oued Mina	55
Figure 5.6 Carte du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Mina	58
Figure 5.7 Courbes hypsométriques des bassins versants	59
Figure 5.8 Profil en long de l'oued Mina et ses affluents	60
Figure 6.1 Réponse hydrologique d'un bassin versant suite à une précipitation	64
Figure 6.2 Localisation des stations pluviométrique du bassin de l'oued Mina et les deux régions climatique utilisées	67
Figure 6.3 Fluctuations annuelles de pluies pour les régions Nord et Sud	70
Figure 6.4 Stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes et les polygones de Thiessen correspondant sur le bassin de l'oued Mina	78
Figure 6.5 Régimes pluviométriques moyens annuels sur la période 1931-2007 des sous bassins versants étudiés	79
Figure 6.6 Indices pluviométriques de 1968 à 2007 pour chaque sous bassin	83
Figure 6.7 Cumul de déficit de pluie pour chaque sous bassin	85
Figure 7.1 Bassin versant de l'oued Mina et les stations hydrométriques	88
Figure 7.2 Courbe d'étalonnage de la station de Sidi Aek Djillali	89
Figure 7.3 Courbe d'étalonnage de la station d'oued El Abtal.	89
Figure 7.4 Courbe d'étalonnage de la station Ain Hamara	89
Figure 7.5 Courbe d'étalonnage de la station de Sidi Ali Ben Amar	90
Figure 7.6 Courbe d'étalonnage de la station de Takhmert	90
Figure 7.7 Impact des ruptures hydrométriques sur la récurrence des crues	97
Figure 7.8 Indices hydrométriques de 1968 à 2007 pour chaque sous bassin	98
Figure 7.9 Coefficient d'écoulement standard pour chaque sous bassin	100
Figure 8.1 Apports liquides et solides annuels de l'oued Abd Aval (Station A. Hamara)	107
Figure 8.2 Apports liquides et solides annuels de l'oued Abd Aval (Station Takhmert)	107
Figure 8.3 Apports liquides et solides annuels de l'oued Mina Haddad (Station O. El Abtal)	108
Figure 8.4 Apports liquides et solides annuels de l'oued Mina Haddad (Station S.A. Djillali)	108
Figure 8.5 Apports liquides et solides annuels de l'oued Mina amont (Station SA B Amar)	109
Figure 8.6 Apports liquides et solides mensuels d'Oued Abtal	110
Figure 8.7 Apports liquides et solides mensuels de Sidi Aek Djillali	111
Figure 8.8 Apports liquides et solides mensuels d'oued Abd aval à A. Hamara	112

Figure 8.9 Apports liquides et solides moyens mensuels de l’oued Abd aval à Takhmert	112
Figure 8.10 Apports liquides et solides mensuels d’oud Mina amont à Sidi Ali Ben Amar	113
Figure 9.1 Relations débit liquide –débit solide à l’échelle instantanée	119
Figure 9.2 Relation entre débits et concentrations moyens journaliers sur les stations	120
Figure 9.3 Méthodologie pour accéder aux coefficients de régression des courbes de transport tronquées à partir des données des concentrations et débits journaliers	129
Figure 9.4 Relation entre les $C\#$ et les pentes des courbes de transport tronquées	133
Figure 9.5 Relation entre les $C\#$ et les pentes des courbes de transport tronquées	134
Figure 9.6 Courbes de transport sédimentaire pour la station d’Oued Abtal	136
Figure 9.7 Courbes de transport sédimentaire pour la station de Sidi Aek Djillali	137
Figure 9.8 Courbe de transport sédimentaire appliquée à l’échelle des crues pour la station d’Ain Hamara	138
Figure 9.9 Courbe de transport sédimentaire appliquée à l’échelle des crues pour la station de Takhmert	139
Figure 9.10 Courbe de transport sédimentaire appliquée à l’échelle des crues pour la station de Sidi Ali ben Amar	140
Figure 9.11 Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de trois méthodes différentes effectuées sur la station d’Oued Abtal	148
Figure 9.12 Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de trois méthodes différentes effectuées sur la station de Sidi Aek Djillali	150
Figure 10.1 Relation entre a et b pour les différentes crues des stations étudiées	152
Figure 10.2 Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Oued Abtal	155
Figure 10.3 Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Sidi Aek Djillali	156
Figure 10.4 Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Ain Hamara	158
Figure 10.5 Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Takhmert	159
Figure 10.6 Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Sidi Ali Ben Amar	160
Figure 10.7 Courbes de transport sédimentaire appliquée à l’échelle des crues pour la station d’Oued Abtal	165
Figure 10.8 Courbes de transport sédimentaire appliqué à l’échelle des crues pour la station de Sidi Aek Djillali	166

Liste des tableaux

Tableau 1.1 Valeurs de α pour différentes perméabilités	11
Tableau 4.1 Différentes classes d'hystérésis dans les relations MES-débit et leurs interprétations	40
Tableau 5.1 Différentes formations lithologiques du bassin versant de la Mina	50
Tableau 5.2 Classes de pentes dans le bassin versant de l'oued Mina	55
Tableau 5.3 Température enregistrées au station de Chlef, SMBA et Frenda	56
Tableau 5.4 Humidité relative (%) enregistrée de la station de Tiaret (1970-1995)	56
Tableau 5.5 Valeurs de coefficient de correction F () du bassin versant de l'Oued Mina	57
Tableau 5.6 Caractéristiques physiographiques des bassins versants de la Mina	61
Tableau 6.1 Inventaire des stations pluviométriques utilisées dans l'étude	66
Tableau 6.2 Résultats du vecteur des stations de la région Mina Nord	71
Tableau 6.3 Résultats du vecteur des stations de la région Mina Sud	71
Tableau 6.4 Détection des ruptures dans les séries de pluies annuelles observées du bassin de l'Oued Mina	74
Tableau 6.5 Détection des ruptures dans les séries des pluies annuelles observées des deux régions	75
Tableau 6.6 Détection des ruptures dans les séries des pluies annuelles complétées des deux régions	76
Tableau 6.7 Année de rupture, moyennes des séries pluviométriques et déficits par rapport à la période avant rupture	77
Tableau 6.8 Comparaison des pluies moyennes annuelles et mensuelles calculées par les deux méthodes	79
Tableau 6.9 Quelques caractéristiques des pluies moyennes mensuelles (1968-2007)	80
Tableau 6.10 Récapitulatif non exhaustif des différents indices de sécheresse	81
Tableau 6.11 Nomenclature du SPI	82
Tableau 6.12 Ampleur de la sécheresse (et de l'humidité) entre 1968-2007	84
Tableau 7.1 Stations hydrométriques du bassin versant de l'oued Mina	87
Tableau 7.2 Débits moyens annuels des oueds Abd Aval, Mina amont, Mina Haddad et Mina (Nord Ouest d'Algérie)	91
Tableau 7.3 Valeurs caractéristiques des modules au niveau des bassins versants	92
Tableau 7.4 Débits spécifiques et lames d'eau écoulées	93
Tableau 7.5 Hydraulicité des oueds Abd aval, Mina amont, Mina Haddad et Mina	93
Tableau 7.6 Ajustement à une loi log-normale des modules annuel des Oueds Abd aval, Mina amont, Mina Haddad et Oued Mina	95
Tableau 7.7 Détection des ruptures dans les séries des débits annuelles et mensuelles (1967/1968- 2006/2007)	95
Tableau 7.8 Loi de distribution des crues pour chaque station du bassin d'oued Mina	96
Tableau 7.9 Ampleur de la sécheresse (et de l'humidité) entre 1968-2007	100
Tableau 8.1 Valeurs des apports liquides, solides et des dégradations spécifiques au niveau des oueds Abd aval, Mina amont et Mina Haddad (Bassin versant de l'oued Mina)	105
Tableau 8.2 Apports liquides et solides moyens mensuelles à O. Abtal (période 1971/2002)	109
Tableau 8.3 Apports liquides et solide moyens mensuelles à S.A. Djillali (période 1971/2002)	110
Tableau 8.4 Apports liquides et solide moyens mensuelles à Ain Hamara (période 1971/2002)	111

Tableau 8.5 Apports liquides et solide moyens mensuelles à Takhmert (période 1971/2002)	112
Tableau 8.6 Apports liquides et solides moyens mensuelles à oued Mina amont (période 1971/2002)	113
Tableau 8.7 Valeurs de quelques paramètres d'écoulement du transport solide dans les sous bassins des oueds Abd aval, Mina, Mina Haddad et Mina amont ((Nord Ouest d'Algérie)	114
Tableau 9.1 Quelques modèles utilisés en Algérie	115
Tableau 9.2 Répartition des données de calage et validation en vue de la paramétrisation des modèles	116
Tableau 9.3 Critères d'évaluation calculés sur les périodes de calage et validation pour un modèle	118
Tableau 9.4 Critères d'évaluation calculés sur les périodes de calage et validation pour un modèle	121
Tableau 9.5 Coefficients de régression multiple, obtenus sur la période de calage (1971-1997), pour la station d'A. Hamara	122
Tableau 9.6 Critères d'évaluation pour un modèle de type de régression multiple calculés sur les données observées des périodes de calage et de validation pour la station d'Ain Hamara	122
Tableau 9.7 Coefficients de régression multiple, obtenus sur les périodes de calage, pour les cinq stations étudiées	122
Tableau 9.8 Critères d'évaluation pour un modèle de type corrélation multiple, calculés sur les données observées des périodes de calage et de validation pour les stations de Oued Abtal ; S. A. Djillali ; A. Hamara, Takhmert et S A B Amar	123
Tableau 9.9 Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$)	125
Tableau 9.10 Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$)	126
Tableau 9.11 Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$)	126
Tableau 9.12 Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$)	127
Tableau 9.13 Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$)	128
Tableau 9.14 Valeurs des pentes et $C_{\#}$ pour $6.0Q_m$.	131
Tableau 9.15 Valeurs des pentes et $C_{\#}$ pour $1,5_m$	132
Tableau 9.16 Equations de transport sédimentaire tronquées pour la station d'Oued Abtal	142
Tableau 9.17 Equations de transport sédimentaire tronquées pour la station de Sidi Aek Djillali	144
Tableau 9.18 Flux prédits sur la station d'Oued Abtal à partir de différentes méthodes	147
Tableau 9.19 Flux prédits sur la station de Sidi Aek Djillali à partir de différentes méthodes	149
Tableau 10.1 Relation débit/concentration sur des crues de l'Oued Mina aux stations : Oued El Abtal et S. A. Djillali	153
Tableau 10.2 Chronologie des crues sélectionnées	154
Tableau 10.3 Paramètres statistiques des crues sélectionnées	160
Tableau 10.4 Rapport de variation de la concentration et classement des crues	162
Tableau 10.5 Evaluation des volumes des sédiments emmagasinés dans le barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda	168

SOMMAIRE

	Page
Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	iii
المخلص	iii
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	Vi
Introduction générale	1
1- Contexte et problématique	1
2- Etats des connaissances et objectifs de l'étude	3
3- Plan d'étude	5
4- Méthodologie	5
PREMIERE PARTIE: SYNTHES BIBLIOGRAPHIQUES	
CHAPITRE 1. Généralités sur l'érosion et le transport solide en suspension	
1.1 Introduction	7
1.2 Principaux agents de l'érosion hydrique	7
1.2.1 Intensité et agressivité des précipitations	7
1.2.2 Ruissellement	8
1.2.3 Etat hydrique initial	9
1.3 Formes de manifestation de l'érosion hydrique	10
1.3.1 Erosion en nappe	10
1.3.2 Erosion linéaire	10
1.4 Quantification de l'érosion hydrique	10
1.4.1 Formule de Wischmeier et Smith (1978)	10
1.4.2 Formule de Fournier (1960)	11
1.4.3 Formule de Tixeront (1960)	11
1.4.4 Formule de la SOGREAH	11
1.5 Transport solide	11
1.6 Origine des matériaux transportés	13
1.7 Mobilisation des matériaux sur les versants	13
1.7.1 Transport solide par charriage	14
1.7.2 Transport solide en suspension	14
1.7.3 Quelques données sur le transport solide en Algérie	15
1.8 Caractéristiques des matériaux transportés	16
1.8.1 Dimension des particules	16
1.8.2 Vitesse de sédimentation	16
1.9 Modalités du transport solide	17
1.10 Processus physique du transport solide	18
Conclusion	18

CHAPITRE 2. La mesure de transport solide en suspension

2.1 Principes généraux de prélèvement de matériaux solides	19
2.2 Variabilité spatio-temporelle de la concentration des sédiments en suspension	19
2.3 Appareils de mesure de la concentration	20
2.4 Procédure de mesure du transport solide en suspension en Algérie	22
2.4.1 Procédure d'échantillonnage	22
2.4.2 Processus d'analyse	22
2.4.3 Critique de la procédure.	24
2.5 Rappel bibliographique des principaux travaux sur le transport solide en Algérie	24
2.5.1 Medinger (1960)	24
2.5.2 Tixeront (1960)	25
2.5.3 Capolini (1965 —1969)	25
2.5.4 SOGREAH (1969)	25
2.5.5 Demmak (1982)	26
2.5.6 Meddi (1992)	26
2.5.7 Kouri, (1993)	26
2.5.8 Touaibia, (2000)	27
2.5.9 Achite, (2004)	27
Conclusion	28

CHAPITRE 3. Calcul et estimation du transport solide en suspension

3.1 Calcul du débit solide	29
3.2 Estimation du transport solide en suspension	29
3.2.1 Concept de charge	31
3.2.2 Conditions d'une approche pratique pour l'estimation de la charge solide	32
3.2.3 Méthodes odes d'estimation des charges solides	32
3.2.3.1 Méthode numérique	33
3.2.3.2 Méthode de 'moyenne'	33
3.2.3.3 Méthode d'intervalle de débit	33
3.2.3.4 Méthode de régression	33
3.2.3.5 Echantillonnage proportionnel au débit	34
3.2.4 Performance des méthodes	34
3.2.5 Méthode de régression	35
3.2.5.1 Description Générale	35
3.2.5.2 Corrélacion multiple	36
3.3 Méthode de correction des courbes de transport solide en suspension	36
3.3.1 Correction des données par les méthodes de Ferguson et de Duan	37
Conclusion	38

CHAPITRE 4. Caractérisation de la relation concentration en sédiments en suspension-débit liquide

a) Modèle classe I	41
b) Modèle classe II	42
c) modèle classe III	42
d) le modèle classe V	42
Conclusion	43

DEUXIEME PARTIE. CARACTERISTIQUES ET HYDROPLUVIOMETRIE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED MINA

CHAPITRE 5. Bassin versant

5.1 Introduction	45
5.2 Bassin versant de l'oued Mina	45
5.2.1 Physique du bassin versant	45
5.3 Géologie du bassin	48
5.4 Lithologie du bassin (étude GTZ)	49
5.5 Associations de sols	51
5.6 Végétation	52
5.7 Situation socio-économique	54
5.8 Topographie	54
5.9 Climat	55
5.9.1 La température	55
5.9.2 Humidité relative	56
5.9.3 Evapotranspiration potentielle	56
5.9.4 Vents	57
5.9.5 Insolation	57
5.10 Réseau hydrographique et les entailles	57
5.10.1 Morphométrie des sous bassins versants	59
5.10.1.1 Caractéristiques de forme	59
5.10.1.2 Caractéristiques topographiques	59
5.10.1.3 Caractéristiques hydrographiques	59
5.10.1.4 Profil en long des oueds	60
Conclusion	61

CHAPITRE 6. Analyse des pluies

6.1 Introduction	64
6.2 Aperçu sur le climat de :	65
6.2.1 L'Afrique du Nord	65
6.2.2 L'Algérie	65
6.3 Etude des précipitations	65

6.3.1 Origine des données	66
6.3.2 Qualité et critique des données	66
6.3.3 Localisation des stations pluviométriques	66
6.4 Régionalisation climatique	67
6.4.1 Définition des unités climatiques ou « régions »	67
6.4.2 Régionalisation avec la méthode du vecteur régional	67
6.4.3.1 Définition du vecteur régional et méthode appliquée	67
6.4.3.2 Avantages et limites	68
6.4.3.3 Elaboration des vecteurs régionaux	69
6.4.3.4 Résultats : indices annuels pluviométriques	69
6.5 Résultat et discussion	70
6.6 Analyses statistiques	72
6.7 Application des tests de rupture	73
6.7.1 Analyse de données des précipitations	75
6.8 Pluies moyennes sur les sous bassins de l'oued Mina	77
6.8.1 Méthode polygone de Thiessen (calcul manuel)	77
6.8.2 Méthode polygone de Thiessen via le logiciel Hydraccess	78
6.8.3 Comparaison étude manuelle/logiciel Hydraccess	79
6.8.4 Pluies annuelles	80
6.8.5 Pluies saisonnières	80
6.9 Etude des sécheresses via l'indice standardisé des pluies	81
6.9.1 Intérêt et choix de cet indice	81
6.9.2 Définition et calcul pratique	82
6.9.3 Résultats et discussions	83
Conclusion	86

CHAPITRE 7. Analyse des écoulements

7.1 Introduction	87
7.2 Choix de l'année hydrologique	87
7.3 Mesures hydrométriques	88
7.3.1 Etalonnage des stations	88
7.4 Débits moyens annuels	91
7.4.1 Variations des débits annuels moyens bruts ($m^3.s^{-1}$)	91
7.4.2 Variations des débits annuels moyens spécifiques ($l.s^{-1}.km^{-2}$)	92
7.4.3 Irrégularité interannuelles des modules et leur répartition statistique	93
7.4.4 Etudes statistiques des modules	95
7.4.5 Analyse des données hydrologiques	95
7.5 Lois de distribution	96
7.5.1 Etude des crues	96
7.5.2 Variabilité de la Récurrence des crues autour des dates de rupture	97
7.5.3 Calculs des Indices Hydrométriques (SRI)	98
7.6 Calcul du coefficient d'écoulement standard	98
7.7 Résultats et Discussion	98
Conclusion	101

TROISIEME PARTIE. ANALYSE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

CHAPITRE 8. Analyse des chroniques du transport solide en suspension

8.1 Introduction	104
8.2 Présentation des données	104
8.2.1 Calcul des apports des sous bassins de l'oued Mina	104
8.2.1.1 Sous bassin d'Oued Abd Aval	105
8.2.1.2 Sous bassin d'Oued Mina	105
8.2.1.3 Sous bassin d'Oued Mina Haddad	105
8.2.1.4 Sous bassin d'Oued Mina Amont	105
8.3 Variabilité interannuelle des apports solides	106
8.3.1 Sous bassin d'Oued Abd Aval	106
8.3.2 Sous bassin d'Oued Mina	107
8.3.3 Sous bassin d'Oued Mina Haddad	108
8.3.4 Sous bassin de l'oued Mina amont	108
8.4 Apports mensuels	109
8.4.1 Oued Mina	109
8.4.2 Oued Mina Haddad	110
8.4.3 Oued Abd aval	111
8.4.4 Oued Mina amont	113
Conclusion	113

CHAPITRE 9. Modélisation statistique des flux de sédiments en suspension

9.1 Introduction	115
9.2 Données utilisées et critères d'évaluation des modèles statistiques	116
9.3 Données disponibles	116
9.3.1 Données de concentration	116
9.3.2 Données hydroclimatiques	116
9.4 Périodes de calage, validation	116
9.5 Critères d'évaluation des modèles utilisés	117
9.5.1 Écart Arithmétique Moyen EAM	117
9.5.2 Critère de Nash NS	117
9.5.3 Coefficient de détermination R^2	117
9.6 Modèles statistiques	117
9.6.1 Modèle « rating-curve »	117
9.6.1.1 Modélisation à partir de la relation débit liquide/débit solide à l'échelle instantanée	118
9.6.1.2 Modélisation à partir de la relation débit/concentration à l'échelle journalière	119
9.6.2 Modélisation par corrélation multiple	121
9.6.2.1 Modélisation par corrélation multiple appliquée à l'échelle journalière	121
9.6.2.2 Modélisation par corrélation multiple appliquée à l'échelle mensuelle	122

9.7 Optimisation des relations $\log(MES) = f \log(\text{débit})$	123
9.7.1 Principes et objectifs	123
9.7.2 Variation interannuelle des courbes de transport sédimentaire	124
9.8 Détermination des courbes de transport tronquées	128
9.8.1 Variations spatio-temporelles des courbes de transport tronquées	130
9.9 Calcul des flux par la méthode $\log(C) = f \log(Q)$ et $\log(Q_s) = f \log(Q)$	134
9.9.1 Correction des données par les méthodes de Ferguson et de Duan	135
9.10 Calcul des flux par la méthode des relations tronquées	141
9.11 Comparaison de la validité des courbes de transport dans l'estimation des flux	146
9.11.1 Station d'Oued El Abtal	146
9.11.2 Station de Sidi Abdel Kader Djillali	148

CHAPITRE 10. Modèle d'érosion en fonction de la concentration des sédiments en suspension et du débit liquide et le phénomène d'hystérésis durant les crues

10.1 Introduction	151
10.2 Données	151
10.3 Ajustement du modèle puissance ($C = aQ^b$) à l'échelle de la crue	151
10.4 Modélisation par régression multiple à l'échelle de la crue	152
10.5 Evolution de la concentration des sédiments et du débit liquide à l'échelle de la crue	154
10.5.1 Identification des classes de la relation C-Q	155
10.5.2 Caractérisation des boucles d'hystérésis	161
10.5.3 Interprétations	161
10.5.4 Interprétation de l'hystérésis observées à l'échelle du bassin versant	162
10.5.5 Sources de l'hystérésis	164
10.6 Analyse de la pertinence des courbes de transport dans l'estimation des flux pour les événements de crue	164
10.7 Estimation des dépôts sédimentaires dans la retenue du barrage d'Essaada (SMBA)	167
10.8. Synthèse sur la modélisation des flux de MES	169

Conclusion générale	170
----------------------------	-----

Références bibliographiques

Index des auteurs

Annexes

Introduction générale

1. Contexte et problématique

La terre est la seule planète du système solaire à disposer, grâce à sa position privilégiée, de l'eau liquide à sa surface. La molécule H_2O est indispensable pour le développement de la vie. Habitat d'une partie de la faune et de la flore, source de production d'hydro-électricité, élément indispensable en agriculture, élément vital d'alimentation, l'eau devient de plus en plus, avec l'accroissement de la population mondiale, une denrée convoitée. D'autant plus que l'eau douce, principal enjeu de convoitise, ne constitue que 3 % de la ressource en eau mondiale (le restant étant formé par les mers et les océans), dont les trois quarts sont stockés sous forme de glace (Jacques, 1996). Dans son ouvrage *La guerre de l'eau*, Cans (1994) dresse un tableau parfois alarmant de l'avenir de cette ressource. Sa répartition quantitative à l'échelle du globe est très hétérogène, et souvent très différente de la répartition des populations. Enjeu de vie, l'eau devient de plus en plus une question politique, source de tensions croissantes entre états. La variabilité de sa disponibilité est également source de problèmes : trop rare, elle entraîne des situations de pénurie, de désertification, d'exodes des populations ; trop abondante, elle est la cause d'inondations catastrophiques et rappelle à l'homme l'impossibilité d'en maîtriser les forces. Vecteur de matières, elle est le principal agent de l'érosion mécanique et de l'altération chimique, modifiant discrètement mais continuellement les paysages à la surface des continents.

Au sein du cycle hydrologique (figure 0.1), les précipitations sont les principaux agents de mobilisation des particules terrigènes et génèrent le ruissellement qui en assure le transport, suivant les modifications des conditions locales et régionales de surface. Les pluies qui tombent sur les versants désagrègent et mettent en suspension les particules du sol par effet « splash ». Les eaux chargées de ces matières ruissellent en nappes, en rigoles puis dans des ravines avant de rejoindre les artères principales du réseau hydrographique, les dépressions continentales et les milieux marins. Cette mobilisation de la matière tend à niveler les surfaces à l'échelle du globe.

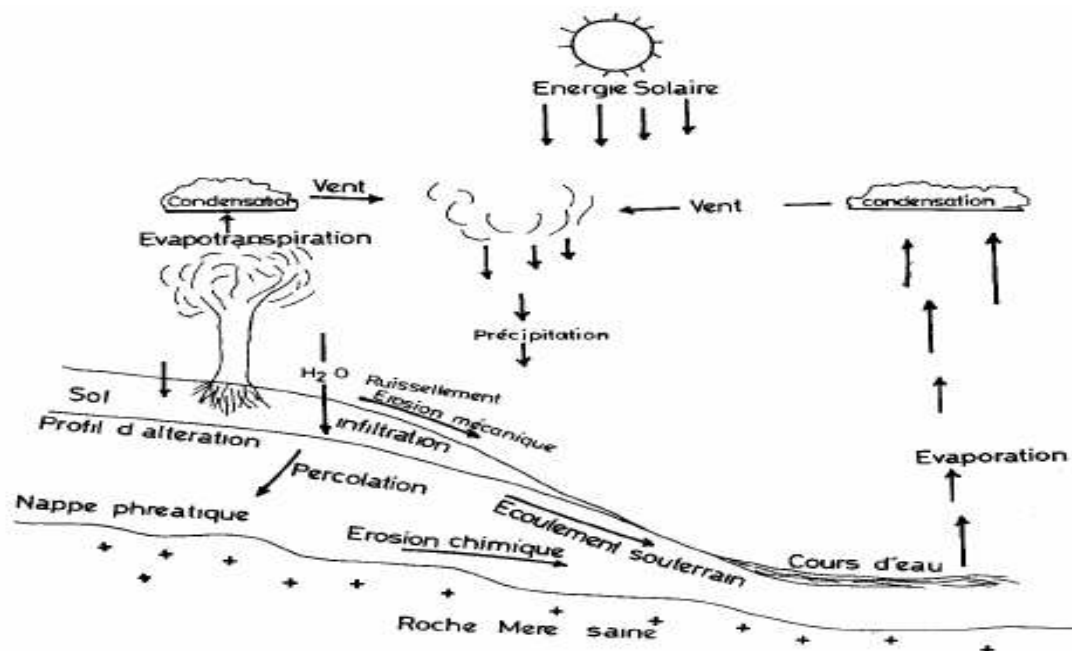


Figure 0.1. Schéma simplifié du cycle hydrologique (Lienou, 2007)

Le milieu physique, notamment le couvert végétal, a une influence notable sur ce phénomène, en protégeant les sols contre les agressions diverses. Il joue ainsi un rôle essentiel sur le cycle hydrologique et le transport de matières. Mais les activités humaines telles que l'ouverture des routes, l'urbanisation, les pratiques agricoles et pastorales, tendent à meurtrir les formations végétales et à accélérer de fait la mobilisation des particules terrigènes. Les sédiments ainsi érodés, riches en éléments fertilisants, se déposent à différentes échelles de l'espace, dès que diminue la vitesse de l'agent de transport (Diallo, 2000), depuis le champ jusqu'au bassin fluvial. Ces phénomènes ont pour conséquence la stérilisation, la disparition des terres fertiles et, comme corollaire, la baisse de la production agricole. Les exemples sont frappants : en Afrique, chaque hectare de terrain perd en moyenne par an 7,1 tonnes de terre, 7 tonnes pour l'Amérique du Sud, 6,1 tonnes pour l'Asie, 4,5 tonnes pour l'Amérique de Nord et Centrale, 8,4 tonnes pour l'Europe (Solter, 1992).

Pour pallier à l'irrégularité des régimes des pluies, des réservoirs naturels ont été très tôt mis à profit. Mais, en précipitant une quantité importante de matières en suspension, la sédimentation dans ces retenues d'eau contrarie les apports en éléments nutritifs, destinés naturellement à certaines dépressions continentales (Lienou *et al.*, 2003).

En outre, elle entraîne également le comblement des aménagements, augmente les risques d'eutrophisation et réduit de ce fait leur durée de vie.

De part leur position géographique, situés en zone aride à semi-aride, trois pays du Maghreb (Algérie, Maroc, Tunisie) ont depuis des millénaires eu une évolution fortement liée au climat de la région et à sa variabilité. Ce climat se caractérise par des contrastes importants avec des types de climats très différents et ce en relation avec les particularités géographiques et écologiques de cette région (Agoumi, 2003).

Les données climatiques relevées dans la région durant le 20^{ème} siècle indiquent un réchauffement durant ce siècle estimé à plus de 1°C avec une tendance accentuée les 40 dernières années (Agoumi, 2003). Ces données montrent aussi une augmentation nette de la fréquence des sécheresses et inondations.

Toutes les conditions se trouvent remplies dans cette région (où on observe le taux le plus élevé d'érosion spécifique les plus élevés dans le monde) (Lahlou, 2002) :

- Une érosion forte avec une grande dégradation des sols
- Un ruissellement de surface excessif et parfois violent (intensités maximales instantanées dépassant les 2 mm.mn⁻¹)
- Un transport solide significatif : de 500 à 2 000 tonnes. km⁻².an⁻¹

A ces problèmes se greffent des effets et impacts anthropiques exogènes, le Nino Southern Oscillation, le Global Warm, les gaz à effet de serre, qui alourdissent les déficits en ressources hydriques et compliquent davantage la compréhension des processus de transport solide.

En Algérie, le taux d'érosion spécifique atteint les valeurs les plus élevées d'Afrique du Nord. Selon Demmak (1982), ceux-ci dépassent 2000 tonnes.km⁻².an⁻¹ dans les bassins versants de l'Atlas Tellien. Les concentrations des sédiments en suspension dans les cours d'eau dans les régions semi-arides où l'on pratique une agriculture intensive sont élevées. Il n'est pas rare de trouver des concentrations de 200 grammes par litre à certains endroits pendant ou immédiatement après des pluies abondantes.

Sur certains cours d'eau des concentrations maximales dépassant 500 g.l⁻¹ ont été observées (Mekerta et Tisot, 1993). Ces chiffres donnent une idée sur l'ampleur du phénomène et la gravité des problèmes qui en découlent. Cela a pour conséquence directe l'envasement des retenues et une réduction de leurs capacités (Remini, 2002).

Dans le bassin versant de l'Oued Mina ainsi que dans de nombreux bassins de la zone semi - aride de l'Algérie du Nord, le transport de sédiments est l'un des problèmes économiques et environnementaux graves dus à l'érosion des sols. Ce bassin d'environ 6000 km² appartient à une région très fragile où toutes les conditions se trouvent réunies (Sari, 1977 ; Demmak, 1982, Roose, 1999) à savoir :

- Un climat méditerranéen caractérise par des fluctuations thermiques très variées et des pluies fines très irrégulières et torrentielles.
- Un couvert végétal offrant une grande diversité spatiale, une lithologie jeune ou prédominant 75 % d'argiles, de marnes et schistes, formations sensibles à l'érosion, avec alternance de roches dures comme les calcaires et les grès.
- Un développement socio-économique caractéristique aux pays en voie de développement avec l'impact d'une succession de colonisation, les effets des surpâturages et de l'utilisation agricole.
- Un régime hydrologique très irrégulier des cours d'eaux où l'on observe des signes de dégradation poussée et généralisée tels que la divagation des oueds, le sapement des berges et l'alluvionnement des lits.

Cette problématique a attiré un bon nombre d'ingénieurs et chercheurs Algériens et étrangers. En plus des aspects environnementaux de l'érosion, ils ont aussi étudié les conséquences à prévoir sur le coté social et particulièrement la vie des populations vivant à l'amont de ces bassins versants. La protection contre l'érosion en milieux marneux a constitué le problème le plus sensible dans la zone de l'Algérie du Nord.

Le caractère complexe du transport solide a été mis en exergue à travers les nombreuses études effectuées dans divers pays. Plusieurs points restent encore non élucidés

- La discontinuité spatio-temporelle du processus érosion-transport solide-sédimentation, implique l'existence d'une relation lointaine et variable entre la quantité de matériel arrachée aux interfluves et celle qui est transportée par le cours d'eau.
- L'irrégularité du phénomène rend difficile la mise au point d'une technique de mesure précise, fiable et opérationnelle. Les méthodes de prélèvements automatiques et d'enregistrement continu se sont avérées inapplicables sur les cours d'eau fortement chargés.
- Les prélèvements sporadiques d'échantillons effectués par un observateur sont insuffisants et correspondent rarement aux périodes convenables.
- Les concentrations élevées qui constituent la majeure partie des apports solides annuels arrivent durant quelques crues brutales et ne sont mesurés qu'en de rares occasions.

Il faut ajouter à cela le problème de données. L'abondance des données semble parfois induire une vision globale satisfaisante du bassin versant. Cela paraissait un atout précieux au moment où l'on s'est engagé dans ce travail. En fait, les choses ne sont pas si simples et les mesures dont on dispose, ainsi que les interprétations qui en découlent sont parfois complexes.

2. Etats des connaissances et objectifs de l'étude

Pendant longtemps on a considéré en Algérie que l'agriculture était la cause essentielle de l'érosion des sols et que la maîtrise des techniques culturales et des méthodes antiérosives (Greco, 1966) était la bonne solution au problème d'érosion. Cependant les travaux de Demmak (1982), Arabi *et al.*, (1989) ont montré que l'érosion en nappes n'apporte qu'une faible part (0.2 à 1 tonnes. ha⁻¹.an⁻¹ au transport solide des oueds et que le sapement des berges est une source majeure de sédiments directement mobilisés par les oueds lors des fortes crues.

Le développement des activités humaines dans les basses plaines alluviales est en outre à l'origine d'un flux de sédiments dans ces milieux naturels.

L'impact des pratiques agricoles sur le transport solide est un domaine encore dépourvu de résultats en Algérie (Benkhalel, 2003). Il en est de même pour les situations où les matériaux en suspension peuvent être aussi le vecteur de nombreux contaminants chimiques et bactériologiques (Dupont et Guezennec, 2001).

Durant la décennie 90, un nombre relativement important d'études a été entrepris sur quelques bassins de l'Algérie du Nord, en particulier la Tafna, la Mina et l'Isser.

Le projet pilote d'aménagement intégré du bassin de l'oued Mina entrepris dans le cadre de la coopération technique Algéro-Allemande et qui avait pour buts de développer des techniques adaptées à l'amélioration de la protection des ressources en eau et en sol ainsi que le développement et le test de mesures antiérosives s'est soldé par une bonne possibilité de prévision des apports solides. De plus, les résultats ont conforté l'hypothèse de Demmak (1982) selon laquelle l'érosion en nappe joue un rôle minime par rapport à l'érosion hydrique dans les cours d'eau (Gomer et Smati, 1991).

Sur le même bassin, Meddi (1992) a étudié la variation spatio temporelle du transport solide au droit des stations hydrométriques et déterminé l'influence des facteurs hydro pluviométriques sur la variation de la turbidité à plusieurs échelles temporelles. Il a déterminé les zones productives de sédiments dans le bassin et a conclu l'importance de disposer d'un réseau hydro pluviométrique suffisamment dense pour mieux cerner le processus de transport solide dans le temps et dans l'espace. Demmak et al (1991) dans le cadre d'un projet régional PNUD, ont entrepris une étude sur l'érosion et les transports solides en zone semi-aride sur le bassin de l'Oued Isser. Le micro bassin représentatif et expérimental est considéré comme un outil essentiel d'analyse et de quantification. Les résultats des travaux au bout des deux premières années ont découlé sur un transport solide considérable avec une concentration moyenne de 50 g. l^{-1} .

Sur le bassin de la Tafna à Béni-Bahdel, le transport solide est relativement faible comparativement aux deux premiers bassins cités (Terfous, 2001). Les travaux ont permis de séparer distinctement les apports solides produits par le ruissellement superficiel (62%) et l'érosion du cours d'eau (38%).

Les approches d'études de transport solide présentent souvent des inconvénients, liés en grande partie à la complexité des processus érosion - transport solide et leurs interactions avec le milieu physique. Il faut se rappeler que les conditions de transport des matériaux ne sont réunies que pendant les crises. Et c'est en fonction de l'origine du ruissellement, que l'analyse et l'estimation du transport solide devront s'effectuer. La lutte anti érosive devra s'organiser selon cette démarche. De nombreux progrès ont été accomplis au cours des sept dernières décennies dans la compréhension de la genèse des crues. Ont été développés : 1) le concept de Horton (1933). 2) Théorie de la saturation du milieu. 3) concept des zones contributives ou « variable source area concept ». Originellement présenté par Betson (1964) pour des zones situées en climat humide, plusieurs auteurs ont montré la validité du concept des surfaces contributives pour des zones semi-arides (Newman *et al.*, 1992 ; Taha, 1996).

La diversité des caractéristiques hydrologiques et sédimentologiques dans les différentes parties du bassin implique des dynamiques différentes mais liées entre elles. A l'exutoire du bassin, le transport solide dépend étroitement de la charge solide provenant de l'amont et des conditions d'entraînement. La mesure effectuée à ce point n'est que la résultante de toute l'hétérogénéité du bassin. La variabilité spatiale du bassin versant exige une discrétisation fine. Cette complexité et l'insuffisance des méthodes quantitatives employées nécessitent à ce stade des connaissances acquises dans ce domaine, la contribution d'une démarche naturaliste, simpliste. On s'est intéressé aux mécanismes de transport solide dans un cours d'eau. Un des

objectifs de ce travail est de donner un sens qualitatif et quantitatif à la dynamique au transport sédimentaire dans un bassin semi-aride.

L'approche choisie est délibérément multidisciplinaire. Elle s'inscrit totalement dans la démarche qui est menée depuis plusieurs années par les chercheurs Algériens en particulier, dans les domaines de l'érosion et le transport solide.

3. Plan d'étude

Après une synthèse bibliographique sur les processus du transport solide en liaison avec l'érosion hydrique, cette thèse se présente sous la forme d'une succession de travaux d'analyse.

La première partie de cette synthèse passe en revue les processus et paramètres mis en cause dans le phénomène de transport solide en faisant plus particulièrement référence aux mécanismes propres à la région d'étude. Dans la deuxième partie, sont présentées les principales approches de mesure et d'estimation du transport en suspension.

Après une présentation détaillée du bassin d'étude, on procède à l'étude des variabilités des chroniques pluviométriques des années 1930 à 2007 et hydrométriques des années 1968 à 2007 qui ont fait l'objet d'une publication (Hallouz *et al.*, 2013).

L'analyse du transport solide constitue le fond de la thèse et est articulée sur plusieurs aspects de quantification et de caractérisation de la relation concentration débit liquide sur une période allant de 1971 à 2002.

4. Méthodologie

La méthodologie suivie dans le cadre de ce travail repose sur trois phases essentielles.

1. la première phase axée sur la collecte d'un certain nombre de documents :

a- cartes : elles portent sur l'aspect qualitatif (typologie...) de l'érosion et le transport solide. Un bilan de l'état du milieu physique est son objectif principal.

b- fichiers de données des paramètres hydrométéorologiques mesurables. La charge en suspension avait fait l'objet d'une collecte synoptique et continue aux stations de mesure de débit et de concentration des sédiments en suspension pour la période d'étude. Les contraintes qui ont souvent limité la collecte de données s'apparentent aux problèmes classiques de logistique, de personnel et d'équipement.

2. la deuxième phase concerne l'analyse de l'aspect données hydropluviométriques.

3. la troisième phase porte sur l'aspect qualitatif gérant les mécanismes nécessaires à la compréhension de l'analyse du transport solide et l'aspect quantitatif qui vise à faire le calcul et l'estimation de la charge en suspension.

PREMIERE PARTIE

Synthèses bibliographiques

CHAPITRE 1. Généralités sur l'érosion et le transport solide en suspension

1.1- Introduction

En raison de son climat semi-aride, de la présence de relief abrupt et de la pauvreté de la végétation, le Maghreb est l'une des régions les plus vulnérables au monde à l'érosion des sols.

L'ampleur de l'alluvionnement et l'exhaussement du fond des barrages par dépôts successifs des sédiments ramenés, par les cours d'eau maghrébins, ont suscité l'intérêt d'un grand nombre de chercheurs qui ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes des sédiments transportés. Dans ce contexte, on notera les travaux de Tixeront, (1960), Heusch(1982), Milliman et Meade (1983), Sogreah (1983), Walling (1984), Lahlou(1990) et plus récemment Probst et Suchet (1992) qui ont tenté d'expliquer l'érosion mécanique et de déterminer les dégradations spécifiques des bassins versants de ces régions. D'autre part Ghorbel et Claude (1977), Rais et Abidi (1989), Albergel *et al.*, (2008), Snoussi *et al.*, (1990), Merzouki (1992), Moukhchane *et al.*, (1998), Demmak (1982), Bourouba (1996,1998), Terfous *et al.*, (2001, 2003), Ghenim (2001) et Megnounif *et al.*, (2003) ont présenté en conclusion de leurs travaux des informations significatives sur le flux des matières transportées par les cours d'eau de quelques bassins versants Tunisiens, Marocains et Algériens.

Le volume de matériaux qui se déposent chaque année dans les retenues des barrages algériens est évalués, en moyenne à 20 millions de m³ par an (Remini, 1999), ce qui contribue à réduire de 0.3% par an les capacités de stockage de l'eau estimées à 6,2 milliard de m³ (Riad *et al.*, 1999), dans des régions caractérisées par une pluviométrie à la fois faible et irrégulière.

Dans ce chapitre, nous allons présenter une synthèse de l'étude du phénomène de transport solide en suspension. Cette étude concerne cinq sous bassins de l'oued Mina.

1.2- Principaux agents de l'érosion hydrique :

1.2.1 – Intensité et agressivité des précipitations :

La désagrégation de la structure et le détachement des particules sous l'impact des gouttes de pluie résultent du "travail" exercé par les gouttes à la surface du sol.

Ce travail est donc lié à l'énergie cinétique des gouttes E_c .

$$E_c = \frac{1}{2} m V^2 \quad (1.1)$$

Où m est la masse de la goutte (kg) et V la vitesse (m.s⁻¹), E_c l'énergie cinétique (joules).

L'évaluation de l'énergie cinétique des gouttes reste un bon critère d'évaluation de l'agressivité des pluies. Il existe d'ailleurs une relation empirique reliant l'intensité d'une pluie et son énergie cinétique (Rémy *et al.*, 1998).

$$E_c = 11.9 + 8.73 \log \log I_p \quad (1.2)$$

Avec E_c : Energie cinétique en j/m²/mm et I_p : intensité de pluie en mm.h⁻¹.

Les pluies, lors de l'impact des gouttes, provoquent un détachement des matières et une destruction des agrégats lors de la conversion de l'énergie cinétique en efforts de cisaillement. Plusieurs phases sont à considérer lors d'une averse. Les premières gouttes de pluies qui arrivent au sol y pénètrent proportionnellement à son ameublissement et sa porosité. Cette première phase s'accompagne d'un déplacement de particules et d'un tassement du sol. Puis la couche superficielle s'humidifie, et l'on assiste au développement quasi simultané de trois processus : la désagrégation de la structure, la formation d'une pellicule de battance et l'érosion par "splash" ou érosion par rejaillissement (Benkhadra, 1997).

L'impact direct des gouttes de pluie provoque non seulement le délitage et la fragmentation des agrégats du sol, mais également l'entraînement et la projection des particules dans toutes les directions. Ce rejaillissement peut être important. Plusieurs chercheurs ont essayé de quantifier cette masse de sol détachée (D_p) expérimentalement. Les relations obtenues sont en général de la forme (Poessen, 1984).

$$D_p = a E_c^b \quad (1.3)$$

Où D_p est la masse détachée et E_c l'énergie cinétique de la pluie. Les coefficients a et b dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol.

Feodoroff et al. (1965), donnent des valeurs de 15 tonnes de terre remuées par hectare pour une averse de 25 mm et de 300 tonnes par hectare pour une averse de 100 mm.

Ces processus de désagrégation de la surface du sol et d'érosion par rejaillissement conduisent à la fermeture des pores à la surface du sol et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance. Jusqu'à ce stade, on ne peut parler de transport proprement dit. Il faut que le ruissellement démarre pour qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage.

1.2.2 – Ruissellement

Le ruissellement apparaît dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Il est nettement plus élevé sur sol nu que sous cultures. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. Par contre, les ruissellements et les pertes en terres les plus élevées ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles et des orages d'automne et de printemps (Chebbani *et al.*, 1999). Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, 1998) sur sol sec même si les pluies sont intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chibbani *et al.*, 1997).

Ces seuils de hauteur dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après saturation du sol) et surtout de l'état de surface du sol (plus le sol est dégradé plus le ruissellement est rapide).

Selon Laouina *et al.*, (1993), les pluies continues mais de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les épisodes de fortes intensités entraînent un ruissellement plus important. Mais ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité et répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles. D'une manière générale, il est admis que la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. En 1965, Meyer a proposé la relation suivante pour évaluer cette vitesse (Meyer, 1965) :

$$V_R = (I^{0.33} Q_R^{0.33}) / n^{0.66} \quad (1.4)$$

Où V_R : vitesse de ruissellement
 I : pente du terrain
 Q_R : Débit du ruissellement
 n : rugosité du sol.

Les facteurs qui régissent le ruissellement sont principalement :

a- Infiltration :

Tous les sols sont plus ou moins perméables. Le coefficient de perméabilité qui représente la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la porosité du sol. Pour un sol homogène initialement non saturé, la surface du sol présente une certaine infiltrabilité définie comme le flux maximum qu'elle peut absorber lorsqu'elle est maintenue

en contact avec l'eau et la pression atmosphérique. Au cours du temps cette baisse par l'action de la compaction des sols, que ce soit sous l'action des agents climatiques ou par l'action de l'homme, conduit à une réduction de la porosité et donc de la conductivité hydraulique. La diminution de la capacité d'infiltration constitue ainsi un facteur défavorable générateur de ruissellement et de transport de sédiments.

En revanche, cette même diminution de l'infiltrabilité joue un rôle positif contre l'érosion puisqu'elle renforce la résistance au cisaillement des sols. L'équation de Coulomb donnant la charge de rupture (τ) montre le rôle des deux paramètres essentiels :

$$\tau = C + \sigma \tan \varphi \quad (1.5)$$

Avec C : la cohésion qui dépend des forces capillaires et de la teneur en eau du sol.

φ : L'angle de frottement interne qui dépend de la porosité du matériau et donc de la compacité du sol.

b- Détention superficielle et rugosité du sol.

Elle correspond à la capacité de stockage temporaire de la surface du sol vis-à-vis de l'eau. La détention superficielle se fait sous forme de flaques dans les micro-dépressions, dont la capacité de stockage est liée à la rugosité.

c- Pente et longueur de pente.

L'influence de la pente est complexe. Le plus souvent, l'érosion augmente avec la pente. Il se développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (Roose *et al.*, 1998). Quant à la longueur des pentes, il semble que son influence sur la naissance de rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal.

d- Couvert végétal

Il est clair que le couvert végétal est efficace pour réduire le ruissellement. La couverture du sol, plus particulièrement celle assurée par la strate herbacée et les résidus végétaux, constitue la protection la plus efficace du sol. Elle intervient vis à vis du sol par :

- l'interception nette : une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation. Elle ne participe alors, ni à l'infiltration, ni au ruissellement.
 - La dissipation de l'énergie cinétique : une partie de la pluie interceptée par le feuillage continue sa course jusqu'au sol. L'énergie cinétique des gouttes s'en trouve alors modifiée.
- L'expérience montre (Ruiz-Figueroa, 1983) que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que le dernier élément récepteur restera bas.

1.2. 3- Etat hydrique initial :

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation des croûtes et la réduction de l'infiltrabilité résultante (Le Bissonais, 1992). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement. En effet l'intensité de ce processus croît avec le volume d'air piégé (Boiffin, 1984 ; Le Bissonais, 1988) en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croûtes très rapidement.

L'état hydrique initial influence aussi la succion exercée à la surface du sol par les couches sous-jacentes et donc l'infiltration au travers de cette surface.

Lorsque le sol en surface est argileux sensible à la dispersion par l'effet de l'impact des gouttes de pluie à la désagrégation mécanique par l'alternance des cycles de dessiccation et d'humectation, il y a mobilisation des particules argileuses sous l'action de l'impact des pluies (Chibbani *et al.*, 1997). En effet, l'humectation des sols argileux entraîne un gonflement qui est une forme analogue de désagrégation. Cette argile mobilisée migre dans l'eau de l'infiltration, couvre la périphérie des agrégats et colmate les interstices intra-agrégats

ou bien se dépose à la surface du sol pour former une croûte. La formation des croûtes ou organisation pelliculaire de surface, entraîne une réduction de l'infiltrabilité, accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

1.3.- Formes de manifestation de l'érosion hydrique

1.3.1- Erosion en nappe

Elle se produit lorsque l'écoulement et l'érosion se font sur toute la surface du sol, ce qui provoque une usure homogène non perceptible dans la majorité des cas. Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste. En Algérie, les chercheurs de l'INRF et de l'IRD ont évalué les pertes en terres par ce type d'érosion de 0,10 à 20 t.ha⁻¹.an⁻¹ (Chebbani *et al.*, 1999). Ce type d'érosion entraîne des conséquences morphologiques et pédologiques fâcheuses suite à un décapage de l'horizon superficiel diminuant insidieusement sa réserve en éléments fertilisants et un entraînement préférentiel des particules les plus fines, de la matière organique et du carbonate de calcium.

1.3.2- Erosion linéaire

Elle se manifeste lorsque la concentration des eaux conduit à la formation de chenaux de dimension croissante : griffes (quelques centimètres de profondeur), rigoles (incision dans la couche labourée), ravines (incision dépassant la couche labourée).

a- Erosion en griffes et rigoles

Elle se produit lorsque l'écoulement d'eau se concentre et choisit son passage. Dès qu'une griffe s'établit, l'eau de ruissellement tend à se réunir, et plus elle se creuse plus il y a appel d'eau dans la rigole. Ainsi le phénomène de creusement s'accélère de lui-même. De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.

b- Erosion par ravinement

Les ravines suivent la ligne de plus grande pente des versants. Puisque le ruissellement provenant des versant peut atteindre 50 à 80% durant les averses exceptionnelles tombant sur les terres battues ou compactées, l'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds (Heush, 1970 ; Arabi *et al.*, 1991). Lorsque le sol est peu perméable, saturé et peu couvert, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmente les pointes de crue des oueds, ce qui favorise le sapement des berges et les glissements de terrain, et par conséquent l'envasement des barrages, la destruction des infrastructures et la dégradation des terres. En Algérie, l'érosion ravinante a déplacé 90 à 300 t. ha⁻¹.an⁻¹ ce qui correspond à une vitesse d'altération des versants de 8 à 17 mm.an⁻¹ (Chibbani *et al.*, 1999).

1.4.- Quantification de l'érosion hydrique

Il existe plusieurs formules permettant la quantification de l'érosion hydrique, nous ne citerons que celles qui impliquent des paramètres physiques représentatifs.

1.4.1 – Formule de Wischmeier et Smith (1978)

La formule s'écrit :
$$P_s = E_p E_s F_{lp} F_p F_{am} F_v \quad (1.6)$$

Avec

P_s : pertes annuelles de sol (t.ha⁻¹.an⁻¹).

E_p : érosivité des précipitations (N.h⁻¹).

E_s : érodibilité du sol ou susceptibilité du sol à l'érosion (t.h.N⁻¹.ha⁻¹).

F_{lp} : facteur de longueur de pente (sans dimension).

F_p : facteur de pente (sans dimension).

F_{am} : facteur d'aménagement (sans dimension).

F_v : facteur de conservation des sols pratiqué (sans dimension).

1.4.2- Formule de Fournier (1960)

$$A_{ss} = \left(\frac{1}{36} \right) (P_m / P_{am})^2 (2.65) (h/s)^2 (0.46) \quad (1.7)$$

Avec

Ass : apport solide spécifique (t.km⁻².an⁻¹).

Pm : précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm).

Pam : précipitations annuelles (mm).

h : dénivelée moyenne (m).

S : superficie du bassin versant (km²).

1.4.3- 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.

Pour les bassins tunisiens. $A_{ss} = 354 E^{0.15} \quad (1.8)$

Pour la région Est de l'Algérie $A_{ss} = 92 E^{0.21} \quad (1.9)$

Pour la région centre algérien $A_{ss} = 200 E$

(1.10)

Avec :

Ass : apport solide spécifique en t.km⁻².an⁻¹

E : Ecoulement en mm

1.4.4- Formule de la SOGREA

Basée sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km², soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm.

$$A_{ss} = \alpha E^{0.15} \quad (1.11)$$

Avec :

Ass : apport solide spécifique (t.km⁻².an⁻¹).

α : coefficient dépendant de la perméabilité du sol, donné au Tableau ci-dessous.

E : Ecoulement annuel (mm).

Tableau 1.1 : Valeurs de α pour différentes perméabilités

Perméabilité	α
Forte	8.5
Moyenne	75
Moyenne à faible	350
Perméabilité faible	1400
Imperméable	3200

1.5- Transport solide

Le transport solide est par définition la quantité de sédiment (ou débit solide) transportés par un cours d'eau. Ce phénomène est limité par la quantité de matériaux susceptible d'être transportée. Il est principalement réglé par deux propriétés du cours d'eau :

- Sa compétence - Elle est mesurée par le diamètre maximum des débris rocheux que peut transporter le cours d'eau. Cette caractéristique est essentiellement fonction de la vitesse de l'eau. Les variations de la compétence en fonction de la vitesse et la granulométrie du substrat ont été étudiées par Hjølstrom (Fig. 1.1).
- Sa capacité - C'est la quantité maximale de matériaux solides que peut transporter en un point et à un instant donné le cours d'eau. La capacité est fonction de la

vitesse de l'eau, du débit et des caractéristiques de la section (forme, rugosité, etc.).

Le processus entier peut être considéré comme un cycle continu de :

Erosion → Transport solide → Sédimentation

Hjulstrom, 1935 a montré qu'il existait trois zones: la zone supérieure d'érosion, par un minimum vers 100 microns, la zone inférieure de sédimentation, et entre les deux, une zone de transport.

La granulométrie des particules sédimentaires a donc une influence majeure sur leur transport (et sur leur vitesse de sédimentation). Le graphe de la figure 1.1 (essentiellement basé sur des expériences en laboratoire) montre la vitesse minimale d'un courant nécessaire pour mobiliser, transporter et déposer des grains de quartz de granulométrie variable.

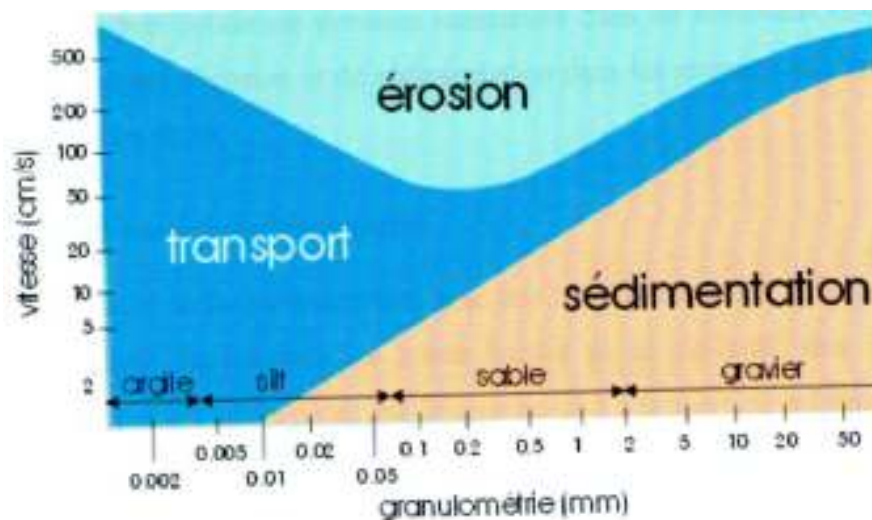


Figure 1.1 Diagramme de Hjulstrom (d'après Boulvain, 2004)

L'analyse d'abord de la partie supérieure de ce graphe (Érosion des particules), montre que la portion de la courbe représentant l'érosion des particules moyennes à grossières (sable fin à galets) semble logique: la vitesse du courant nécessaire pour mobiliser les grains augmente avec leur granulométrie. L'érosion démarre pour une vitesse minimum de 25 cm par seconde lorsque la texture du matériau des berges est d'environ 100 microns. Pour les particules fines, par contre, la courbe montre une augmentation de la vitesse du courant avec la diminution de la granulométrie. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la cohésion élevée des particules fines, liée à un effet électrostatique. La partie inférieure du graphe montre la relation entre la granulométrie des particules et la vitesse du courant lors de leur dépôt.

Les deux propriétés du cours d'eau (compétence et capacité) ne sont pas directement liées. Ainsi dans un fleuve, la compétence décroît vers l'aval, ce qui n'est pas le cas de la capacité. Le transport des sédiments par les cours d'eau est donc déterminé par les caractéristiques des particules (taille, forme, concentration, vitesse de chutes et densité des particules). L'érosion et le transport solide (en tonnes par kilomètre carré et par an) dépendent fortement du climat local (précipitations essentiellement), du sol, de la pente et de l'occupation de sol.

Les valeurs peuvent varier de 50 à 500 tonnes par km² et par an. Les formules universelles ne sont pas disponibles. Basé sur des données locales, des formules régionales ont été développées.

L'étude du transport solide est devenue essentielle dans de nombreux domaines, de l'étude des processus d'érosion et de sédimentation dans les retenues aux études sur la pollution des cours d'eau.

1.6- Origine des matériaux transportés

Les écoulements de surface transportent avec eux les produits de la désagrégation des roches des régions hautes vers les zones basses et en définitif vers la mer. Le transport solide par les cours d'eau est fortement lié à l'érosion de sol due à la pluie. L'eau s'infiltrant dans le sol peut contribuer aux éboulements et glissements qui peuvent devenir des sources principales des sédiments pour les cours d'eau. De manière beaucoup plus détaillée, les matériaux solides transportés par les cours d'eau ont diverses origines :

1. Ablation des éléments de surface, souvent instables, matériaux meubles produits d'altération du bassin versant. La disparition du couvert végétal accélère le processus d'ablation. L'érosion des berges du cours d'eau se manifeste essentiellement par une ablation directe à la montée des eaux de la base à la crête des berges, suivie d'un décollement des berges par tranches verticales lors de la baisse des eaux, due à la dessiccation interstitielle.
2. Reprise des matériaux constitutifs du lit des cours d'eau. Les lits des cours d'eau, par la mobilité ou instabilité des matériaux qui les constituent, donnent lieu, lors des crues à des reprises incessantes, d'autant plus marquées que les débits liquides et la vitesse des eaux sont plus grandes. Les éléments grossiers transportés par roulement ou saltation sur le fond proviennent surtout du fond et des berges du lit apparent et du lit majeur, mais aussi directement des versants. Les éléments fins, véhicules en suspension, peuvent provenir en partie des versants, lors d'un ruissellement superficiel diffus. Ils sont aussi directement entraînés à partir du lit des cours d'eau lors des crues. Les substances dissoutes sont transportées par les eaux d'infiltration et restituées aux cours d'eau par les sources ou eau de suintement à la base des versants.

1.7- Mobilisation des matériaux sur les versants

La mobilisation des matériaux solides, grossiers et fins, correspond à des processus mécaniques dont le principal est l'action des eaux. Cette mobilisation dépend de plusieurs facteurs :

- La topographie des versants joue un rôle important en ce qui concerne les processus mécaniques
- La lithologie en place est déterminante pour l'érosion -- les conditions climatiques
- La présence et la densité du couvert végétal joue un rôle double. D'une part, il représente un obstacle pour les sédiments transportés par le ruissellement et d'autre part, il intervient dans la régulation du ruissellement en diminuant sa capacité de transport.

Le transport solide représente l'entraînement de granulats sous l'action d'un écoulement fluide. Il existe dans différents phénomènes physiques, naturels ou industriels, et constitue un écoulement à surface libre ou en charge.

Le transport solide dans les cours d'eau constitue la seconde phase de l'érosion. Il relève essentiellement du ruissellement et met en jeu diverses formes d'écoulement de l'eau dans la nature (Hug, 1975). Les matériaux alluvionnaires constituant le lit des cours d'eau proviennent de : (Probst *et al.*, 1992).

L'élaboration des éléments de surface, en général des matériaux meubles du bassin versant. Si l'on ne tient compte que de l'érosion en nappe évaluée au maximum à $20\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$, cette ablation est de l'ordre de $1.3\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (Chebbani *et al.*, 1999).

L'érosion des berges du lit des cours d'eau et de leurs affluents. D'après les travaux effectués sur le fleuve du Sénégal, la Garonne et sur des rivières des Etats Unis, ce type d'érosion produit 20 à 30% du tonnage total des sédiments exportés (Probst *et al.*, 1989). Il est évalué à 32 % de la charge total pour la Haute Tafna en Algérie (Megnounif *et al.*, 2003).

Ces sédiments localisés dans les lits des oueds sont transportés par les crues pour être déposés soit sur des plaines à faible pente, soit dans des cuvettes de barrage ou encore en arrivant jusqu'à la mer.

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.*, 1989 et Cardoso, 1994).

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

1.7.1- Transport solide par charriage

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, gravier, galets et blocs), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace.

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; Du voisin, 1989). Pour quelques bassins versants le taux de charriage a été estimé à 12.5 % de la suspension (Djebbi, 1990).

1.7.2- Transport solide en suspension

Le transport solide en suspension représente le transport de sédiments fins (argiles, limons, sables fins), de taille micronique, maintenues en suspension sur toute la hauteur de la masse liquide du cours d'eau, sous l'action des fluctuations turbulentes de l'écoulement. Les sédiments se déplacent sur des grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval. Quelques valeurs indicatives, permettent de délimiter les deux modes de transport. Ces valeurs utilisent le rapport entre vitesse de l'écoulement V sur le lit du cours d'eau, et la vitesse W de chute des particules, (Graf, 1971)

- $V/W > 0.10$ début de transport par charriage.
- $V/W > 0.40$ début de transport en suspension.
- Les critères de suspension, donnés par Bagnold, Van Rijn, Eugelund et Schiedls sont représentés dans la figure 1.2

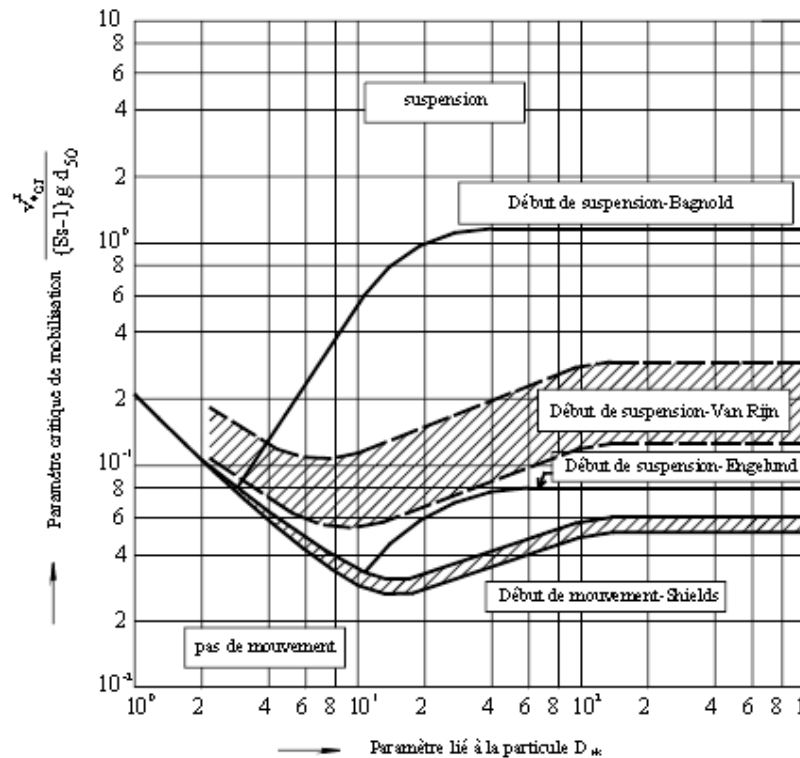


Figure 1.2. Critères de suspension (Van Rijn, 1984)

Le transport en suspension se fait par Flottaison et ne comporte que très épisodiquement des retombées des sédiments sur le fond. La turbulence est le facteur principal de la suspension des sédiments.

1.7.3- 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 varient d'un bassin à un autre et d'une région à l'autre.

Nous citons par exemple, $1160 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour l'oued Mazafran (côtiers algérois), $2300 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour l'Isser à Lakhdaria, $490 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour oued Soummam à Sidi Aïch, $680 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour oued Medjerda à Souk Ahras (Bourouba, 1997) et $150 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour la Macta au barrage Cheurfa (Bourouba, M. 1998), $287 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour l'oued Haddad à Oued Mina (Achite *et al.*, 2004), $470 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour l'oued Harraza (Cheliff) (Meguenni *et al.*, 2008), $126 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour l'oued Mouilah (Tafna) (Terfous *et al.*, 2001).

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, 1997,1998). 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).

1.8.- Caractéristiques des matériaux transportés

1.8.1 Dimension des particules

Elle est définie par le diamètre apparent d'une particule mesuré soit au tamis pour les particules ayant un diamètre supérieur à 0.1 mm, soit évalué par la formule de Stokes ou mesuré au microscope pour les particules plus petites (jusqu'à 4 μ). La formule de Stokes ou vitesse de sédimentation est en elle-même considérée comme un facteur principal dans le phénomène de suspension.

D'après l'American Geophysical Union (classification la plus adoptée) on distingue :

Nature du matériau	Diamètre
Galets	64 à 4000 mm
Gravier	2 à 64 mm
Sable	62 à 2000 μ .
Limon	4 à 62 μ
Argile	0.24 à 4 μ

En France (Larras, 1977) la classification suivante est adoptée :

Nature du matériau	Diamètre
Cailloux	200 à 20 mm
Gravier	20 à 2 mm
Sable	2 à 0.05 mm
Limon	0.05 à 0.005 mm
Argile	0.005 à 0.001 mm

1.8.2 Vitesse de sédimentation

Lorsqu'on laisse tomber un sédiment isolé dans un liquide au repos, ce sédiment parvient à sa vitesse de chute limite lorsque la résistance que le liquide lui oppose devient égale à son poids apparent dans le liquide.

$$W^2 = \frac{A}{C_D} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d^2 \quad (1.12)$$

A : constante (forme, etc ...).

d : diamètre de la sphère (mm).

ρ_s ; ρ : densité du sédiment et du liquide.

C_D : coefficient de traînée.

Si le nombre de Reynolds dépasse 10^4 , le coefficient de traînée devient

$$C_D = \frac{24}{R_e} = \frac{24 \nu}{W d} \quad (\text{Particule solide-liquide (écoulement laminaire)}) \quad (1.13)$$

D'où

$$W = \frac{A}{24} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{1}{\nu} g d^2 \quad (1.14)$$

Avec ν : viscosité cinématique

1.9- Modalités du transport solide

La connaissance des caractéristiques des matériaux d'une part et des conditions d'autre part permet d'appréhender les modalités de transport solide et d'en faire une classification des modes de transport.

On distingue, en général, plusieurs modes de transport (figure 1.3), il s'agit du roulement et de la traction le long du fond, de la saltation (transport par bonds, suite à des chocs successifs) et du transport en suspension. Les particules en mouvement par roulement, traction et saltation constituent la charge de fond ("bedload"), généralement formée de galets et de sable. La charge en suspension ("suspended load") est surtout constituée d'argile et de silt. La charge en suspension des écoulements turbulents est beaucoup plus importante que celle des écoulements laminaires

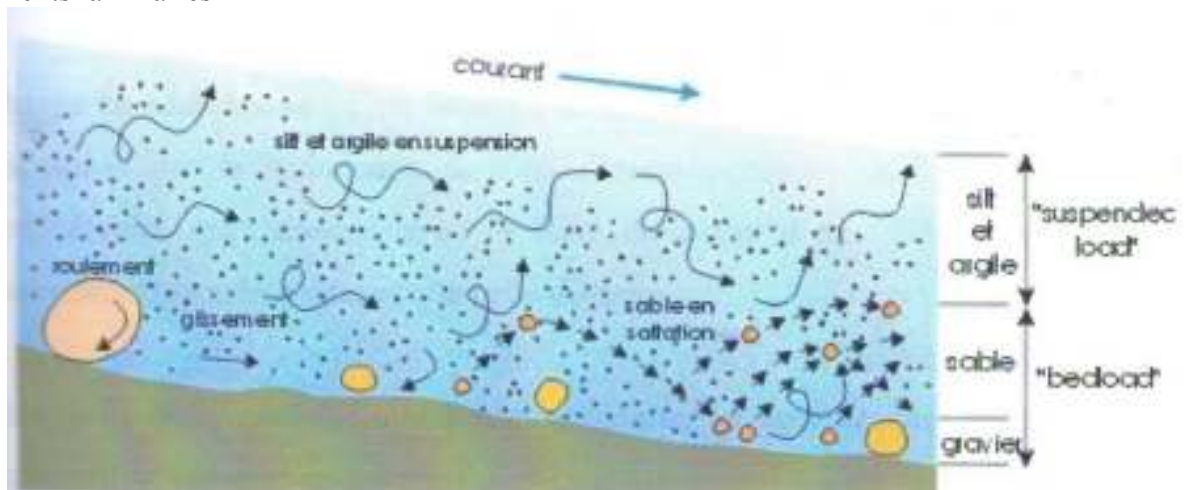
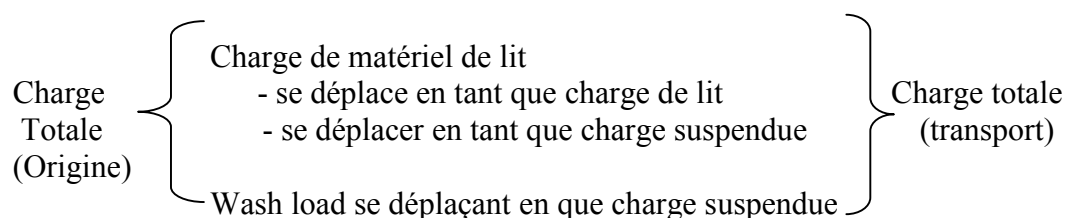


Figure 1.3 Modes de transport des particules dans un courant
(D'après Boulvain, 2004)

La classification et les définitions suivantes sont données d'après van Rijn (1993) comme suit et selon les normes standards ISO (ISO 4363) :



Matériaux du lit (ou de fond) : ce sont les matériaux, dont les dimensions des particules se trouvent en quantité appréciable dans cette partie du lit qui est affecté par le transport.

Charge des matériaux du fond : c'est la partie de la charge totale de sédiments qui comprend le matériel de fond et dont le taux de mouvement est régi par la capacité de du cours d'eau

Charge en suspension : c'est la partie du transport solide total qui est maintenu en suspension par la turbulence de l'écoulement pendant des périodes de temps considérables sans contact avec le fond du cours d'eau. Elle se déplace avec pratiquement la même vitesse que celle de l'eau.

Charge de fond : les sédiments sont en contact presque continu avec le fond, par roulement, glissement ou saltation.

Charge « wash load » : c'est la partie de la charge suspendue qui se compose de particules de dimensions plus petites que celles trouvées en quantité appréciable dans le matériel du lit. Elle est presque en suspension permanente et, par conséquent, est transportée par le cours d'eau sans dépôt. Le taux de la charge « wash load » dans un bief dépend seulement du taux avec lequel ces particules deviennent disponibles dans le bassin versant et non pas sur la capacité de transport de l'écoulement.

1.10- Processus physique du transport solide

Afin de ne pas dévier des objectifs assignés à la présente étude, des rappels brefs sont donnés concernant l'aspect théorique des mécanismes de transport de sédiments en Suspension.

S'agissant essentiellement du transport solide en suspension, la suspension est définie d'équilibre purement mécanique entre les forces de gravité qui ont tendance à entraîner les particules vers le fond du cours d'eau, suivant la loi de chute limite propre de chacune des particules et les échanges turbulents de quantités tendant à homogénéiser la concentration le long d'une verticale. Toutes les théories développées jusqu'à présent par différents auteurs s'accordent à dire que le phénomène de maintien en suspension des sédiments réside dans l'existence fluctuations turbulentes et qu'effectivement la condition fondamentale de la suspension est due à la production d'énergie turbulente dans la phase liquide.

Les lois physiques régissant le mouvement des sédiments très fins (matériaux quartzueux de diamètre inférieur à 0.06 mm) ne sont pas bien connues à ce jour (White, 1986). Ceci est dû au fait que ces matériaux présentent une cohésion caractéristique, qu'ils flocculent, que leur taux d'érosion varie avec la densité du dépôt d'origine et une fois en mouvement, ils se déplacent en quantité dépendant davantage des apports de matériaux que de l'intensité de la turbulence de l'écoulement.

Contrairement, il est plus facile de prédire le mouvement des sédiments grossiers (sables et graviers de diamètre supérieur à 0.06 mm) pour plusieurs raisons dont la principale est que les critères qui définissent les conditions d'écoulement et qui permettent la mise en mouvement sont connus. De plus, il y a une masse énorme de données de laboratoire et de terrain à ce sujet.

Conclusion

L'érosion hydrique est le résultat de plusieurs agents dont les plus importants sont l'intensité et l'agressivité des précipitations ainsi que le ruissellement qui est conditionné par l'existence ou l'absence d'un couvert végétal efficace.

Les matériaux solides transportés par les cours d'eau ont diverses origines :

1. Ablation des éléments de surface, matériaux meubles produits d'altération du bassin versant. La disparition du couvert végétal accélère le processus d'ablation. L'érosion des berges du cours d'eau se manifeste essentiellement par une ablation directe à la montée des eaux de la base à la crête des berges, suivie d'un décollement des berges par tranches verticales lors de la baisse des eaux, due à la dessiccation interstitielle.
2. Reprise des matériaux constitutifs du lit des cours d'eau. Les lits des cours d'eau, par la mobilité ou instabilité des matériaux qui les constituent, donnent lieu, lors des crues à des reprises incessantes, d'autant plus marquées que les débits liquides et la vitesse des eaux sont plus grandes.

Et pour pouvoir mobiliser les matériaux des versants, plusieurs facteurs entrent en jeu à savoir :

La topographie des versants, la lithologie en place et la présence et la densité du couvert végétal.

CHAPITRE 2. La mesure de transport solide en suspension

2.1. Principes généraux de prélèvement de matériaux solides

Les matériaux solides sont apportés par les cours d'eau ainsi que le ruissellement direct. Ils sont d'une granulométrie extrêmement variée allant des graviers et des cailloux jusqu'aux particules de limon et d'argile.

Les mesures directes sur les mélanges eau-sédiments fournissent des informations sur la quantité de sédiments en suspension et sur leurs caractéristiques physiques.

L'évaluation du transport solide est basée sur deux types d'actions :

- a. mesure directe du taux d'envasement des barrages
- b. mesure de la turbidité au droit des stations hydrométriques

La première méthode est un moyen efficace permettant l'obtention des valeurs globales sur l'importance du transport solide par les oueds barrés, intégrant l'ensemble des phénomènes érosion - transport solide, y compris le charriage de fond. Cette méthode qui a été utilisée pour mesurer l'envasement de six barrages en Tunisie présente l'inconvénient majeur qu'elle ne permet pas de connaître la variabilité temporelle du phénomène, puisqu'elle fournit des valeurs cumulées à partir de relevés fortement espacés (Demmak, 1982, Meddi, 1992). En Algérie, les mesures faites en 1961 dans les dépôts du Ksob, en 1964 dans les dépôts du Hamiz et Fodda ont mis une forte variation de la densité dans la zone des dépôts.

La deuxième méthode fait appel à des mesures instantanées et continues, peut être plus astreignantes à la longue que les opérations de relevé des cuvettes. Elle ne concerne que les transports en suspension.

Elle permet, grâce aux mesures instantanées :

- L'étude de variation temporelle du phénomène
- L'analyse de l'influence des facteurs climatiques et morphométriques sur le transport solide en suspension, et l'établissement des abaques ou modèles mathématiques permettant d'évaluer les apports solides annuels.

L'inconvénient de cette méthode réside dans la non - uniformité et l'extrême variation temporelle de la concentration des sédiments en suspension dans la section mesure. Cela est lié à la technique utilisée pour la détermination de la concentration, c'est-à-dire ne peut pas mesurer la concentration à tous les points de la section du cours d'eau où la concentration varie.

2.2. Variabilité spatio-temporelle de la concentration des sédiments en suspension

Ce chapitre qui traite de la mesure du transport solide, détaillera beaucoup plus la suspension que le charriage en raison de l'objectif assigné à l'étude. La mesure du débit charrié est extrêmement difficile. De plus le débit charrié est souvent calculé aussi à l'aide de formules établies au laboratoire et basées sur les propriétés des matériaux solides et sur l'hydraulique des écoulements à surface libre. Bien qu'il soit question dans ce chapitre de quelques principes généraux de prélèvements de matériaux solides ainsi que des techniques et appareils les plus récents, une étude approfondie de ce sujet sort de cette thèse.

Pour faciliter la mesure du transport solide, les matériaux solides sont habituellement classés en deux catégories (Bruk, 1986) :

- Les matériaux fins ayant un diamètre inférieur à 0.062 mm.
- Les matériaux grossiers ayant un diamètre supérieur à 0.062 mm.

Ces derniers peuvent être divisés à leur tour en deux catégories, les matériaux en suspension et les matériaux charriés. Les matériaux fins sont facilement amenés en suspension par la turbulence des cours d'eau, et ils circulent à peu près à la même vitesse que l'eau. La concentration des matériaux fins dans l'eau dépend de la quantité fournie par le bassin versant, quantité qui est elle-même liée aux précipitations. Cette concentration ne dépend qu'indirectement du débit ou de la capacité de transport du cours d'eau. Puisque la concentration en matériaux fins peut varier énormément avec dans un rapport avec le temps (des variations dans un rapport de 100 à 1000 sont fréquentes), la plupart des erreurs commises dans l'échantillonnage sont dues à un nombre de mesures insuffisant pour déterminer ces fortes variations.

Le calcul des concentrations en matériaux fins exige normalement le prélèvement d'un mélange d'eau et de matériau, le tri et la pesée des matériaux.

Le lit d'un cours d'eau comporte en général une grande quantité de matériaux grossiers. La vitesse de leur transport est donc déterminée par la capacité de transport du courant et non pas la quantité de matériaux, comme c'est le cas pour les matériaux fins. La vitesse du transport des matériaux grossiers est liée au débit, mais elle tend à varier considérablement dans le temps et selon la section du cours d'eau choisie.

Puisque les matériaux sont transportés par des écoulements turbulents, puisque les canaux alluviaux sont instables et puisque les tailles des sédiments peuvent s'étendre des argiles aux rochers, l'échantillonnage de matériaux et les mesures de débit sont sujets à l'erreur de la variabilité. L'erreur est composée par la variabilité spatiale dans la section transversale de l'écoulement. Les fluctuations rapides du débit liquide et de la concentration ont été résolues par la mesure et le prélèvement fréquents en vue d'améliorer la précision des enregistrements des débits solides.

Le débit liquide et la concentration tendent à changer rapidement après la phase de pointe. Les méthodes de mesure qui ont été conçues pour définir le débit solide durant l'écoulement permanent ne peuvent pas être appliquées pour des écoulements instables. Par conséquent, les méthodes doivent être élaborées en fonction de la résolution de temps pendant l'écoulement variant rapidement.

Si le débit liquide change rapidement pendant un écoulement d'averse, la concentration des sédiments en suspension variera aussi en réponse à l'érosion ou au dépôt. Les courbes de concentration souvent ne coïncident pas avec les hydrogrammes de crue, et des changements inattendus peuvent être détectés seulement par le prélèvement fréquent. Durant les crues, quand les débits solides sont les plus extrêmes et les mesures sont les plus critiques, les données de base deviennent difficiles à obtenir, et la précision est faible.

Bruck et al. (1981) font remarquer qu'il est important de mesurer simultanément la concentration et la vitesse du courant, afin d'obtenir une bonne corrélation entre la courbe mesurée et la courbe théorique de la concentration.

2.3. Appareils de mesure de la concentration

Divers dispositifs de mesure de la concentration des sédiments en suspension ont été élaborés par différents laboratoires hydrauliques. Ces différents appareils sont surtout mis à l'épreuve sur terrain.

Les modèles d'échantillonneurs conçus répondent aux recommandations de l'organisation mondiale de la météorologie (1981) dont nous rappelons les principes de conception :

1. l'échantillonneur doit avoir une forme hydrodynamique, pour ne pas perturber l'écoulement.
2. l'entrée de l'échantillonneur doit être toujours face au courant.
3. l'entrée de l'échantillonneur doit être en dehors de la turbulence causée par le corps de l'échantillonneur et de ses attaches.
4. la vitesse d'entrée du liquide au point d'échantillonnage doit être égale à celle du courant environnant.
5. le prélèvement doit s'effectuer sans que l'échappement d'air ne gêne l'entrée de l'échantillon dans le récipient.
6. le récipient doit se détacher facilement pour être immédiatement fermé et transporté sans aucune perte de contenu.
7. l'échantillonneur doit être prêt à même prélever des échantillons à la profondeur désirée (de la surface jusqu'au fond) sans perturbation ou contamination du mélange eau-sédiment au cours de sa descente ou de sa remontée.
8. l'échantillonneur doit être portatif, tout en étant suffisamment lourd pour ne pas dévier de la verticale de mesure par l'effet du courant.
9. l'échantillonneur doit être robuste et de construction simple pour ne pas exiger d'entretien ou de réparation.
10. le volume de l'échantillonneur doit être suffisamment grand pour les analyses au laboratoire de la concentration et de la granulométrie.

La plupart des appareils fonctionnent manuellement. Le fait que les appareils de prélèvement de matériaux en suspension ne récoltent qu'un petit échantillon constitue un inconvénient.

La plupart des méthodes traditionnelles de prélèvement et de calcul de la concentration exigent une grande quantité de matériaux, alors que les appareils électroniques récents n'ont besoin que d'un petit échantillon.

Des appareils d'enregistrement de la concentration des matériaux fins en continu ou à des intervalles de temps très rapprochés ont été développés. D'autres instruments d'enregistrement ont été élaborés, dont les principes sont basés sur l'atténuation ou diffraction de la lumière, le rayonnement nucléaire, ou le bruit (Guy, 1966). Malheureusement il s'est avéré qu'aucun de ces appareils n'est adaptable à toutes les situations (Guy, 1978). Cependant certains de ces instruments peuvent être très performants pour des applications spécifiques.

Bien que l'U.S Geological Survey ait enregistré des valeurs pour le débit charrié qui vont de 1% du solide total sur la rivière Tanana à 35 % du débit solide total sur la rivière East Fork (Emmet, 1980). Linsley et Franzini (1992) affirment que le débit charrié représente généralement entre 5 et 25 % du transport total de matériaux grossiers.

La mesure du débit charrié est extrêmement difficile. Des échantillonneurs sont employés pour le mesurer. Plusieurs techniques sont employées telles que les pièges à cailloux (Emmet, 1980), de traceurs (Sayre et Hubbel , 1963 ; Tool, 1976). Ces méthodes permettent d'obtenir des résultats relativement précis, mais elles nécessitent des prélèvements effectués pendant d'assez longues périodes. Le débit charrié est souvent calculé aussi à l'aide de formules basées sur les propriétés des matériaux solides et sur l'hydraulique des écoulements à surface libre.

2.4 Procédure de mesure du transport solide en suspension en Algérie

La mesure des transports solides en suspension est basée sur une méthode opérationnelle qui consiste à l'application des instructions et consignes données en ce sens. Ces derniers concernent la façon d'effectuer les prélèvements et leurs fréquences ainsi que les mesures d'analyse au laboratoire.

2.4.1. Procédure d'échantillonnage

La méthode d'échantillonnage systématique du transport solide sur la plupart des cours d'eau Algériens est l'échantillonnage uni ponctuel. La technique utilisée est la suivante :

1. On prélève des échantillons à l'aide de bouteilles de 0.5 à 1 litre de capacité. Ces bouteilles sont testées pour permettre une entrée rapide dans la section mouillée et présentent un goulot de diamètre très large afin de diminuer le temps de remplissage et d'éviter autant que possible les variations de la concentration dues aux remplissages saccadés.
2. Le lieu de prélèvement sera pris dans le centre de la section, si le cours d'eau est franchissable ou en bordure, mais en tout cas pas dans un zone calme.
3. S'agissant de la fréquence des prélèvements, les consignes suivantes sont données aux observateurs du réseau hydrométrique.
 - En étiage où la hauteur d'eau est constante au cours d'une journée, il y a lieu d'effectuer un seul prélèvement par jour, généralement à 12 heures, car on admet que c'est à ce moment que la hauteur d'eau correspond généralement à la hauteur moyenne du jour.
 - En crue, la fréquence des prélèvements sera fixée pour chaque station. Elle dépend de la vitesse de montée et de descente des crues, liée elle-même à la superficie des bassins et à l'intensité des averses.
 - En décrue et suivant la vitesse de cette décrue, un échantillon est prélevé toutes les heures au cours des 4 à 6 premières heures, puis toutes les deux heures. L'espacement dans le temps de l'échantillonnage doit croître au fur et à mesure que l'on s'éloigne du maximum de la crue, pour finalement rejoindre le prélèvement quotidien lorsque le débit est constant dans la journée.

Bien qu'idéales, ces règles générales sont difficilement applicables sur le terrain par l'observateur. En fonction des caractéristiques de l'hydrogramme de crue du cours d'eau à la station de jaugeage, des modifications simplificatrices sont fixées, concernant en particulier les intervalles de prise.

On examinera, dans l'ordre, le matériel nécessaire aux manipulations d'analyse ainsi que le processus de la mesure au laboratoire.

2.4.2. Processus d'analyse

Après identification de l'échantillon et évaluation de son volume, on procède à la mesure de la conductivité et de la température. La cellule du conductimètre est plongée dans la partie claire de l'échantillon. Le filtrage des sédiments se fait comme suit :

- a. Les papiers filtres sont numérotés puis séchés à l'étuve pendant 30 à 60 températures de 80 ° C.

- b.** A leur sortie de l'étuve, ils sont pesés et placés sur les entonnoirs devant lesquels sont placés les flacons à filtrer correspondants. On prélève à l'aide de la pipette avec beaucoup de précaution le plus d'eau claire possible, que l'on vide dans le récipient de réception de filtrage.
- c.** On agite chaque flacon et l'on verse lentement sur les bords du filtre par fraction, le mélange eau-boue.
- d.** En fin de filtrage, les flacons sont rincés à l'eau pure et le résidu du brassage est versé dans le filtre afin d'inclure dans la pesée les sédiments collés aux parois du flacon.
- e.** On laisse égoutter les filtres

Le séchage des filtres chargés se fait comme suit : l'étuve ayant été mise en marche au préalable (thermostat entre 80 et 90 ° C), on fournit les filtres posés chacun soigneusement dans une coupelle en feuille d'aluminium. La ventilation est ouverte. Le temps de séchage complet est d'environ 1 h 30 mn.

A la sortie de l'étuve, on pèse immédiatement chaque filtre chargé. Tous les résultats des différentes opérations d'analyse sont inscrits sur la fiche « classement des analyses ».

Le poids de la boue est obtenu comme suit :

$$\text{Poids net de la boue} = \text{Poids (boue + filtre)} - \text{poids filtre}$$

Le calcul de la concentration se définit comme étant le poids des sédiments transportés par unité de volume du mélange eau-sédiments. Elle s'exprime comme suit :

$$C = \frac{P1000}{V} \quad (2-1)$$

Où C : concentration des sédiments en suspension en g l⁻¹

P : poids en grammes des matériaux extraits de l'échantillon

V : volume de l'échantillon en cm³ (eau + boue)

1000 : coefficient de transformation qui permet l'obtention du résultat en g l⁻¹

Ces renseignements et résultats sont récapitulés à la station de jaugeage et classés dans l'ordre chronologique afin de faciliter les processus d'analyse d'une part et d'autre part permettre une exploitation rapide des résultats en vue de la détermination des turbidigrammes (variations de la concentration en sédiments dans le temps)

L'évaluation des apports solides journaliers, mensuels et annuels d'un oued à une station donnée est effectuée de la même manière que pour les débits liquides, sur la base d'un dépouillement des enregistrements suivant un pas de temps d'une demi-heure, d'une heure ou de 2 heures. Autrement il s'agit, à l'aide de prélèvement d'échantillons judicieusement espacés dans le temps et compte tenu de la méthode de calcul adoptée pour les débits liquides, de présenter les données de transport solide sous une forme identique à celle des débits liquides.

Pour mener à bien ces calculs, les opérations suivantes sont nécessaires :

- 1.** Report sur le limnigramme : on positionne sur le limnigramme les valeurs des concentrations en temps (date et heure). L'échelle choisie pour le report des valeurs de concentrations est la même que pour le limnigramme.
- 2.** Tracé du turbidigramme : à l'aide de points reportés sur le limnigramme, on trace sur celui-ci la courbe d'évolution des concentrations en fonction du temps. Le turbidigramme est tracé en joignant les différents points par des segments de droites.

Concernant cette méthodologie, il est à signaler que la reconstitution des turbidigrammes sur la base de l'exploitation systématique des prélèvements de concentration n'est pas facile. Des lacunes importantes ont été mises en évidence au niveau de la répartition temporelle des prélèvements (Demmak, 1982 ; Benkhaled et Remini, 2003).

2.4.3 Critique de la procédure

Lors de l'évaluation de la précision relative des données recueillies, cette technique d'acquisition est souvent objet de critique. Touat (1989) a vérifié à partir de jaugeages de transports solides en suspension qu'un échantillon ponctuel prélevé en surface peut conduire à une sous-estimation du transport solide.

Il suggère que le procédé convenable consiste à la prise en considération d'un échantillon corrigé par un coefficient qui sera déterminé sur une quarantaine de jaugeages étalés sur deux ou trois ans. Le coefficient ainsi déterminé sera utilisé pour corriger la valeur des anciens échantillons ponctuels prélevés en appliquant la relation :

$$C = KC_p \quad (2-2)$$

Où C est la concentration corrigée, K est un coefficient correctif et C_p est la concentration ponctuelle.

Demmak (1982) précise qu'en plus de la non uniformité de la concentration dans la section de mesure, une source d'erreur supplémentaire réside dans le fait que le flacon ne comporte pas de tube d'échappement d'air. La turbulence de l'air qui s'échappe à l'entrée du goulot entraîne une sélection des particules et influe par conséquent sur la représentativité de l'échantillon. Mais malgré son caractère empirique, cette méthode fournit des résultats et des données exploitables sur de longues périodes, si l'échantillonnage est réalisé avec soin.

Les insuffisances de la méthode de calcul utilisée sont liées essentiellement à :

- La variabilité du phénomène dans le temps.
- Un seul prélèvement est rarement représentatif de la concentration moyenne dans la section.
- Les prélèvements sporadiques d'échantillons effectués soit par un observateur, soit par les équipes de mesures durant leurs visites aux stations à des intervalles prédéterminés sont insuffisants et ne correspondent pas aux périodes convenables.
- Un grand nombre de concentrations faibles et insignifiantes est collecté. Les concentrations élevées n'étant mesurées qu'en de rares occasions.

Diverses méthodologies temporelles de collecte d'échantillons ont été employées dans le monde pour décrire le transport solide en suspension dans les petits cours.

Bien que les coûts de mettre en application les différentes méthodologies changent, celles-ci ont souvent les mêmes buts communs, tels que rechercher les concentrations maximales se produisant dans un cours d'eau ou l'estimation de l'apport solide. La conception de la technique de prélèvement la plus typique est fondée sur la collecte manuelle d'échantillons à période fixe pendant des périodes d'écoulement stable, complété par plusieurs échantillons prélevés grâce à des échantillonneurs automatiques pendant des écoulements variables.

Les turbidimètres ne sont utilisés qu'à titre expérimental sur des stations relativement bien étudiées (station Sidi Bel Attar et station Pont de la Traille et Lakhdaria sur l'Isser).

2.5. Rappel bibliographique des travaux sur le transport solide en Algérie

2.5.1 Medinger (1960)

En 1960, il regroupe ses travaux effectués sur les méthodes de mesure et présente les données de mesure recueillies sur une trentaine de bassins durant la période 1946-1957.

Ses essais ont porté sur la mise en forme d'une relation entre débits et concentration instantanés. Les résultats qu'il obtenait n'étaient pas satisfaisants (Demmak, 1982).

2.5.2 Tixeront (1960)

Ses travaux sont basés sur les données de 32 bassins d'Algérie et 6 bassins de la Tunisie, dont la superficie varie de 90 à 22300 km².

L'auteur a procédé à la correction et l'homogénéisation des séries qui figurent dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie. Après avoir regroupé les bassins en trois classes, suivant un critère régional, il a essayé de mettre en évidence le rôle des facteurs suivants : précipitations, écoulement annuel, répartition saisonnière des pluies, le couvert végétal et les facteurs géomorphologiques dans la dégradation du sol.

Il a trouvé que :

- Les teneurs en suspension des trois groupes de bassins augmentent de façon générale lorsque le débit liquide diminue,
- Le substratum joue un rôle considérable,
- Le Crétacé inférieur, Jurassique, les terrains primaires, cristallins et cristallophylliens manifestent un taux d'abrasion négligeable,
- Les bassins à plus forte abrasion se situent dans les régions sismiquement actives,
- La répartition régulière des pluies avec un maximum en saison végétative est favorable aux faibles teneurs.
- Une zone de 300 à 700 mm où l'érosion est très active (1200 Tonnes.km⁻².an⁻¹).

2.5.3 Capolini (1965 —1969)

L'auteur a entrepris une étude géomorphologique régionale sur le bassin de Chlef afin de mettre en clair le processus d'érosion qui conditionne les transports solides des principaux affluents de l'Oued Cheliff.

Il a basé son étude sur l'analyse morphométrique des réseaux (densité de drainage, coefficient de torrentialité) mise au point par les géographes Américains Schumm et Horton. L'application a permis de trouver des résultats encourageants sur les bassins du Rhiou et du Fodda. A partir de ces résultats, l'auteur a généralisé la méthode à l'ensemble du bassin de l'Oued Cheliff.

Les résultats ont permis à Capolini de :

- Proposer une quantification des débits solides en associant à chaque formation lithologique un débit spécifique,
- Etablir une relation statistique entre l'érosion spécifique des bassins et le coefficient de torrentialité,
- Suggérer la cartographie des zones susceptibles à l'érosion à partir de la carte du coefficient de torrentialité.

2.5.4 SOGREAH (1969)

L'étude est basée sur les données d'observation recueillies au niveau de 9 à 18 stations hydrométriques, totalisant 282 années stations.

Sur un bassin de nature géomorphologique donnée, le transport solide apporté par les crues croît avec le volume ruisselé.

Leurs résultats ont été présentés sous forme d'une relation graphique traduisant des relations de la forme :

$$T = a R^b \quad (2.3)$$

Où : T est la dégradation spécifique exprimée en T km⁻² an⁻¹,

R est la lame d'eau annuelle moyenne écoulée exprimée en mm,

b = 0.15

a est un paramètre empirique variant avec le degré de perméabilité des bassins de 3.3 (perméabilité élevée) à 3200 (bassins imperméables).

2.5.5 Demmak (1982)

En se basant sur les données observées, durant la période 72/79, sur trente bassins versants de l'Algérie du Nord, particulièrement touchée par l'érosion, l'auteur constate que l'agressivité des averses est relativement faible en Afrique du Nord et que son influence sur l'érosion est négligeable. L'érosion en nappes n'apporte qu'une faible part (0.2 à 1 Tonnes ha⁻¹ an⁻¹) au transport solide des oueds. Pour lui l'essentiel se passe autour des oueds. Le sapement des berges est une source majeure des sédiments directement mobilisés par les oueds lors des fortes crues. Il confirme l'inaptitude en Algérie des techniques de lutte antiérosives. Il a démontré que :

- Le pourcentage de marnes et d'argiles affleurantes
- Le pourcentage des précipitations journalières supérieures à un certain seuil (20 ou 30 mm)
- Le coefficient de torrencialité

Sont déterminants pour le transport solide. Il synthétisa ses travaux par une relation valable pour les bassins de l'Atlas Tellien liant les apports solides spécifiques moyens annuels à des indices lithologiques, pluviométriques et géomorphologiques.

2.5.6 Meddi (1992)

En se basant sur les données pluviométriques, hydrométriques et des transports solides, l'auteur a entrepris une étude hydrologique de grande envergure sur le bassin de l'oued Mina et a choisi pour ses analyses quatre sous bassins : l'Oued el Abd; l'oued Haddad, l'Oued Tat et Oued el Abtal. L'auteur constate que le bassin versant de l'oued Haddad a une dégradation spécifique très élevée par rapport aux autres bassins. Le contexte topographie-couvert végétal ainsi que la puissance des crues de ce bassin sont favorables à un fort transport solide.

En ce qui concerne l'explication des variations de la concentration des sédiments en suspension, Meddi (1992) tenta d'établir, pour chaque bassin, des relations entre le transport solide, la pluie, le débit liquide. Il conclut que dans l'ensemble ce sont l'humidité du sol et le débit liquide de pointe qui expliquent les variations de la de la crue. Il signala en particulier que la température de l'eau, à défaut de données concernant la température de l'air, joue un rôle non négligeable des variations de la turbidité en saison chaude. En effet, les hautes températures accroissent l'aptitude de l'eau à détruire les agrégats du sol.

2.5.7 Kouri, (1993)

L'auteur a entrepris une étude sur l'érosion hydrique des sols dans le bassin versant de l'oued mina (Algérie), dont il a fait l'analyse des processus et types fonctionnels de ravins dans la zone des marnes tertiaires

Les mesures récentes d'érosion effectuées sur parcelles expérimentales montrent que les apports en sédiments des interfluves sont faibles. Les ravinements constituent donc la source principale des sédiments. L'objectif de ce travail est d'aboutir à une méthode de détermination de la sensibilité des terrains marneux aux processus d'érosion hydrique linéaire pouvant permettre de localiser les zones sources de sédiments. A l'échelle des petits bassins versants, l'analyse multivariée des données relevées met en évidence le rôle déterminant des variables type de marnes, pente, exposition, utilisation des terres et morphologie des parois dans l'évolution des ravins, ce qui permet l'établissement d'une classification définissant cinq

types fonctionnels de ravins bien différenciés selon la nature et l'intensité des processus de ravinement identifiés. Les modalités des variables les plus caractéristiques de chaque type sont précisées. Les données préliminaires de l'approche quantitative tendent à montrer la prépondérance des glissements pelliculaires sur les parois et secondairement le recul des têtes de ravins et les affouillements des lits des collecteurs dans la fourniture de sédiments. A l'échelle de la zone des marnes tertiaires, une approche méthodologique pour déterminer la sensibilité des terrains marneux au ravinement est développée. Les facteurs explicatifs sont relevés in situ et les données sont numérisées à l'aide du système decad et traitées par les procédures de superposition et de classement du logiciel de Sig Idrisi. Il en découle la production d'une carte de sensibilité des terrains marneux au ravinement. Le document permettrait de guider le repérage des zones d'interventions prioritaires pour la conservation des sols

2.5.8 Touaibia, (2000)

Dix parcelles de mesure de l'érosion (type de Wischmeier) de largeur uniforme (4 m) ont été délimitées en quatre lieux par groupes de 2 ou de 3 avec des cultures différentes et sous un mode d'exploitation différent dans le but d'estimer l'index de l'érosion de WISCHMEIER dans les micro bassins expérimentaux de l'oued Mina.

L'auteur avait comme objectif à atteindre à travers ce travail, la quantification de l'érosion en nappe à l'échelle des parcelles d'érosion de Wischmeier. L'érosion en nappe a été quantifiée pour des parcelles de pente, de type de sol et de cultures différentes.

L'indice d'érosivité calculé sur la base de dépouillement de 902 pluies enregistrées à 7 pluviographes sur 2 années consécutives : 1989/90 et 1990/91 est estimé à $16.53 \text{ m.t.m.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$.

L'application de l'équation universelle de perte de sol a donné une érosion variant de 0.12 à 1.09 t/ha/an . Ce qui reste évidemment tout à fait négligeable.

Une régression significative type puissance s'est dégagée entre l'index d'érosion et la lame d'eau précipitée expliquant en moyenne plus de 90% de la variation.

2.5.9 Achite, (2004)

Dans son étude relative à l'estimation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien), Achite, (2004) a montré que le bassin-versant de l'oued Haddad, l'un des affluents de l'oued Mina, contribue à l'envasement du barrage d'Es - Saâda (SMBA) sur l'oued Mina. La compréhension du phénomène du transport solide pourra aider les gestionnaires de barrages à minimiser le problème de l'alluvionnement. La méthodologie adoptée, par l'auteur, consiste à rechercher un modèle régressif pouvant expliquer le débit solide par le débit liquide mesuré au niveau de la station de Sidi Abdelkader El Djillali, en étudiant cette relation à différentes échelles : annuelles, saisonnières, mensuelles et journalières pour trouver la meilleure relation représentative du phénomène. L'ensemble des données disponibles couvre les années 1973/1974 à 1994/1995, soit 22 années. Les résultats ont montré que le modèle puissance explique la plus grande partie de la variance (plus de 70 % de la variance). Les modèles obtenus à l'échelle journalière et instantanée (regroupés par mois) ont donné le meilleur coefficient de corrélation. Le débit liquide explique, à ces échelles, la variation du débit solide dans le temps. Aussi, compte tenu de la disponibilité des données à l'échelle journalière, le transport solide a été évalué en utilisant le modèle ainsi obtenu à cette échelle. Ainsi, la dégradation spécifique au niveau de ce bassin est de $2,87 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

Conclusion

La mesure du débit charrié est extrêmement difficile. Des échantillonneurs sont employés pour le mesurer. Malheureusement la quantité de matériaux charriés est extrêmement sensible à la vitesse locale du courant, et il est impossible d'installer un appareil dans l'écoulement sans perturber la vitesse du courant près de l'appareil. D'autres techniques sont employées telles que les pièges à cailloux, de traceurs. Ces méthodes permettent d'obtenir des résultats relativement précis, mais elles nécessitent des prélèvements effectués pendant d'assez longues périodes. Le débit charrié est souvent calculé aussi à l'aide de formules basées sur les propriétés des matériaux solides et sur l'hydraulique des écoulements à surface libre.

Par contre, la mesure des transports solides en suspension est basée sur une méthode opérationnelle qui consiste à l'application des instructions et consignes données en ce sens. Ces derniers concernent la façon d'effectuer les prélèvements et leurs fréquences ainsi que les mesures d'analyse au laboratoire. Ainsi la méthode d'échantillonnage systématique du transport solide sur la plupart des cours d'eau algériens est l'échantillonnage uni ponctuel.

CHAPITRE 3. Calcul et estimation du transport solide en suspension

3.1- Calcul du débit solide

Le calcul du débit solide constitue depuis longtemps un défi pour les ingénieurs et chercheurs, qui ont élaboré une panoplie complexe de méthodes et de formules pour faciliter le calcul.

Les données de débit liquide et de concentration sont employées pour calculer le débit solide journalier. Le débit solide d'un cours d'eau est calculé comme le produit du débit liquide mesuré et de la concentration de sédiments en suspension, durant une période de temps donnée. Il est exprimé par l'équation :

$$Q_s = Q C \quad (3.1)$$

Où Q_s est le débit solide, en tonnes par jour; Q est le débit liquide, en $m^3.s^{-1}$ et C est la concentration de sédiments en suspension, en $mg.l^{-1}$ ou $g.l^{-1}$

L'évaluation des apports solides journaliers, mensuels et annuels des cours d'eau Algériens est effectuée par les services de l'A.N.R.H de la même manière que pour les apports liquides sur la base d'un dépouillement des enregistrements limnigraphiques. Pour une station hydrométrique donnée, on sélectionne les journées de crues pour lesquelles un nombre suffisant et représentatif de prélèvements à été effectué permettant une bonne reconstitution du turbidigramme. Un organigramme de la méthode de calcul d'un débit solide (Demmak, 1982) est donné à la figure 3.1.

Cette méthode opérationnelle, bien qu'automatisée s'avère insuffisante et limitée en raison du caractère aléatoire du phénomène, du système de collecte d'échantillons qui raréfie le prélèvement des concentrations élevées et enfin des lacunes inévitables au sein des séries d'observations.

3.2 Estimation du transport solide en suspension

L'estimation de la charge annuelle de transport solide d'un cours d'eau peut être assez simple, s'il existe des enregistrements continus à la fois du débit liquide et de la concentration des sédiments en suspension. Cependant, dans la plupart des cas, l'enregistrement continu de la concentration n'est pas disponible, et des méthodes indirectes doivent être utilisées pour l'estimation.

Il y a deux approches d'estimation, l'une est le produit du débit annuel avec la concentration moyenne, l'autre doit employer la méthode de la courbe de transport solide (Ferguson, 1987 ; Gordova et Gonzalez, 1997). La première approche (équation 3.1) a montré qu'elle conduisait à des erreurs sérieuses lorsque les conditions d'écoulement varient dans une large proportion et l'échantillonnage non intensif. La deuxième approche est par conséquent la plus largement utilisée.

L'équation 3.1 est traduite par une relation curviligne entre les mesures du débit liquide et le débit solide et est dérivée sur papier logarithmiques. La relation est ainsi appliquée aux débits liquides pendant des périodes où le débit solide ne peut pas être calculé directement.

La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $Y = aX^b$ (Wood, 1997 ; Walling et Webb, 1981 ; Etchanchu et Brobst 1986 ; Benkhaled et Remini, 2003).

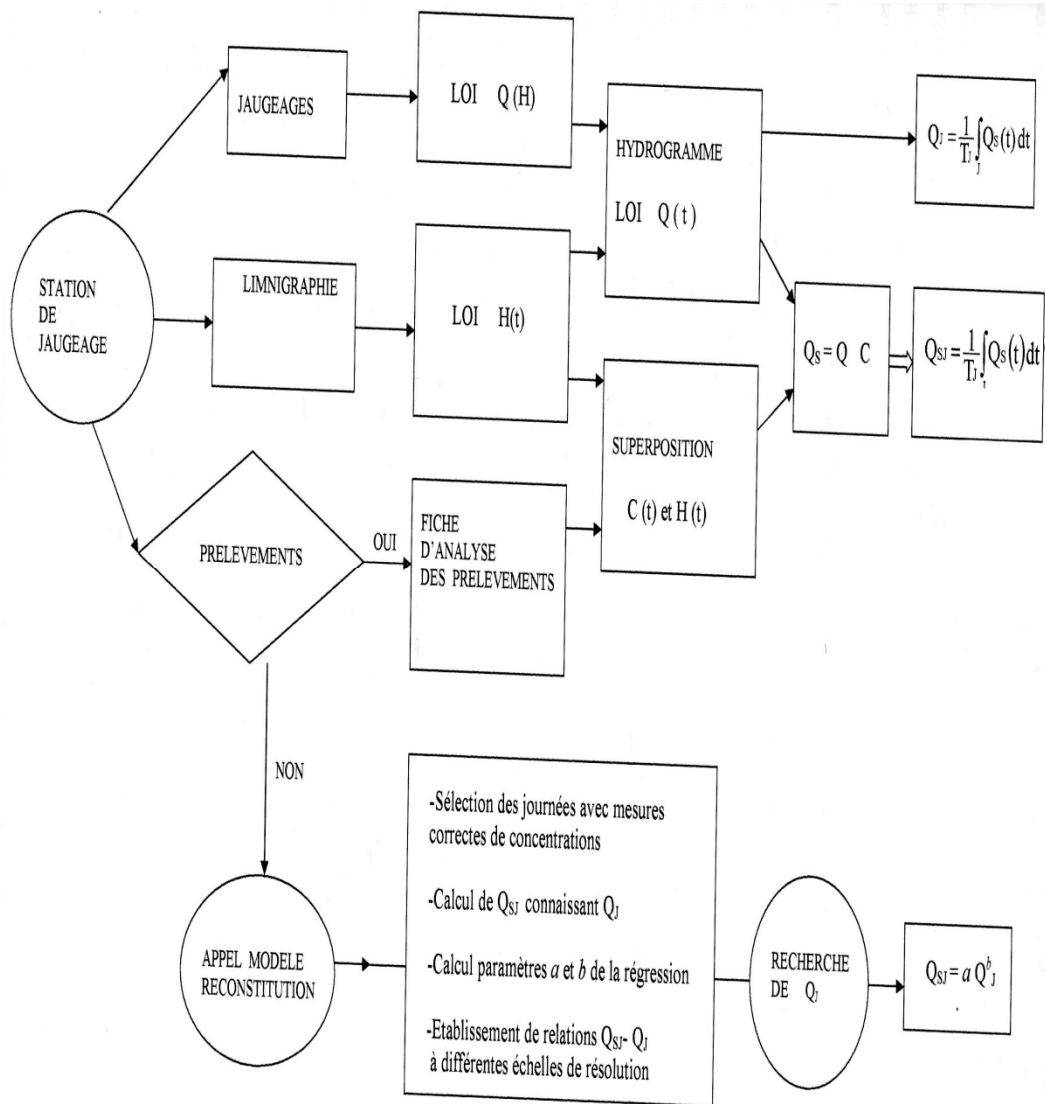


Figure 3.1 Organigramme de calcul d'un débit solide moyen journalier

$$C = a Q^{b-1} \tag{3.2}$$

La relation (3.1) ou (3.2) peut servir de base pour :

- Le comblement des lacunes d'observation et par suite, l'évaluation des apports solides à différents pas de temps.
- L'amélioration des paramètres statistiques des séries courtes de débits solides par corrélation avec les séries longues de débits.
- L'analyse du phénomène du transport solide.

La relation empirique (3.2), communément appelée courbe du transport solide (Campbell *et al.* 1940 ; Crawford, 1991) peut s'écrire sous une autre forme en liant le débit solide au débit liquide (équation 3.3) :

$$Q_s = a Q_l^b \tag{3.3}$$

Où a et b sont des paramètres propres au bassin versant considéré, généralement par régression linéaire des variables transformées en log selon l'équation 4 :

$$\log Q_s = b \log Q_l + \log a \tag{3.4}$$

Avec le débit liquide comme variable indépendante (Phillips *et al.*, 1999 ; Asselman, 2000).

La relation (3.4) suppose qu'une transformation en coordonnées logarithmiques des données de débit et de concentrations est exigée avant toute éventuelle analyse.

Bien que l'exactitude de cette approche ait été remise en cause (Walling, 1977), son application semble être appropriée pour plusieurs objectifs (Campbell et Baudet, 1940 ; Miller, 1951, Colby, 1956; Glysson, 1987 ; Crawford, 1991). Cette relation a une longue histoire du développement et d'utilisation due à sa facilité relative d'application et de flexibilité.

La relation (3.3) a été formulée de différentes manières. Bien que simple en théorie, elle pose de nombreux problèmes au niveau de l'évaluation critique des données d'entrée et l'appréciation de ses limites d'application. Par exemple et concernant les débits liquides, il peut s'agir soit des données instantanées, soit des débits moyens journaliers, mais beaucoup de chercheurs ont utilisé des débits moyens mensuels ou annuels aussi bien pour le débit liquide que pour la charge solide (White, 1986). Une courbe de transport solide élaborée à partir de données instantanées est théoriquement inapplicable au calcul direct des débits solides à partir de débits journaliers sauf pour les journées où les débits sont restés constants.

Fergusson, (1986) a démontré que cette équation sous-estimait le débit solide jusqu'à 50% et a proposé un facteur correctif ($e^{2.65s^2}$) basé sur des considérations statistiques, où s^2 représente l'erreur quadratique moyenne de la régression.

Walling et Webb, 1988 ; Asselman, 2000, en comparant les données observées et prévues de concentration dans le nuage de points autour de la droite de régression aussi bien sur l'échelle arithmétique que sur l'échelle logarithmique ont trouvé que les courbes de transport solide peuvent sous estimer substantiellement les concentrations réelles. Plusieurs méthodes ont été appliquées pour compenser cette estimation arbitraire (Cohn, 1995). Ces méthodes incluent la séparation du nuage de points en groupes de données saisonniers par exemple sur le tracé log-log, le développement de divers facteurs de correction, ou l'emploi de la régression non linéaire (Duan, 1983 ; Ferguson, 1986 ; Walling et Webb, 1988 ; De Vries et Klavers, 1994 ; Phillips *et al.*, 1999; Asselman, 2000).

Dans le cadre de la division du nuage de points en plusieurs groupes de points, chaque groupe peut être alors représenté par une relation séparée qui a généralement un coefficient de corrélation plus élevé que la courbe de transport solide initiale calculée sur l'ensemble des points.

La courbe d'estimation est simple, et, en incluant des variables additionnelles de régression (Cohn *et al.*, 1992), peut être facilement modifiée pour expliquer la variabilité associée à la dépendance non linéaire de l'écoulement.

3.2.1- Concept de charge

Le concept de base de la charge solide d'un cours d'eau est trompeusement simple. La charge solide est la masse ou le poids de sédiments qui traverse une section transversale du cours d'eau durant une période de temps donnée. Les charges sont exprimées en unités de masse (par exemple tonnes, kilogrammes), mais l'intervalle de temps durant lequel la charge se produit est toujours implicite et devrait être claire dans le contexte. Un concept relatif est celui du débit liquide qui est le volume d'eau qui traverse une section transversale du cours d'eau dans une quantité de temps donnée.

Les flux pendant les événements d'averses et de fusion nivale sont souvent de plusieurs ordres de grandeur plus grands que ceux pendant les périodes de basses eaux. Il n'est pas rare de trouver que 80 à 90 % ou plus de la charge solide annuelle est atteinte durant les 10 % du temps, avec des flux les plus élevés (Richards, 2001). Par conséquent, on imagine difficilement que prélever un échantillon pendant ces périodes est critiquable, si une évaluation précise de charge doit être obtenue.

Plusieurs aspects du problème de l'estimation de la charge solide en suspension sont liés au type de résolution temporelle des données. La disposition représentée en figure 3.2 n'est pratiquement pas la même pour des données journalières ou mensuelles. De ce fait, la qualité de l'estimation de la charge diminue à mesure que la résolution du temps des données devient plus faible. La variabilité des données est généralement beaucoup plus grande pour des résolutions fortes (journalière ou instantanée).

Les échelles temporelles faibles (par exemple mensuelles ou saisonnières) peuvent constituer des contributions à l'erreur de l'estimation de la charge de sédiments.

Les séries mensuelles, sous-estimeraient les charges de sédiments dans le cas où elles n'incluent aucune observation sur les averses et précisément les pics.

Il est clair de ce qui précède que beaucoup d'échantillons seront nécessaires pour obtenir de manière précise et fiable la charge solide réelle. La fréquence des prélèvements a donc créé le problème de base de l'estimation de la charge solide en suspension.

Les mesures de concentration en Algérie ne sont pas coûteuses si l'on considère l'échantillonnage uni ponctuel. Elle se fait en parallèle avec le transport salin. L'obtention des mesures de concentration implique habituellement de prendre des échantillons d'eau à un laboratoire pour l'analyse chimique. De telles mesures faites avec la même fréquence que des mesures de débit, sont peu coûteuse en regard de l'investissement initial dans l'équipement.

3.2.2 Conditions d'une approche pratique pour l'estimation de la charge solide

La littérature sur l'estimation du transport solide contient un certain nombre de publication rapportant d'intéressantes études dans lesquelles les détails du transport solide des cours d'eau ont été soigneusement établis et résolus sous forme d'un modèle très précis d'estimation du débit solide pour ce cours d'eau.

D'autres articles décrivent les procédures élaborées de prélèvement ainsi que des aspects problématiques du transport solide dans les cours d'eau. Tandis que de telles études sont les contributions valables à notre connaissance d'estimation de la charge solide en suspension, elles sont souvent difficiles et chères à mettre en application, et exigent parfois l'évaluation et la modification continues afin de fournir des résultats corrects et précis.

D'une façon générale l'approche de l'estimation de la charge solide en suspension doit être aussi précise et exacte pour le nombre d'échantillons prélevés, c.-à-d. aussi efficace que possible. Walling et Webb (1981) ont montré dans une étude de simulation que le produit du débit annuel et de la concentration moyenne était décentré mais assez précis, et ont souligné qu'il pourrait être utile pour des études de tendance, malgré la déviation systématique.

3.2.3 Méthodes d'estimation des charges solides

Plusieurs approches ont été utilisées pour calculer des charges solides à partir des données observées de concentration et de débit. Certaines sont plus précises que d'autres, certaines sont seulement appropriées sous des conditions spéciales.

Cette brève revue est destinée à indiquer la diversité des approches qui sont employées.

3.2.3.1 Méthode numérique

L'approche la plus simple est l'intégration numérique directe. La charge totale est donnée par :

$$\text{Charge} = \sum_{i=1}^n C_i Q_i t_i \quad (3.5)$$

Où

C_i est la concentration du i ème échantillon, Q_i est le débit correspondant, et t_i est l'intervalle de temps représenté par le i ème échantillon, donné par $(t_{i+1} - t_{i-1})$.

Il n'est pas exigé que t_i soit le même pour chaque échantillon.

L'intégration numérique est seulement satisfaisante si la fréquence de prélèvement est élevée (souvent de l'ordre de 100 échantillons par an ou plus), telle que la majorité des événements d'écoulement sont bel et bien prélevés. Roman-Mas *et al.*, (1994) ont suggéré qu'une fréquence suffisante de prélèvement pour obtenir 20 échantillons pour un hydrogramme typique de ruissellement ait été nécessaire afin d'obtenir des estimations de charge avec une erreur inférieure à 5 %. Yaksich et Verhoff (1983) suggèrent 12 échantillons sur l'hydrogramme.

3.2.3.2 Méthode de 'moyenne'

La plus simple implique de multiplier la concentration moyenne pour une certaine période par le débit moyen journalier pour chaque jour dans la période de temps afin d'obtenir une succession de charges journalières (unitaires) estimées. Une autre approche implique de multiplier la concentration observée moyenne par le débit moyen basé sur tous les jours de l'année pour obtenir une charge "moyenne" journalière, qui est alors convertie en charge totale. D'autres variantes sont la concentration moyenne mensuelle fois le débit moyen pour le mois considéré, la concentration moyenne saisonnière fois le débit moyen saisonnier, etc... Plusieurs de ces approches sont décrites et évaluées par Dolan *et al.*, (1981) et Walling et Webb, (1981). D'une façon générale, cette approche tend à être biaisée si la concentration est corrélée avec le débit : la charge calculée est trop petite si la corrélation est positive et trop élevée si la corrélation est négative. Cependant, quelques techniques de cette approche ont montré la précision relativement élevée dans quelques études, et pourraient être utiles dans des situations spéciales, par exemple si le but est de détecter une variation de la charge, et détecter la variation qui est parfois plus importante que la connaissance de la grandeur réelle de la charge.

3.2.3.3 Méthode d'intervalle de débit

Cette technique (Yaksich et Verhoff, 1983) est semi-graphique. Elle commence par le report sur un graphique des flux instantanés observés dans l'année en fonction des débits instantanés. Le graphique est divisé en plusieurs intervalles de taille uniforme couvrant la gamme des débits moyens journaliers pour tous les jours de l'année. Pour chaque intervalle, le flux moyen est calculé et le nombre de jours avec des débits moyens journaliers dans l'intervalle est déterminé. La charge d'intervalle est calculée comme produit du flux moyen, du nombre de jours dans l'intervalle, et du facteur approprié de conversion d'unités. La charge annuelle est calculée en additionnant les charges d'intervalle.

3.2.3.4 Méthode de régression

Elle développe une relation entre la concentration et le débit basé sur les échantillons prélevés puis emploie la relation pour estimer une concentration représentative durant les jours où il n'y a pas eu de prélèvements. L'estimation s'effectue en utilisant le débit moyen

journalier comme entrée dans l'équation de régression. Des relations multivariées de régression ont été développées dans certaines études.

La relation est parfois développée en utilisant le flux et le débit plutôt que la concentration et le débit, mais les résultats sont identiques (White, 1986).

La plupart des estimateurs de régression sont basés sur un modèle de régression linéaire, bien que ceci soit souvent appliqué après transformation. La transformation logarithmique est fréquemment employée, parce que beaucoup de paramètres environnementaux ont approximativement une distribution log-normale. Les relations de régression entre la concentration ou le flux et le débit après transformation log s'appellent les courbes d'étalonnage ou courbes de transport solide dans la littérature spécifique.

Un problème généralement rencontré avec les estimateurs de régression est ce qui est communément appelé la re transformation de la déviation systématique ou biais, qui peut mener à de grandes erreurs dans les charges estimées. Ferguson (1986, 1987) et Koch et Smillie (1986) ont discuté de ce problème et ont développé des solutions à ce sujet. Des chercheurs de l'U.S. Geological Survey ont développé les techniques de retransformation qui sont en grande partie indépendantes du biais.

3.2.3.5 Echantillonnage proportionnel au débit

C'est une approche totalement différente, mécanique plutôt que mathématique, qui suppose essentiellement qu'on peut obtenir un ou plusieurs échantillons couvrant la période entière considérée. Chaque échantillon représentant un débit connu avec une concentration proportionnelle à la charge qui a transité par le point de prélèvement pendant le remplissage de l'échantillon. Si cette hypothèse est rencontrée, la charge pour chaque échantillon est facilement calculée comme étant le débit fois la concentration, et la charge totale pendant l'année est obtenue par addition. En principe c'est une méthode très efficace et rentable pour obtenir une charge totale.

3.2.4 Performance des méthodes

Certaines méthodes d'estimation des charges solides en suspension fournissent une mesure de l'incertitude de l'estimation de charge. En outre, les évaluations d'incertitude de différentes méthodes de calcul de charge ne peuvent pas être directement comparées, parce qu'elles reflètent différents genres d'erreur. Si on s'intéresse à la charge annuelle pendant cette année, on ne considérera pas ceci comme étant une source d'erreur, mais plutôt une partie de la variation normale du système que nous étudions. Il est préférable de confiner la notion d'erreur à la différence entre les charges moyennes journalières estimées et les charges réelles moyennes journalières (inconnues), une différence qui est due seulement au prélèvement et à l'erreur analytique.

Pour ces raisons, les mesures d'incertitude ne fournissent pas le moyen fiable de choisir entre les méthodes. En conséquence, l'évaluation des méthodes d'estimation de charge doit se fonder sur des études comparatives dans lesquelles plusieurs méthodes sont employées pour calculer les charges à partir des mêmes données, et les résultats sont comparés à la charge " vraie " qui est indépendamment connue.

Il y a des avantages et des inconvénients à chaque méthode, et plusieurs études des approches d'estimation des charges ont été publiées (Dickenson, 1981; Dolan *et al.*, 1981 ; Richards et Holloway, 1987; Walling, 1978; Walling et Webb, 1988 ; Young *et al.*, 1988, Preston *et al.*, 1989, 1992; Burn, 1990 ; Kao, 2001 ; Horowitz, 2002).

Plusieurs points de consensus émergent de ces études :

- La précision et l'exactitude augmentent avec l'augmentation de la fréquence d'échantillonnage.
- Les méthodes de moyenne sont généralement décentrées, et le biais augmente à mesure que la taille de la moyenne augmente. Par exemple, une charge mensuelle peut être calculée en multipliant la concentration moyenne pour le mois par le débit du mois, et une charge saisonnière peut être pareillement dérivée en utilisant le débit saisonnier et la concentration moyenne. En général, la charge annuelle qui est la somme des quatre charges saisonnières sera plus décentrée que la charge annuelle qui est la somme des 12 charges mensuelles.
- Dans la plupart des études, l'approche de régression est plus performante que l'approche par moyenne.
- Les approches de régression sont performantes si la relation entre le débit et la concentration est suffisamment bien définie, linéaire dans toute la gamme des débits et constante tout au long de l'année. Cependant, l'approche de régression peut mener à de grandes erreurs dans les charges estimées si les données disponibles contiennent les observations peu communes qui tombent loin de la tendance du reste des données, particulièrement si ceux-ci sont associés aux débits élevés.

Nous présentons ci après les détails de la méthode de régression qui est la plus utilisée et qui est aussi recommandée à l'usage des hydrologues et statisticiens.

3.2.5 Méthode de régression

3.2.5.1 Description Générale

La relation de régression est développée entre la concentration et le débit, basée sur les jours où des échantillons sont obtenus. Cette relation peut impliquer la régression simple ou multiple, et la concentration (ou le flux) peuvent être employées comme variables dépendantes. Dans la plupart des applications, la concentration (ou le flux) et le débit sont transformés en log pour créer un ensemble de données mieux approprié à l'analyse de régression. La relation de régression peut être basée entièrement sur les échantillons de l'année en cours ou sur des échantillons recueillis durant les années précédentes ou les deux à la fois. Le temps peut être employé comme variable pour expliquer des tendances linéaires possibles.

Une fois que le rapport de régression est établi, il est employé pour estimer des concentrations pour chaque jour où un échantillon n'a pas été pris. La charge totale calculée par addition des charges journalières, obtenue en multipliant la concentration mesurée ou estimée par le débit.

Les approches de régression supposent seulement qu'il y a une relation linéaire entre une variable dépendante, concentration ou flux, et une ou plusieurs variables indépendantes, typiquement le débit. La concentration, le flux, et le débit sont souvent transformés en log, en utilisant les logarithmes naturels ou le log à base 10, pour créer une relation plus linéaire et/ou pour réduire l'influence des concentrations les plus élevées.

Quand les transformations log sont appliquées, la transformation inverse (élévation à une puissance) est exigée pour obtenir des concentrations estimées, puisque le modèle de régression rapporte des estimations de concentration logarithmique, et non la concentration elle-même. Cette transformation crée une déviation systématique (biais) dans les charges, et d'autres suppositions doivent être faites (et validées) au sujet de la distribution des résidus des concentrations estimées afin de corriger la déviation.

3.2.5.2 Corrélation multiple

Plutôt que de se restreindre à l'utilisation de l'une ou l'autre des données pluie ou débit, on peut utiliser les deux au sein d'une relation de type corrélation multiple. A ces deux grandeurs, on pourra également ajouter d'autres variables explicatives V_i , telles que la variabilité du débit au cours de la journée, le débit maximum du jour, la différence des précipitations entre le jour j et la veille, une intensité des précipitations lorsque celle-ci est disponible .

Ces relations prennent la forme :
$$Flux = \alpha_0 + \sum_{i=1}^n \alpha_i V_i \quad (3.6)$$

Où avec des variables transformées :

$$\log(Flux) = \log(\alpha_0) + \sum_{i=1}^n \alpha_i \log(V_i), \text{ i.e. } Flux = \alpha_0 \prod_{i=1}^n V_i^{\alpha_i} \quad (3.7)$$

Les paramètres α_i et α_0 sont des paramètres à caler et les V_i sont les variables explicatives sélectionnées.

Là encore, ces relations liant l'hydro-climatologie et les flux de MES ne tiennent pas du tout compte des phénomènes de dépôt/reprise sur le bassin versant. Cette limitation peut rendre difficile la modélisation du transport solide en suspension sur de nombreux bassins versants.

Néanmoins, l'influence des événements passés peut être prise en compte de différentes manières dans ces modèles statistiques simples. On pourra par exemple introduire les concentrations mesurées à des instants antérieurs dans les modèles de corrélation multiple. Une autre approche consiste à introduire de nouveaux paramètres relatifs aux écoulements passés dans la relation entre concentration et débit (Hiromu *et al.*, 2002). Par exemple, différentes durées peuvent être introduites dans la corrélation multiple telles que :

- D1 = durée entre la crue précédente et la crue considérée,
- D2 = durée depuis la dernière crue dont le débit maximum était supérieur au débit maximum de la crue considérée,
- D3 = durée depuis la dernière crue dont le volume d'eau transité était supérieur au volume d'eau transité lors de la crue considérée.

Parmi ces paramètres, celui qui permet une explication de variance maximale dans la corrélation multiple est le temps D2.

Le coefficient de corrélation R^2 est en effet meilleur en utilisant une relation de la forme

$C_s = a \cdot Q^b \cdot D_2^c$ Qu'en utilisant la simple relation $C_s = a \cdot Q^b$ (Hiromu *et al.*, 2002).

3.3 Méthode de correction des courbes de transport solide en suspension

Les hydrologues et les géomorphologues ne semblent actuellement plus ignorer le biais, et les moyens de le corriger, quoiqu'il soit bien connu aux statisticiens depuis longtemps. L'existence de biais signifie que beaucoup de résultats édités pour des charges de cours d'eau sont sous estimés et nécessitent la correction. Le degré de la sous estimation varie d'un cours d'eau à un autre et pour différents types de charge dans le même cours d'eau.

Le biais statistique intervient lors de la transformation de l'équation (3.4) en équation (3.3), même si une loi de puissance telle que (3.3) est la forme fonctionnelle correcte pour la relation entre C (ou Q_s) et Q . la régression (3.4) assure que la moyenne résiduelle de l'échantillon est zéro. Si la relation de $\log(c) - \log(Q)$ est réellement linéaire avec une dispersion aléatoire, la valeur prévue de $\log C$ (ou Q_s) donnée par (3.4) est la moyenne arithmétique de la distribution conditionnelle de $\log C$ (ou Q_s) à $Q = Q_i$, 1. Cependant, la valeur prévue de C (ou Q_s) donnée par la relation (3.3), est la moyenne géométrique, non

arithmétique, de la distribution conditionnelle de C (ou Q_s) à $Q = Q_i$ la moyenne géométrique et nécessairement plus petite que la moyenne arithmétique.

Les estimations de débits solides en suspension sont souvent dérivées des données périodiques en utilisant des modèles de régression. Plusieurs des modèles de régression utilisés impliquent la transformation dans l'espace logarithmique mais les résultats finaux sont souvent exigés d'être dans les unités originales. Donc, la retransformation des données de débit solide est nécessaire. Cette retransformation implique « un problème de correction biaisé » qui a suscité beaucoup d'attention.

La comparaison des estimations des courbes de transport solide et des mesures directes de charge solide en suspension montre que les méthodes des courbes de transport solide peuvent être décentrées et fortement variables (Colby, 1956 ; Walling, 1977). Dans l'étude avec données de terrain (Walling *et al.*, 1981 ; Fenn *et al.*, 1985), ces biais ont parfois excédé 50%. En outre, les estimations de courbes de transport solide dépendent du protocole de prélèvement (Benett et Sabol, 1973 ; Beschta, 1978 ; Thomas, 1988). Des méthodes pour corriger la déviation systématique ou biais dans les données logarithmiquement transformées ont été suggérées comme solution (Fergusson, 1986, 1987). Cependant, bien que la correction biaisée soit avantageuse, elle ne rectifie pas les problèmes dans les estimations obtenues à partir des modèles mal ajustés (Thomas, 1985, 1988 ; Koch et Smillie, 1986 ; Walling et Webb, 1988). Cohn *et al.*, (1992) précisent que certaines estimations corrigées semblent ne pas être sérieusement affectées par le manque d'ajustement, mais ceci a été démontré pour un échantillon de données de courbe de transport solide plutôt qu'un hydrogramme complet. La concentration des sédiments en suspension dépend en réalité de facteurs autres que le débit mesuré simultanément (Rieger et Olive, 1984), et les courbes de transport solide reflètent rarement la dynamique du bassin versant à donner des estimations fiables d'apports solides.

Deux méthodes pour compenser ce biais sont en général utilisées. L'estimateur de Duan (1983) et l'estimateur de Fergusson (1986). Ces deux méthodes sont recommandées par Cohn et Gilroy (1991) pour les situations dans lesquelles la distribution non normale des erreurs est identifiée.

3.3.1- Correction des données par les méthodes de Ferguson et de Duan

Pour enlever un tel biais et corriger la sous-estimation, Ferguson (1986) et Duan (1983) ont développé des facteurs de correction $CF1$ et $CF2$, ces facteurs devaient être multipliés par le flux calculé à partir de l'équation « $Y=10^a X^b$ ».

Le facteur $CF1$ dépend de l'erreur type (σ) entre les valeurs logarithmes décimales déterminées à partir des courbes de régressions et les valeurs observées (Ferguson, 1986). La correction de Ferguson se définit donc par l'équation suivante :

$$CF1 = e^{2.651\sigma^2} \quad (3.8)$$

σ : correspond à l'écart type de l'estimation des concentrations

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(\log C_{imes} - \log C_{imod})^2}{N-2} \quad (3.9)$$

C_{imes} = Concentration au moment du prélèvement i ; C_{imod} = Concentration estimée pour le même prélèvement i

Le facteur $CF2$ s'exprime selon l'équation suivante (Duan, 1983) :

$$CF2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N 10^{e_i} \quad (3.10)$$

Avec :

$$e_i = \log C_{imes} - \log C_{imod} \quad (3.11)$$

Conclusion

Plusieurs études des approches d'estimation des charges ont été publiées et plusieurs points de consensus émergent de ces études :

- La précision et l'exactitude augmentent avec l'augmentation de la fréquence d'échantillonnage.
- Les méthodes de moyenne sont généralement décentrées, et le biais augmente à mesure que la taille de la moyenne augmente.
- Dans la plupart des études, l'approche de régression est plus performante que l'approche par moyenne.
- Les approches de régression sont performantes si la relation entre le débit et la concentration est suffisamment bien définie, linéaire dans toute la gamme des débits et constante tout au long de l'année.

CHAPITRE 4. Caractérisation de la relation concentration en sédiments en suspension-débit liquide

Les problèmes posés par la mesure du transport en suspensions de part leur nature, incitent les hydrologues à s'intéresser à l'étude des variations de C et Q au cours d'une crue. En effet, la nature complexe du phénomène de crue, la conception de nouveaux, échantillonneurs et de nouvelles techniques de mesure, ainsi que les difficultés rencontrées lors des mesures par les observateurs, sont les éléments clé de cet intérêt. Dans les petits cours d'eau, les concentrations des sédiments en suspension sont directement liées au débit. Les concentrations des sédiments en suspension augmentent généralement très rapidement pendant les montées des crues, produisent une pointe avant le débit maximal puis diminuent plus lentement pendant la décrue. Autrement le débit liquide et la concentration instantanée des sédiments en suspension peuvent ne pas avoir une relation stationnaire pendant un écoulement simple du a une averse. La tendance pour que la concentration en sédiment ait différentes valeurs à des débits identique est l'effet d'hystérésis.

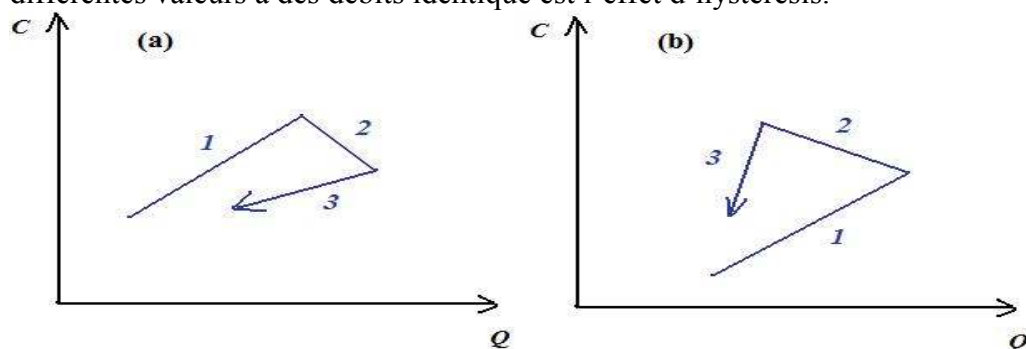


Figure 4.1 : Phénomènes d'hystérésis dans la relation entre débit Q et concentration en MES C au cours d'un événement de crue : (a) hystérésis horaire et (b) hystérésis antihoraire.

La figure 4.1 montre le caractère cyclique de la relation C - Q . Trois périodes peuvent être distinguées dans cette boucle :

***Hystérésis horaire (orthograde) :** la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum. Ce type d'hystérésis est souvent lié à une production rapide de sédiments (Walling and Webb, 1981 ; Asselman 1999 ; Lenzi *et al.*, 2003 ; Sutter *et al.*, 2001 ; Sammori *et al.*, 2004). Les causes principales de ce phénomène sont :

- La remise en suspension des sédiments déposés lors des basses eaux ou lors de la décrue d'un événement précédent.
- Une pluie intensive produisant rapidement des sédiments (splash et rigoles d'érosion) ;
- Une source de production proche.

Ce type d'hystérésis peut être décomposé donc en trois étapes (figure 4-1(a)) :

- Etape 1 : une augmentation rapide de la concentration en sédiments (érosion, remobilisation, source proche).
- Etape 2 : une diminution de la concentration des sédiments en suspension et une forte augmentation du débit (dilution des concentrations par l'augmentation des débits).
- Etape 3 : une diminution de la concentration des sédiments et du débit (dépôt des sédiments lié à la diminution du débit).

***Hystérésis antihoraire (rétrograde) :** pour ce type de boucle le maximum de concentration est postérieur au maximum des débits (Heidel, 1956) , elles sont en général expliquées par :

- l'existence de sources distantes (Heidel, 1956; Williams, 1989) ou à l'effondrement de berges juste après le passage du pic de crue (Sarma, 1986; Ashbridge, 1995) ;
- la différence entre la vitesse de l'onde de crue et les vitesses de l'écoulement (Williams, 1989). Les sédiments en suspension tendent à être transportés avec une vitesse proche de celle

de l'écoulement, qui est inférieure à la vitesse de l'onde de crue. Cette différence de vitesse engendrerait alors un retard de l'arrivée des sédiments par rapport au pic de crue.






La dynamique de ces phénomènes peut être décomposée aussi en trois étapes (figure 4-1(a)) :

- Etape 1 : précipitation sur le bassin et début du ruissellement,
- Etape 2 : transport des sédiments lié aux forts débits (faible concentration due à la dilution),
- Etape 3 : arrivée des sédiments mobilisés (une concentration plus élevée liée au débit plus faible).

Les boucles s'hystérésis de la relation C-Q identifiées sont représentées ci-dessous (Tableau 4.1). Bien qu'il existe d'autres formes de boucles, ce tableau représente probablement la majorité des boucles d'hystérésis relevées à travers les différentes recherches effectuées dans plusieurs bassins du monde. Les effets de la combinaison des différents paramètres statistiques (mode, aplatissement et asymétrie) peuvent constituer une approche adimensionnelle et qualitative beaucoup plus importante que les méthodes avec calculs détaillés.

Dans cette caractérisation, les parties montée et décrue représentent les deux zones de base pour l'analyse des classes d'hystérésis. Le critère rapport C/Q, est un critère simple, objectif mais faible. Il est considéré comme étant le premier critère de base.

Tableau 4.1 : Différentes classes d'hystérésis dans les relations MES-débit et leurs interprétations

Classe	Forme de boucle	Rapport C/Q	Descriptions	La forme
I	Ligne Simple	C/Q de la montée égale à celui de la décrue (Wood, 1977)	-Matériaux désolidarisés des berges et déjà érodés (Lenzi et Lorenzo, 2000) -Après des crues où les particules fines sont parties (Hudson, 2003) -Arrivée contenue de matériaux selon débit et granulométrie (Hudson, 2003)	
II	Clockwise loop	C/Q de la montée supérieure à celui de la descente, pour toute valeur de Q (Paustian et Beschta, 1979)	-Remise en suspension puis érosion et dilution (Jansson, 2002, Picouet et al, 2001) -Epuisement du stock de sédiment (Lenzi et Lorenzo, 2000, Jansson, 2002)) -Particules des zones proches du corridor (Williams, 1989, Seeger et al, 2004)	
III	Counterclockwise loop	C/Q de la montée inférieure à celui de la descente pour toute valeur de Q (Axelsson, 1967)	-Sources lointaines (Orwin et smart, 2004) -Après un grand évènement pluvieux qui a tout enlevé (Hudson, 2003) -Différence de vitesse entre onde de particule et onde d'eau (Hudson, 2003)	
IV	Linéaire simple plus une boucle	a-C/Q de la montée égale à celui de la descente pour une partie des valeurs de Q b- C/Q de montée supérieur ou inférieur à celui de la descente pour une autre partie de valeur de Q	-Dépend de la disponibilité, du stock et du transport de MES (Williams, 1989)	
V	Forme de huit	a- rapport C/Q de montée supérieur à celui de la descente pour une partie des valeurs de Q b- rapport C/Q de montée inférieur par rapport à la descente pour une autre partie des valeurs de Q (Amborg et al., 1967)	- Dépend de la disponibilité en particules, et des débits	

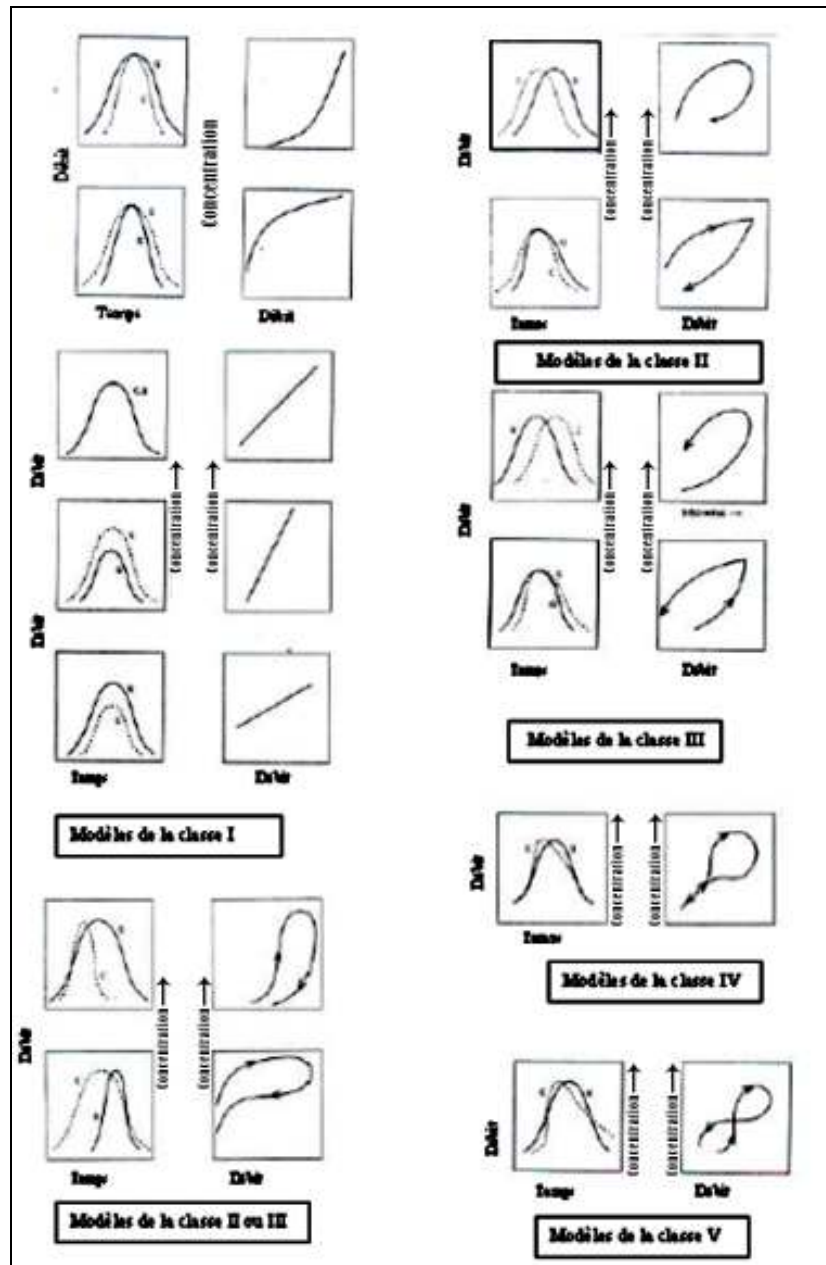


Figure 4.2 : Modèles des relations concentration débit liquide (Williams, 1989)

a- Modèle classe I,

De la courbe simple (ou single line) : la relation C- Q la plus simple est du type linéaire (ligne simple ou courbe simple). Son seul caractère est que les rapports C/Q sont égaux pour les valeurs de Q, que ce soit en montée de crue ou en décrue. Trois sous groupes découlent dans ce type de modèle : la ligne droite, la ligne à concavité vers le haut et la ligne à concavité vers le bas. Dans le premier cas, pourrait être associé un apport continu de sédiments pendant toute la crue (Wood, 1977). Ce modèle indique aussi que les concentrations des sédiments en suspension doivent augmenter ou diminuer en parfaite synchronisation avec le débit liquide. C'est que les courbes doivent avoir des pics simultanément avec des largeurs et des pentes semblables (Fig. 4.2). L'apport continu des sédiments pourrait s'étendre même au delà de la courbe des débits ou descendre sous celle ci. On peut concevoir que la même chose peut résulter de facteurs qui influencent l'entraînement des sédiments (taille des particules).

b- Modèle classe II,

De la boucle dans le sens des aiguilles d'une montre ou « clockwise loop » (Fig. 4.2) peut être due à deux causes principales.

- A un épuisement du stock de sédiment disponible avant le maximum du débit (Arnborg *et al.*, 1967 ; Walling, 1974 ; Wood, 1977 ; Wansickel et Beschta, 1983). L'épuisement ou la diminution des sédiments peut s'expliquer soit, par un petit apport disponible, soit par à un débit continu et/ou intense.
- Le deuxième postulat consiste à la formation d'obstacles au passage de la crue maximale (Arnborg *et al.*, 1967). Le « clockwise loop » a tendance à se produire plus au début de la saison des pluies qu'après (Sidle et Campbell, 1985). Ceci est lié à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes, comparés à un manque ou une diminution des réserves en sédiments à la fin de la saison sèche. Selon, Heidel (1956), dans les petits cours d'eau, la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum.

c- Modèle classe III,

En boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre où « counterclockwise loop » (Fig.4.2). Le maximum de concentration est postérieur au maximum des débits.

Les valeurs des concentrations C pendant la montée de crue sont inférieures à celle de la décrue pour des valeurs de Q données alors $(C/Q)_m < (C/Q)_d$. La disposition chronologique des données se présente comme une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

Les boucles dans le sens contraire des aiguilles d'une montre sont apparemment bien connues, à partir de la publication de Heidel (1956), cependant, peu d'exemples semblent avoir été édités pour des événements simples.

Les « counterclockwise loop » résultent de l'une des trois causes suivantes :

- Une des causes possibles, est le temps de parcourt de l'onde de crue et du flux des sédiments, particulièrement en raison de la distance entre la source de la crue et la station de jaugeage (Heidel, 1956). Les variations des débits tendent à suivre les vitesses de l'onde de crue. Cette vitesse est généralement plus rapide que la vitesse moyenne d'écoulement (Milliams, 1989). Puisque les sédiments en suspension tendent à être transportés avec une vitesse proche de celle de l'écoulement moyen, le flux de sédiments tend à se traîner derrière l'onde de crue. Le retard de l'arrivée du pic des sédiments à la station est amplifié sur les cours d'eau comportant des irrégularités qui empêchent le mouvement des sédiments par rapport à celui de l'eau.
- La deuxième cause rapportée des boucles dans le sens contraire des aiguilles d'une montre est l'érodabilité importante du sol en même temps que de l'érosion prolongée pendant la crue (Kung et Chiang, 1977).
- La troisième cause est la variabilité de la distribution saisonnière des pluies et de la production des sédiments dans le bassin.

d- Modèle classe V

Cette phase correspond à la forme de huit (8) ou « figure eight ». qui combine des partie de la classe II et de la classe III. Toutefois, dans certaines conditions se développe une boucle de huit indépendamment des pics des variables C et Q . les deux parties du huit sont dirigées séquentiellement dans des directions opposées (Fig. 4.2). Les modèles montrent dans la partie inférieure de la montée de crue des rapports C/Q plus faibles que ceux de la décrue, avec une même valeur du débit. Les données de C et Q , pour des valeurs faibles de Q , décrivent alors une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. Contrairement, dans la partie supérieure, le rapport C/Q de la montée de la crue est plus élevé que celui de la décrue, et ce, pour une même valeur de Q . les données de C et Q , avec des valeurs élevées de Q , fournissent une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre.

Conclusion

La relation entre la concentration des sédiments en suspension (C) et le débit liquide (Q) d'un cours d'eau est une relation qui permet non seulement de déterminer le transport solide dans l'oued mais également d'étudier l'évolution des concentrations en suspension et des débits liquides pour un événement hydrologique tel que les crues.

Peu de travaux sur le sujet ont été entrepris et publiés, qui ont montré des modèles qui reflètent ces relations et qui ont introduit la notion d'hystérésis.

Pour l'identification des classes de la relation C-Q, différents graphes temporels avec leurs largeurs, symétrie/asymétrie font ressortir 5 classes de relation C-Q, dont chaque classe est caractérisée par un critère mathématique simple, ce dernier est le rapport C/Q à des temps arbitraires durant la montée et la descente de C et Q. Il est fondamental dans l'identification des boucles d'hystérésis.

DEUXIEME PARTIE

Caractéristiques et hydropluviométrie du bassin versant de l'oued Mina

CHAPITRE 5. Milieu physique

5.1- Introduction

Le bassin versant de l'oued Mina a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité des données qui y sont disponibles.

Ce bassin représente environ 13% de la superficie de l'ensemble du bassin Cheliff-Zahrez, il est assez bien représentatif de beaucoup de bassins de la frange semi aride du Nord de l'Algérie en ce qui concerne les paramètres physico-climatiques et leurs influences sur les phénomènes d'érosion en général et le transport solide en particulier. Le bassin versant de l'oued Mina recèle plusieurs facettes de géologie et de relief qui se sont mises en place au cours des temps géologiques. Celles-ci résident à la mise en place des sols, de la végétation et à la définition des climats et des régimes hydrologiques.

La présentation du milieu naturel du bassin de l'oued Mina, de ses climats et de ses régimes hydrologiques, dans leur grande diversité ne fait pas ici l'objet de longs développements. Ces caractères sont présentés de manière beaucoup plus détaillée dans les ouvrages de Meddi (1992), Kouri (1993), Touaïbia (2000). Mais il a paru intéressant d'en extraire quelques grandes lignes.

5.2- Bassin versant de l'oued Mina

5.2.1 Physique du bassin versant

Le bassin versant de l'oued Mina affluent de la rive gauche du Chélif près de sidi Khettab au Nord de Relizane s'étend sur 6 000 km² environ. Il est situé entre 0°10' et 1°10' de longitude Est et entre 35°40' et 34°40' de latitude Nord. Il s'inscrit dans le Tell Occidental d'Algérie ou Atlas Oranais (mis à part une petite superficie tout en amont qui fait partie du Sersou) (Fig.5.1), il est réparti sur 28 communes des wilayas de Mascara, Relizane, Saida et Tiaret dont la superficie par wilaya est comme suit :

- Saida : 91 788 ha (15,03%)
- Tiaret : 365 363 ha (55,57%)
- Mascara : 112 413 ha (23,02%)
- Relizane : 30 436 ha (06,38%)

Et dont la population globale du bassin versant est de l'ordre de 345 000 habitants avec une densité de 78 hab. Km⁻² (DPAT Relizane, 2008).

Le bassin versant de l'oued Mina est compris dans le bassin régional 01 de la région hydrographique du Chélif -Zahrez.

L'oued Mina, principal et dernier affluent de la rive gauche du Cheliff, prend sa source dans les monts de Frenda pour confluer avec l'Oued Cheliff après un parcours de 125 km. Il parcourt une distance de 135km environ entre les barrages de Bekhadda et de Sidi M'Hamed Ben Aouda, avec une orientation Sud-Est, Nord-Ouest. Durant son parcours, l'oued Mina reçoit quelques affluents : l'oued Haddad, l'oued El Abd, l'oued Taht et l'oued Medroussa.

L'oued el Abd est formé à l'amont par la confluence de l'oued Chiba et l'oued Dez. Le premier est également formé par la confluence de l'oued Tounkira et l'oued Sidi Yahia, l'oued Tounkira prenant sa source aux environs d'Ain Kermès (cote 1100-1150m), le deuxième, dans la daïra de Frenda (1100-1200m). Il traverse les monts de Saida, avec une orientation Sud-Est – Nord-Ouest.

L'oued Haddad suit une direction S.O – N.E. Il collecte les eaux des oueds Baloul, Rekada et Medjaref. Il prend sa source dans le djebel Bazita (cote 1000-1100 m).

L'oued Taht prend sa source aux environs de Frenda (cote 1100-1200 m). Il suit une direction Sud-Est – Nord-Ouest.

La longueur de l'oued Mina est d'environ 90 km avec une pente moyenne de 3.37 m.km⁻¹.

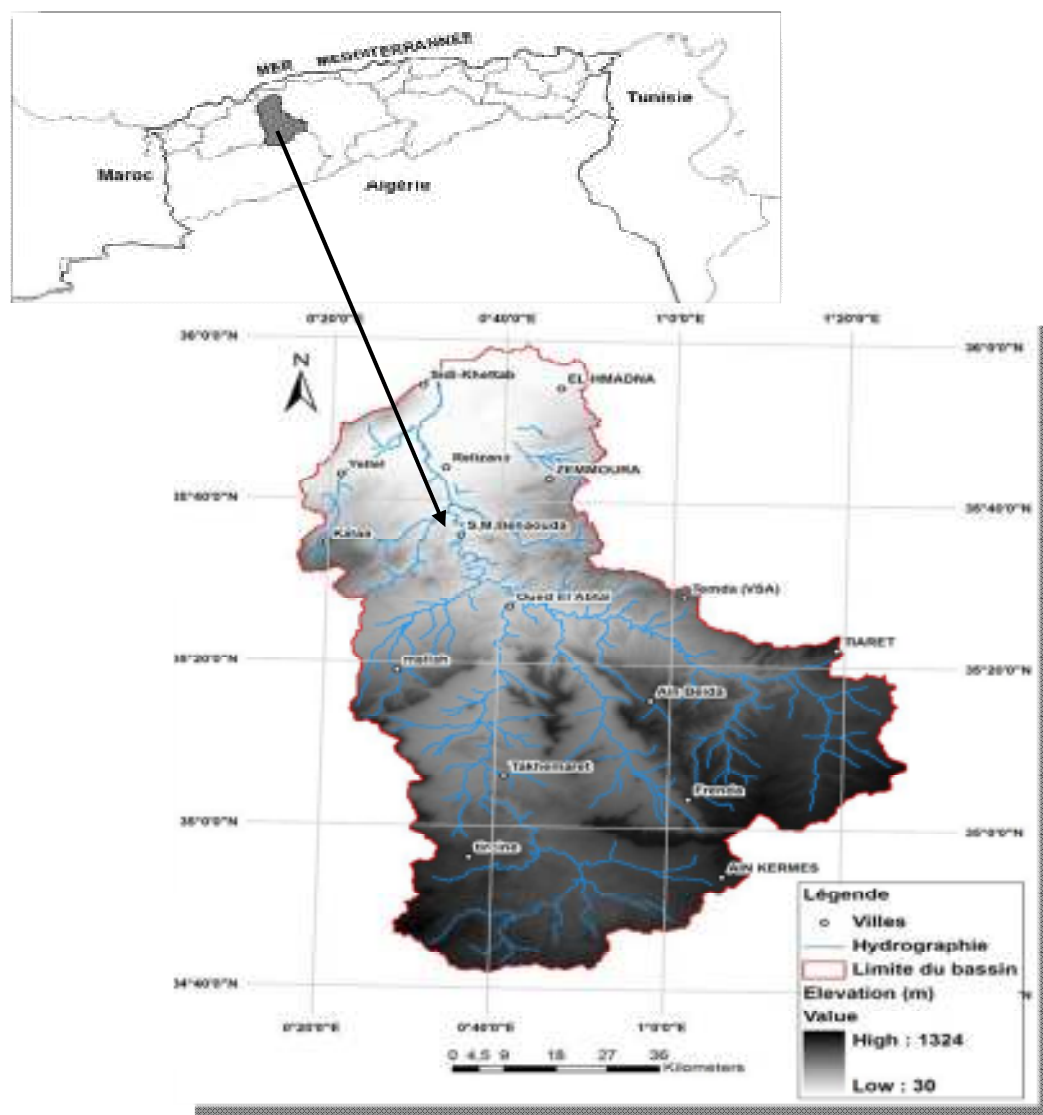


Figure 5.1 : Situation du bassin versant de l'oued Mina (Toumi *et al.*, 2013)

L'étude topographique (Meddi, 1992) a permis de ranger les bassins étudiés dans la classe de relief fort, selon la classification de l'ORSTOM/IRD (Fig.5.2), (Dubreuil et Guscafre, 1971).

A partir des courbes hypsométriques et des courbes des fréquences altimétriques (Meddi, 1992), on peut tirer les conclusions suivantes: les tranches d'altitude supérieures à 1 200 m sont très peu étendues dans le bassin versant de l'oued Mina, 4,14 % de surface dans le bassin versant de l'oued El Abd à Takhmert.

Au niveau du bassin versant de l'oued Haddad, 0,16 % de la surface est représentée par des altitudes supérieures à 1 100 m. Les zones d'altitude couvrent 4,23 % de la superficie du bassin versant de l'oued Taht. Pour le bassin versant de l'oued Mina à l'oued el Abtal, 1,6 % de la superficie est représentée par des altitudes supérieures à 1200 m.

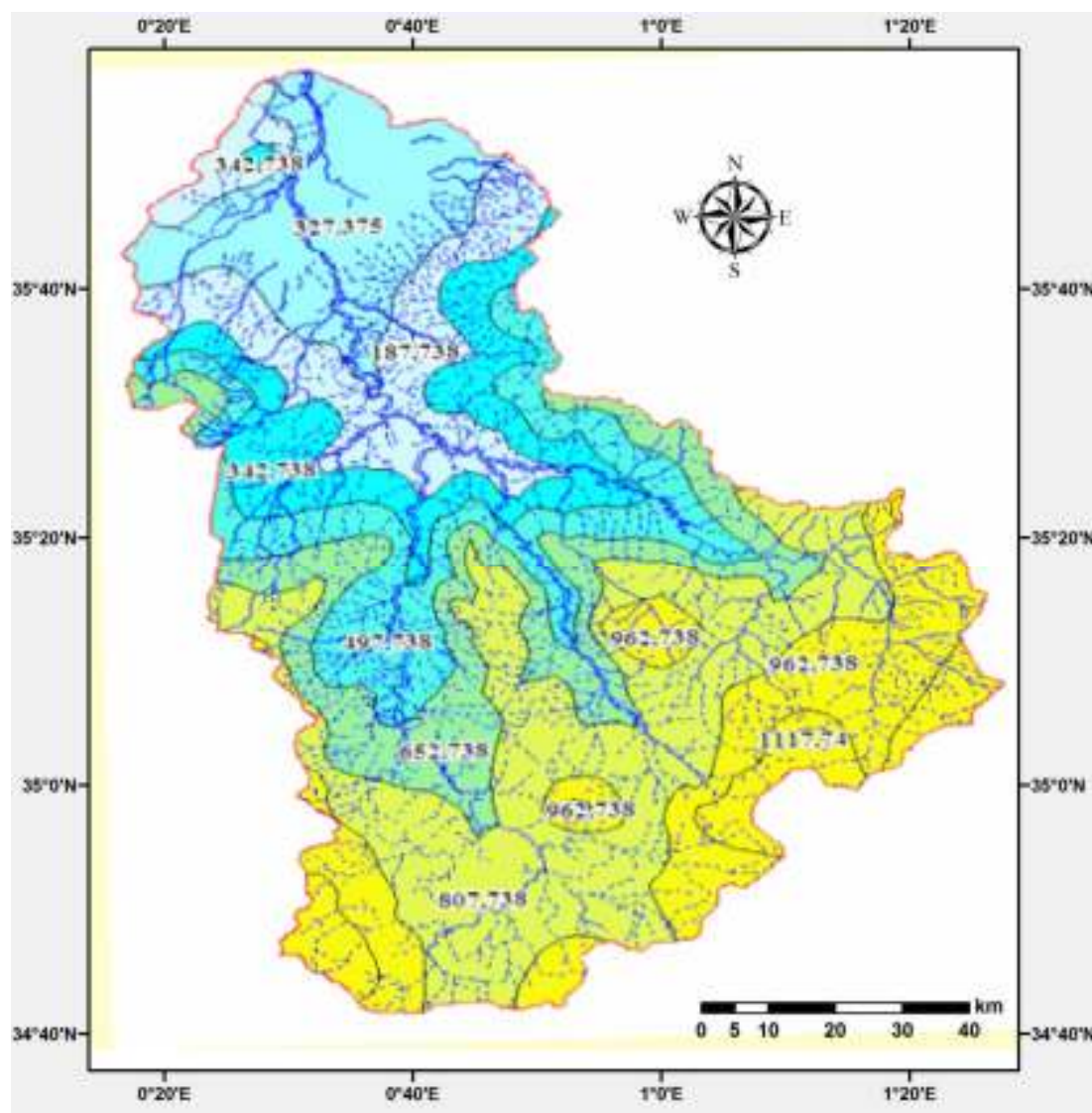


Figure 5.2 : Carte topographique du bassin versant de l’oued Mina (DRE de Tissemsilt, 2012)

Le bassin versant de l'oued Mina est composé, selon les délimitations orohydrographiques retenues par l'A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques), de cinq sous bassins. Les superficies varient de 499 km² à la station de Sidi Abdelkader El Djilali, à 5365 km² à la station d'Oued el Abtal, qui contrôle 87% de la surface totale.

Le bassin s'étend sur deux unités naturelles dissemblables :

- Au Sud, les plateaux telliens contenant aussi les monts de Frenda et de Saida, d'une altitude de 900 à 1300 m, où affleurent souvent des calcaires.
- Au Nord, un ensemble de chaînes et de bassins, en général d'altitude inférieure à 900 m, dans une structure géologique complexe, individualisés en blocs, dont l'Ouarsenis est un des plus marquants. Ils sont caractérisés par l'abondance des affleurements de marnes, très sensibles à l'érosion hydrique.

Le secteur concerné, en amont du barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda, comprend la retombée Sud orientale de l'Ouarsenis et la limite Sud-Occidentale des monts de Béni Chougrane. On l'appellera ici zone des marnes tertiaires ou zone Nord. L'altitude moyenne y est de 450 m dont 85% de la surface étant comprise entre 200 et 500 m.

La dépression du cours moyen de la Mina, qui sépare la zone des plateaux de la chaîne de l'Ouarsenis ; entre les barrages de Bekhadda et Sidi M'hamed Ben Aouda, correspond à un

accident tectonique qui s'apparente aux bassins intérieurs du type de ceux de Sidi bel abbés ou de la plaine du Ghriss. Les cours affluents de rive droite entaillent la retombée de l'Ouarsenis, alors que parmi les longs affluents de rive gauche, seul l'oued Haddad, où se jette l'oued Atrous, draine une partie importante de la zone des marnes tertiaires.

5.3- Géologie du bassin

Le bassin versant de la Mina a des caractères morphologiques très différents de ceux des bassins versants des autres affluents du Chélif. C'est d'une part, qu'il s'est établi à l'extrémité occidentale du massif de l'Ouarsenis et en partie dans une zone de plaines d'effondrements (Mina-Ghriss) et d'autre part que sa partie haute est constituée par le « haut pays Oranais », ou la « Meseta Oranaise » formée par les formations tabulaires jurassiques. Le résultat de cette structure géologique est la séparation du bassin versant en quatre zones caractéristiques.

A/ A l'aval la plaine de la Mina.

B/ Plus haut les pays tertiaires, miocène et oligocène où prédominent les marnes et les argiles, zone d'érosions d'autant plus intenses que le climat est plus steppique et zone de cultures céréales (Mendes, Oued El Abtal) lorsque la topographie est favorable. Sur les replats et sur les glacis d'accumulation anciens respectés par l'érosion, des sols particuliers, encore mal étudiés mais qui semblent être une variété méditerranéenne de solonetz, se sont en effet développés et constituent d'excellentes terres à blé.

C/ Le caucase jurassique a été fortement entaillé par la Mina et par ses affluents l'Oued El Taht et l'Oued El Abd qui y ont creusé d'importantes vallées, plus resserrées et plus encaissées à l'aval, au contact des formations miocènes. Cette disposition est très favorable à la création de barrages réservoirs.

Les plateaux jurassiques sont recouverts de terra rossa alternant en mosaïque avec des sols marrons méditerranéens (sols décalcifiés à horizons d'accumulation de calcaire) dans les vallées, dans la plaine de Frenda, la plaine de Takhmert, les sols rubéfiés à carapace calcaire sont plus répons, surtout sur les niveaux anciens. Il en est de même dans la région de Palikao où des sols hydromorphes existent par endroit et où les sables ont été remaniés par le vent, formant de véritables dunes (Boulaine, 1956).

D/ Les hauts plateaux sont drainés en partie par l'oued Mina et Tiaret, la capitale du Sersou occupe en fait un col entre les bassins versants de l'Oued Rhiou et de Oued Mina. L'érosion régressive a légèrement entaillé à cet endroit, sans doute à cause de l'absence de soulèvement du Horst jurassique, le domaine des hauts plateaux et la vallée de la Mina remonte jusqu'au pied du Djebel Nador. La conjugaison des reliefs de remplissage du domaine steppique avec les vallées tributaires de l'Oued, où d'ailleurs l'érosion n'a jamais été très vive, a donné naissance à un relief vallonné recouvert par des sols très variés, terra rossa, sols rouges à carapaces calcaires, sols hydromorphes, Gley, suivant les conditions de drainage. Le climat particulier de la région de Tiaret a d'autre part favorisé une accumulation séculaire 'humus qui est très caractéristique de tous ces sols et qui apparaît même dans les sols alluviaux. Alors que les formations jurassiques sont le domaine de la forêt et quelques cultures arbustives, les hautes plaines ont, dans le bassin versant de la Mina, une vocation nettement céréalière (Boulaine, 1956).

Le bassin versant a donc des caractères originaux si on le compare aux bassins des autres affluents du Chélif. L'existence des pays calcaires et des circulations d'eau qui y sont la règle permet à l'oued Mina de recevoir des eaux dont le débit est plus régulier ; toutes ces eaux ont permis la pratique des irrigations dans les vallées et les basses plaines, à Relizane les Romains, les Berbères et les Turcs avaient dérivé les eaux de la Mina et les premiers colons

français n'ont fait que remettre en état des ouvrages parfois millénaires. Cette tradition de l'emploi de l'eau a permis un développement plus rapide des périmètres. Par contre nous verrons que l'usage séculaire des eaux d'irrigation a eu pour conséquence la salure de certains sols et l'existence de nappes phréatiques dans la basse plaine de la Mina. Les alluvions que la Mina apporte dans la plaine de Relizane par contre ne sont pas très différentes de celles des autres affluents du Chélif. Les schistes sont peut être moins fréquents dans le bassin versant, mais les marnes, les calcaires et les grès y sont très répandus. Les formations salifères du trias y ont une extension notable et cela se traduit par des apports parfois massifs de sels dans les eaux de l'oued (Boulaine, 1956).

- Le bassin versant de l'Oued Mina comprend deux parties distinctes du point de vue géologique et lithologique.
- La partie méridionale, de roches d'âge jurassique, composées de calcaires et marnes armées de nombreux bancs de calcaire et de grès; ceux-ci limitent l'incision des ravins.
- La partie septentrionale au Nord de l'Oued Mina, avec une extension au sud dans la partie aval de l'Oued Haddad, est constituée de roches d'âge tertiaire (Eocène, Oligocène et Miocène): il s'agit d'épaisses masses de marnes, souvent chlorurées dans lesquelles les calcaires et les grès sont épisodiques. Les ravinements peuvent s'y développer librement sans obstacles lithologiques. Dans le bassin versant de l'Oued Haddad les grès calcaires forment fréquemment des entablements diaclases, les eaux d'infiltration s'y concentrent et favorisent ainsi le ravinement des marnes en aval (Kouri et Vogt, 1996).

L'étude IFG/GTZ/1987 a donné la subdivision décrite ci-dessous :

1. calcaires et dolomies du jurassique central du Sud et du Sud-Ouest
2. jurassique supérieur dans la région centrale et craie à l'Est et au Nord-Ouest avec marnes, bancs de grès-calcaire et dolomies.
3. marnes tertiaires au Nord avec des bancs de Grès-calcaire et de calcaire.

Les associations des sols ont été enregistrées et examinées suivant la situation géologique et le relief du terrain, d'après l'étude IFG/GTZ/1987 et ayant fait ressortir les paysages suivants (ou correspondent une ou plusieurs associations de sols) :

- Le paysage quaternaire des lits mineurs actuels et des jeunes terrasses.
- Le paysage tertiaire des anciennes terrasses.
- Le paysage de la montagne de formation jurassique et crétacé.

Les zones élevées du paysage des anciennes terrasses sont moins disséquées.

A l'Est les bancs de calcaire et de dolomies, qui forment des murs, ont permis le recule de l'érosion et l'existence d'un maquis presque sans trouées freine l'érosion.

Les sols rouges et les vertigos de ces régions ne montrent pas d'indices de débâlement.

La roche mère à tout les niveaux des terrasses consiste en un matériau déblayé provenant des environs (marnes, dolomies, calcaire, grès calcaire, morceaux calcaires, matériau de sol rouge et graviers des terrasses).

Grâce au relief et aux sols, les paysages des bassins ondulés sont des régions propices à l'agriculture les croûtes calcaires de la pédogénèse et du sous sol affleurent en surface et limitent l'utilisation agraire ou ils sont accessible à la charrues. Le bassin du Nord, comme le bassin du Sud est en danger d'érosion.

5.4- Lithologie du bassin (étude GTZ) (1987)

Au Nord de la zone d'étude, où se trouve l'Oued Mina, prédominent des marnes tertiaires sensibles à l'érosion. Dans la partie Nord-Est, ces marnes sont superposées de bancs de grès-calcaire et de dolomies, ou bien sont recouvertes par des couches d'agglomérats.

Au centre et à l'Ouest de la partie septentrionale, ces bancs ne subsistent pas, ou bien alors partiellement. L'épaisseur des marnes d'une part (au moins 100 m), mais aussi de puissantes chutes de pluies pendant les mois d'hiver d'autre part, ont pour effet la formation de ravines profondes. Dans le centre et le Sud-Est de la région étudiée, les fleuves Abd et Taht ont formé de larges vallées. Dans *ces* vallées, les marnes jurassiennes sont elles aussi sujettes à l'érosion, mais là, un niveau stable d'érosion a été atteint, et c'est seulement localement que l'on trouve des phénomènes d'érosion accentués.

La partie Sud-Ouest est constituée par un complexe calcaire-dolomie du Jurassique moyen, qui montre de fortes caractéristiques rocheuses, et est donc très résistante à l'érosion.

Tableau 5.1 : Les différentes formations lithologiques du bassin versant de l'oued Mina.

Désignation	Période	ERE	S (Km ²)	%
Sables fins rouge et jaune clair, dunes	Pliocène	T E R T I A I R E	52.36	1.07
Grès sableux avec en partie un peu de cimentation carbonatée, calcaires sableux et croûtes pouvant atteindre 1 m d'épaisseur.	Pliocène		307.19	6.27
Grès bruns à grains fins d'origine marine avec cimentation carbonatée - alternant avec des couches de grès marins et des calcaires, en partie conglomérat bien ronds	Miocène Sup.		179.77	3.67
Marnes sableux alternant en partie avec des bancs de grès peu importants	Miocène Sup.		72.56	1.48
Dépôts de carbonates et de grès en partie sous forme de conglomérats et de brèches et par endroits de minces plaques de grès et de marnes.	Miocène Inf.		225.36	4.60
marnes avec des intercalations de minces plaques de grès et de bancs de limon.	Miocène Inf.		169.25	3.45
Bancs de grès et de carbonate important, avec de rares intercalations de couches de marnes	Oligocène		69.46	1.42
marnes verts clair avec sporadiquement de faibles bancs de grès et de limon en partie de marnes sableuses foncées.	Oligocène		232.91	4.75
Calcaires fossilisés surtout d'origine marine et calcaires à nummulites, en partie conglomérat bien ronds, grès mal assortis avec cimentation carbonatée.	Eocène Moy.		18.26	0.37
calcaires à foraminifères, grès marins en alternance avec des marnes colorées.	Eocène Inf.		67.04	1.37
Marnes avec intercalations de bancs peu importants de carbonates et de grès.	Crétacé Sup.	C R E T A C E	9.85	0.20
Bonne couche de grès à grains fins jaune- rougeâtres.	Crétacé Sup.		51.69	1.05
Importante quantité de calcaires gris et dolomies	Crétacé Sup.		49.10	1.00
Marnes claires à verdâtres, pierres limoneux	Crétacé Inf.		95.56	1.95

Calcaires en partie sableux et par endroits stromatolithe	Crétacé Inf.		69.12	1.41
Calcaires et dolomies, par endroits bien déposés avec des intercalations de marnes et en partie de conglomérats et du calcaire sableux.	Jurassique Sup.	J U R A S	756.29	15.43
Calcaires et dolomies alternant en général avec des marnes claires et par endroits avec des calcaires sableux et des marnes	Jurassique Sup.		405.22	8.27
Dominance des marnes claires, grises et vertes alternant avec de faibles bancs de calcaires et de dolomies	Jurassique Sup.		1078.1 0	22.00
Importante quantité de calcaire gris en partie et dolomies à gros grains, surface karstique	Jurassique Moy	S I Q U E	736.10	15.02
Importante quantité de calcaire gris et dolomies, surface karstiques avec éboulis	Jurassique Moy.		227.60	4.64
Alternance de gris quartziques, dolomies roche limoneux et marnes	Jurassique Inf.		10.29	0.21
Gris durs et dolomies	Trias	T R I A S	7.89	0.16
Eau libre				
Total			6 000.00	100

(Saidi, 2012)

5.5- Associations de sols

La genèse du relief tertiaire et quaternaire a créé les régions morphologiques suivantes:

- a. La région du relief du paysage quaternaire des lits mineurs au niveau actuel et des terrasses jeunes.
- b. La région du paysage tertiaire des bassins.
- c. La région du paysage quaternaire des bassins.
- d. La région du paysage des hauts plateaux jurassiques.
- e. Les sols des paysages des lits mineurs et des jeunes terrasses se sont développés dans des roches-mères d'apport alluvial, particulièrement aptes aux cultures irriguées, avec danger de salinisation. Les parties les plus élevées constituées de Rendzinas recouvertes de pierres sur une mince épaisseur et avec des sols bruns calcaires, sont extrêmement ravinées. Il existe un danger d'éboulement des marnes du sous-sol de faible stabilité.
- f. Les niveaux plus hauts des anciennes terrasses, particulièrement à l'Est et au Sud-Ouest, sont moins ravinés. Les sols rouges et les vertisols sont aptes à l'agriculture. Le substrat pour la formation du sol consiste en marnes, dolomies, grès calcaire et calcaire, sols rouges, qui ont été transportés et graviers. Les terrasses carbonatées sur une grande épaisseur et les croûtes calcaires des sols ont favorisé l'aplanissement de la superficie actuelle et jouent un grand rôle contre l'érosion.
- g. La faiblesse du relief et les sols des paysages de bassins, peu ondulés caractérisent ces régions agricoles. Il existe un danger d'érosion éolienne dans le Nord et le Sud du bassin.

h. Les sols rouges, les vertisols et les sols bruns vertiques plus ou moins profonds dans les marnes ou dans l'apport colluvial des hauts plateaux et des croupes du paysage montagneux jurassique sont aptes à l'agriculture. Les sols des escarpements et des pédiments en pente raide sont presque entièrement couverts de végétation et donc protégés en cas de forte érosion.

Les pédiments et les terrasses faiblement inclinés portent des sols moyennement à fortement érodés, les horizons calcifiés du sous-sol correspondent souvent à la profondeur du charrue, il y existe un danger d'érosion. Les plateaux à peine ravinés sont aptes à l'agriculture. Au contraire les Rendzinas de couches extrêmement minces et les lithosols des paysages karstiques ne peuvent être utilisés que pour l'économie pastorale, avec le risque de surpâturage qui peut en résulter.

5.6- Végétation

La région étudiée est encore située dans le domaine d'influence méditerranéenne; la végétation naturelle, c'est le maquis sclérophylle toujours vert mais il ne subsiste que sur de petites surfaces. La végétation actuelle est marquée par la présence de champs cultivés et de pâturages. Les zones fortement occupées par une agriculture intensive sont complètement défrichées. On peut encore y trouver des arbres et des buissons isolés. L'absence d'une végétation durable a accéléré la vigueur de l'érosion et c'est pourquoi on trouve beaucoup de surfaces non utilisables pour l'agriculture dans les zones marneuses du Nord, profondément découpées et ravines. La surpâturage sur une grande partie du maquis est telle qu'il y a beaucoup d'espèces non comestibles, indice de surpâturage.

Il faut donc impérativement et en priorité prendre des mesures de protection contre l'érosion dans les zones déjà utilisées sur le plan agricole pour éviter une perte croissante de la surface à cause de l'érosion, contrôler et limiter la pâture par les moutons et les chèvres pour augmenter la production de la végétation sur ces surfaces et maintenir son aptitude à protéger de l'érosion.

Le couvert végétal reste un très bon indicateur de la vitesse d'écoulement, parce que l'existence de la végétation peut freiner le ruissellement.

Les principaux types d'occupation du sol sont le milieu naturel (72,8%), où dominant le matorral et la forêt, et les activités agricoles (26,2%). Le bassin compte environ 345 000 habitants répartis sur 28 communes des wilayas de Mascara, Relizane, Saida et Tiaret. La densité de population est élevée pour l'ensemble du bassin versant. Elle est de l'ordre de 72 habitants par km². Le bassin de S.M. Ben-Aouda comporte 10% de terres susceptibles au ravinement. Ces zones sont cependant essentiellement près du réservoir ainsi qu'aux pourtours Est et Ouest du bassin. Ces mêmes secteurs présentent également des versants susceptibles à la fois au ravinement et à l'érosion en nappe.

La couverture forestière est composée de pins halepensis. Elle est localisée dans deux régions du bassin, le plateau de Frenda et l'escarpement de la ligne occidentale de partage des eaux.

Ce couvert forestier est concentré surtout dans une région de pentes fortes au Nord-Est du bassin, de même qu'au Sud-Est. Ces îlots totalisent une superficie équivalente à celle des steppes, soit 17%. Les formations de maquis/garrigue complètent le cortège des strates dominantes car elles totalisent environ 12% du bassin.

Ces formations sont particulièrement imbriquées au matorral, quoiqu'un îlot plus uniforme se distingue dans la zone de steppes au Sud-Ouest du bassin. Finalement, les sols à nu représentent environ 5% du territoire. Ce pourcentage serait supérieur si l'on y comptabilisait les zones de matorral qui ne comportent qu'une très faible couverture végétale. Les Figures 5.3 et 5.4 illustrent ces caractéristiques.

En plus de cette forêt, on constate un reboisement récent concernant surtout les pentes escarpées. La culture des céréales est pratiquée dans le Sud-Est, autour d'Ain Kermès et Ain Mzira, sur le haut plateau légèrement ondulé avec une moyenne de précipitations annuelles de 300 à 400 mm, et également dans les zones agricoles. La zone irriguée s'étend le long des terrasses de la Mina, entre le lac de barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda jusqu'à l'Est de Djilali Ben Amar et aussi le long des principaux affluents, l'oued Haddad, l'oued El Abd, l'oued Taht et l'oued Yassef.

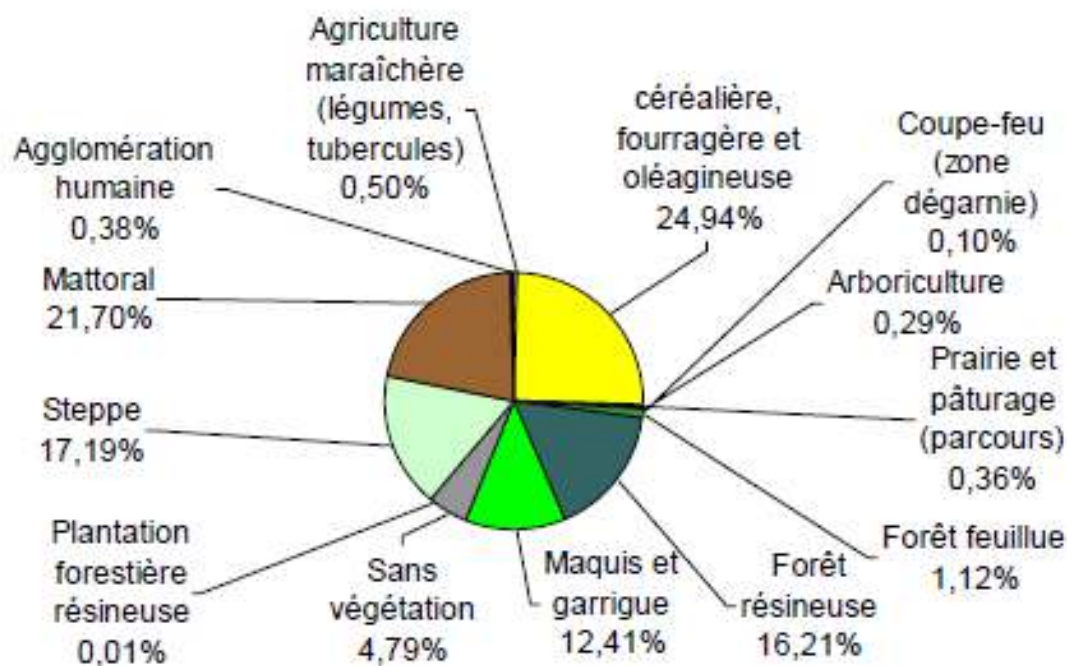


Figure 5.3 : Taux de distribution du couvert végétal dans le bassin de l'oued Mina (Toumi *et al.*, 2013)

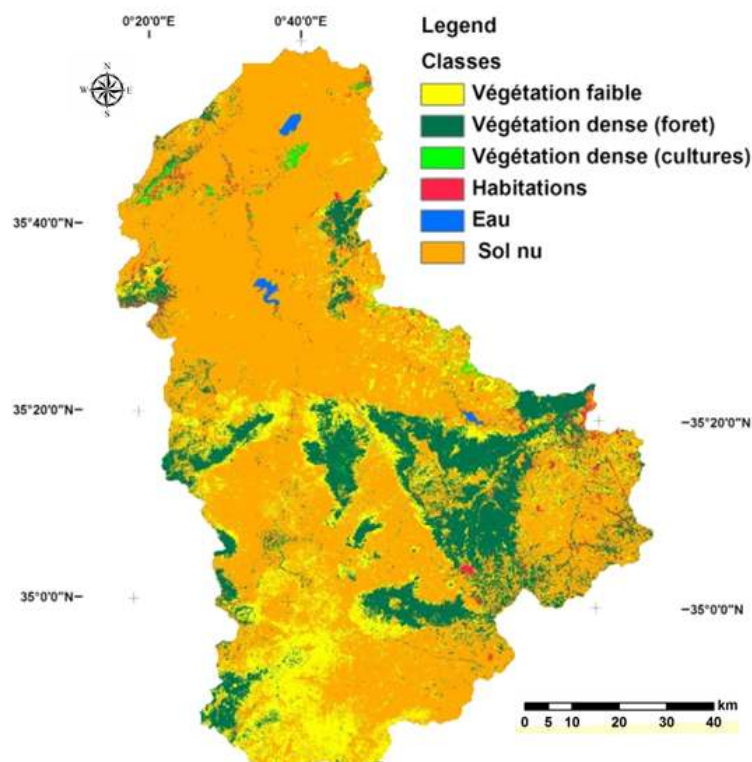


Figure 5.4 : Classes de végétation dans le bassin de l'oued Mina (Toumi *et al.*, 2013)

5.7- Situation socio-économique

Il y a un rapport entre la densité de la population et l'érosion ceci est particulièrement prononcé dans la région entre Tighennif et Mechraa Sfa. On peut faire baisser cette densité qui correspond à une surcharge du sol soit par l'émigration soit par une plus grande tendance vers une non-occupation du sol par la population agricole soit finalement par l'intensification de l'agriculture (par exemple augmentation de la surface irriguée) en respectant les critères écologiques.

L'intensification de l'agriculture nécessite, outre l'amélioration des constructions hydrauliques et des techniques agricoles, un classement géographique en zones agro-sociales. Elles existent ici, du fait des différences entre les exploitations en ce qui concerne leurs superficies et les différents types de production (légumes, vigne, élevage etc.).

Du point de vue écologique, il faut souligner que les centres d'activité économique se trouvent hors de la région.

Par ailleurs, l'analyse de la répartition géographique et de la diversité des formations végétales sur le bassin a montré deux parties nettement distinctes (Mahieddine, 1997; Kouri, 1993): la zone Nord purement marneuse, fortement érodée et dépourvue de végétation à l'exception de quelques îlots de reboisement et de plantations d'arbres fruitiers dans la vallée; et la zone sud moins érodée et dont environ 50% de la surface sont recouverts par une végétation de densité très variable et très parsemée, allant de la forêt (Pin d'Alep) localisée au maquis très éparse. Il y a lieu de noter qu'une agriculture d'autosubsistance y règne avec une surexploitation des sols, un défrichement permanent et un surpâturage intensif.

Devant cette situation, que nous estimons dramatique, l'érosion hydrique a trouvé son champ de développement, car la discontinuité spatiale pour ne pas dire l'inexistence de la végétation n'a aucun effet protecteur. L'érosion présente donc une grande ampleur morphodynamique en raison de la faible résistance des terrains et de leurs pentes, surtout dans la zone des marnes qui couvre pratiquement le 1/5 de la surface totale. Le bassin versant de l'oued Mina est confronté à un grave problème de dégradation du sol, comme pratiquement toute la région du tell occidental Algérien. Ce problème provoque l'envasement rapide du barrage de sidi M'hamed Ben Aouda. Cela touche également l'agriculture locale, en provoquant des pertes énormes en terres cultivables, ce qui amène les paysans à l'exode vers les villes.

5.8- Topographie

Le bassin est situé entre le massif de l'Ouarsenis et les massifs du Béni –Chougrane. Les monts du bassin versant l'oued Mina sont formés en grande partie de chaînons et de collines qui relèvent progressivement du nord-ouest au Sud-Est. Le relief est dans l'ensemble aéré et peu élevé. La topographie est accidentée, les versants sont fortement entaillés par un réseau de ravins généralement dense et digité, aux parois raides. Les Monts du bassin versant l'oued Mina présentent des caractères ressemblants avec des régions voisines de l'Atlas tellien occidental.

En outre, l'inclinaison du relief est un facteur important en ce qui concerne le ruissellement.

Cependant le degré d'inclinaison dépend de la roche en place des sols du ravinement, des pluies et de l'activité de l'homme.

Quatre types de pente composent le bassin versant de l'oued Mina.

Cette classification est illustrée dans le tableau 5.2.

Tableau 5.2 : Classes de pentes dans le bassin versant de l'oued Mina (Kouri, 1993)

Classes	Superficie (km ²)	%
$P \leq 3$	2987,97	49,80
$3 \leq P \leq 12.5$	2635,47	43,92
$12.5 \leq P \leq 25$	368,49	6,14
$P \leq 25$	8,34	0,14

5.9- Climat

Le climat de la région est de type semi-aride méditerranéen avec une précipitation moyenne annuelle de 305 mm (Fig. 5.5) marquée par une irrégularité aussi bien saisonnière qu'interannuelle (Touaïbia, 2000).

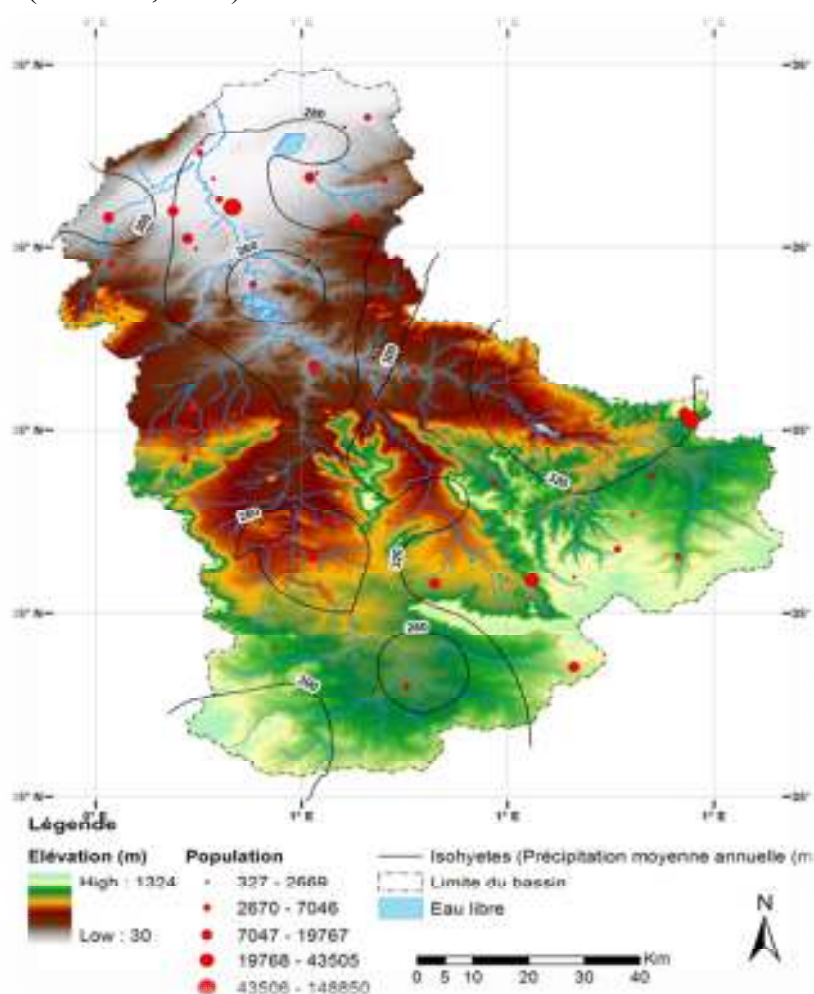


Figure 5.5 : Répartition de la population ainsi que les précipitations moyennes annuelles dans le bassin de l'oued Mina (Toumi *et al.*, 2013)

5.9.1- Température

Dans le bassin, on a une seule station qui dispose de données climatologiques, c'est en effet la station du barrage Essaada (SMBA). Ainsi, pour pouvoir établir des comparaisons à l'échelle du bassin, on a pris également en considération des données des stations de Chlef (aéroport) et Freneda (Tiaret), pour leur proximité du bassin.

Selon les données de celles-ci (tableau 5.3), on observe une tendance à la diminution de la température moyenne annuelle du Nord du bassin vers l'intérieur (25.85°C à Chlef, 19.97°C au barrage SMBA et 18.34°C à Frenda). Les températures mensuelles suivent ce même schéma, mais leur décroissance est plus rapide en saison froide qu'en saison chaude. Les amplitudes des températures annuelles augmentent en sens inverse : 17.85°C à Frenda, 15.65°C à SMBA et 21.48°C à Chlef, c'est-à-dire, que l'on observe des températures plus élevées en été et plus basses en hiver. Les températures moyennes annuelles oscillent entre 10°C et 16°C en janvier et entre 28°C et 37°C en août.

Tableau 5.3 : Températures enregistrées aux stations de : Chlef, SMBA et Frenda (°C).

Station/Mois	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUILL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC	Ann.	Ampl
Chlef (1965-2000)	16.05	17.99	20.68	22.95	27.44	32.93	37.53	37.25	32.86	26.58	20.88	17.18	25.86	21.48
SMBA (1999-2009)	12.56	14.59	15.83	17.24	21.61	26.02	27.99	28.21	24.24	22.60	15.60	13.14	19.97	15.65
Frenda (1971-2000)	10.29	11.74	13.37	15.59	19.5	24.08	27.75	28.14	24.11	19.61	14.75	11.18	18.34	17.85

5.9.2- Humidité relative

C'est la quantité de vapeur d'eau contenue dans certain volume d'air. Elle est représentée par l'humidité relative considérée comme l'un des éléments essentiels du cycle hydrologique.

Les données d'humidité relative de la station de Tiaret qui s'éloignent quelques dizaines de Kms du site du bassin sont mentionnées dans le tableau 5.4.

L'humidité en hiver varie de 69 à 78 % et en été de 38 à 48 %.

Tableau 5.4 : Humidité relative (%) enregistrée de la station de Tiaret (1970-1995)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	An
Hr	55	64	73	78	76	69	66	56	54	48	38	45	60.17

5.9.3. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration notée ETP, implique l'eau utilisée par les procédés d'évaporation et de transpiration. Il est évident que plusieurs facteurs, notamment les facteurs climatiques qui influent l'évaporation affectent aussi l'évapotranspiration. Parmi ces facteurs l'intensité et la durée de la radiation solaire, les conditions du vent, l'humidité relative, le couvert nuageux, la pression atmosphérique et d'autres. Elle est estimée par une mesure par évaporomètre ou déduite par des formules empiriques telles que celles de Penman, Turc, Thornthwaite ... etc. L'unité de l'évapotranspiration est le millimètre sur le pas de temps désiré (mois dans notre cas). Les données de l'ETP, utilisées ont été calculées par la formule de Thornthwaite, c'est une méthode empirique qui a été établie par ajustement statistique (Thornthwaite, 1951). Il est souvent aisé de calculer l'ETP par cette formule car elle nécessite des données climatiques relativement simples à acquérir.

La formule de Thornthwaite est la suivante:

$$ETP (mm) = 16 (10 (T/I))^a F(\lambda) \quad (5.1)$$

Avec :

T : Température moyenne de la période considérée en °C;

I : indice thermique annuel qui est la somme des douze indices thermiques mensuels i, avec

$$I = (T/5)^{1.514}$$

a est une fonction complexe $a = (6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3) - (7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2) + (1,79 \cdot 10^{-2} \cdot I) + 0,49$

$F(\lambda)$ est un terme correctif qui intègre la durée théorique d'insolation dépendant de la latitude et du mois.

Tableau 5.5 : Valeurs de coefficient de correction $F(\lambda)$ du bassin versant de l'Oued Mina.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
$F(\lambda)$	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83

L'ETP moyenne annuelle dans la zone d'étude s'élève à environ 990 mm (ANRH)

5.9.4- Vents

Les vents dominants sont ceux du Sud et ceux du Sud Ouest de mai à octobre, ils sont chauds et secs : 2 à 3 jours de siroco en juillet et août. En période hivernale, ils viennent du Nord et Nord Est.

5.9.5- Insolation

La durée d'insolation est de 1461 heures. Elle varie notablement suivant les périodes d'années envisagées.

Le maximum d'insolation s'observe aux mois de mai, juin, juillet et août, qui comptent 562 heures. Le minimum se situe aux mois de décembre et janvier, soit 198 heures.

5.10- Réseau hydrographique et les entailles

Le bassin versant de l'oued Mina comprend cinq sous-bassins de tailles variables drainés par les oueds Taht, Medroussa, Haddad, Abd et l'oued Mina lui-même, comme le montre la fig. 5.6, Le cours d'eau supérieur de l'oued est limité par le barrage réservoir de Bekhadda. De la à celui de Sidi M'hamed Benaouda, l'Oued ne draine directement que la partie Nord-Oriental du bassin versant. Le long de son parcours SE-NE il reçoit les Oueds Medroussa, Taht, Abd, et Haddad qui drainent les secteurs Sud-Est, sud et Nord-Ouest du bassin versant. Cependant, l'oued Medroussa draine la partie orientale du bassin versant, se jetant dans le cours supérieur de l'Oued Mina. C'est une zone restreinte, mais pluvieuse, atteignant plus de 1000 m d'altitude. En outre, l'Oued Taht draine le Sud-Est du bassin versant. Il prend sa source dans les montagnes de Frenda qui dépassent aussi les 1000 m d'altitude. L'Oued Abd l'affluent principal, résulte de la confluence des Oueds Chiba et Dez. La longueur totale de son cours est d'environ 118 km. L'Oued Haddad roule les eaux des cours d'eaux Baloul, Rekada et Medjaref. Il a sa source dans le Djebel Bazita à environ 1000m d'altitude. Il draine de sa part le nord-ouest du bassin; on le jauge à la station de Sidi Abdelkader Djillali (Achite, 2002).

A l'échelle du Tell oranais, les branches principales du réseau hydrographique empruntent tour à tour des dépressions tectoniques entre blocs montagneux soulevés, comme l'essentiel du cours du Cheliff ou l'Oued Mina entre Bekhadda et la confluence de l'Oued Haddad, et franchissent vers la Méditerranée les alignements montagneux orientés Ouest-Est, à la faveur d'ensellements tectoniques (Oued Mina entre la confluence de l'Oued Haddad et Sidi M'hamed Ben Aouda) ou d'antécédences (gorges dues au maintien du cours d'eau sur place lors du soulèvement des blocs : Oued Mehlob au Sud de Oued Tlélat, Oued Hammam au Sud de Mohammedia, Cheliff en aval de la plaine du Cheliff).

Ces branches principales constituent les niveaux de base locaux pour les ravinements qui affectent les marnes des blocs montagneux. La différence d'altitude et la pente entre fonds de vallée et crêtes adjacentes constituent un potentiel de ravinement plus ou moins important. Or, dans ces terrains marneux les ravins sont la source majeure de sédiments.

A l'échelle de la « zone des marnes tertiaires » du bassin versant de l'Oued Mina, les ravinements se répartissent de manière très nette en fonction de la dépression du niveau de base que constitue cette vallée. On distingue deux parties : l'une de ravinements denses à l'aval de l'oued El Abtal, tant rive droite, où les ravins rejoignent directement l'oued Mina, que rive gauche, où ils débouchent dans l'oued Haddad ; l'autre, en amont, de ravinements plus isolés, en particulier au-delà de Djillali Ben Amar, où subsistent des éléments assez étendus de plateaux non ravinés en situation d'interfluve, à sols profonds. Cette distribution géographique coïncide avec celle du potentiel de ravinement : en amont, 13 m.km^{-1} , soit 1% entre Djebel-Guires et Oued Tleta sur la Mina ; en aval, 63 m.km^{-1} , soit 6% à la hauteur de Taassalet, voire jusqu'à 100 m.km^{-1} , soit 10% pour l'oued Haddad à la hauteur de la route W13. Les aires de ravinement dense coïncident avec celles qui reçoivent le moins de pluie (Egboka *et al.*, 1990).

L'opposition entre aval et amont de la « zone Nord » est liée à l'incision régressive de l'oued Mina. En effet, le comportement d'un cours d'eau dépend, en partie, de l'évolution de son niveau de base. Celui de l'oued Mina est la zone de subsidence tectonique de la plaine du Cheliff, qui s'est affaissée durant les derniers millions d'années, comme le démontre le plongement de la basse terrasse de l'oued. A partir de là, des vagues d'incision remontent progressivement vers l'amont. On comprend que l'aval soit relativement plus incisé, donc le potentiel de ravinement plus élevé. La répartition des ravinements ne signifie pas que les efforts de conservation des sols doivent se porter exclusivement sur les zones à ravinement dense, bien qu'elles fournissent actuellement la majorité des sédiments à la retenue d'Essaada (SMBA). A plus long terme, les régions à ravinements isolés sont sensibles ; il s'agit de zones agricoles passables, mais menacées à terme et qui méritent considération dans le cadre d'un projet d'aménagement de bassin versant.

Dans le détail, les ravins présentent une nette asymétrie de versants, ceux exposés au Sud étant nettement plus raides que ceux exposés au Nord. Les processus de pédogenèse et ceux d'ablation qui les façonnent diffèrent par leur intensité et leur nature en fonction du rayonnement et de la pluie, et donc de bilans hydriques locaux dissemblables.

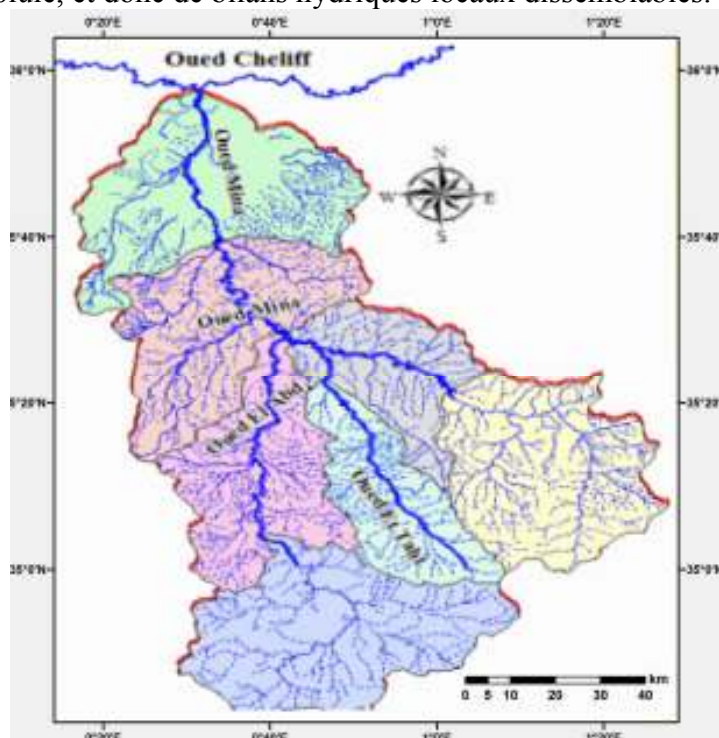


Figure 5.6 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Mina (DRE Tissemsilt, 2012)

5.10.1- Morphométrie des sous bassins versants

5.10.1.1- Caractéristiques de forme

La forme d'un bassin versant est la configuration géométrique telle qu'elle est projetée sur un plan horizontal. Elle influence directement le temps de réponse du bassin, c'est à dire sur le temps de parcours des eaux à travers le réseau de drainage et par conséquent influe sur l'hydrogramme.

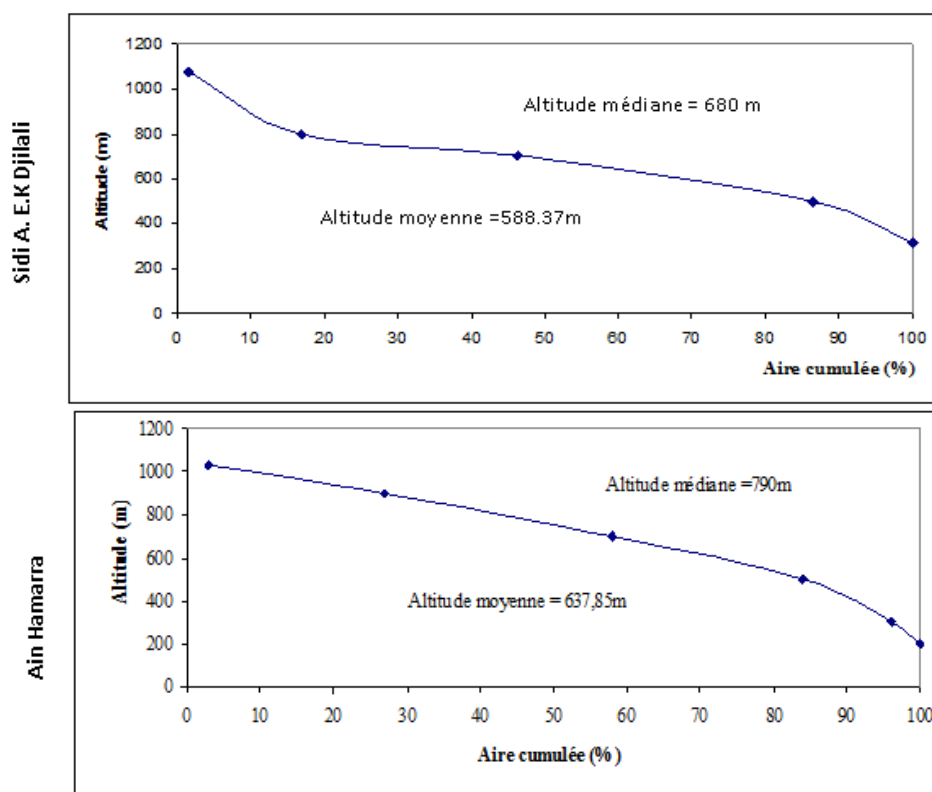
5.10.1.2- Caractéristiques topographiques

La plus part des facteurs climatiques et hydrologiques sont fonction de l'altitude (Benaabidate, 2000). Il est donc important de déterminer la répartition du bassin versant par des tranches d'altitudes et de dégager les différents paramètres du relief.

5.10.1.3- Caractéristiques hydrographiques

Le réseau hydrographique désigne l'ensemble des canaux de drainage naturels, permanents ou temporaire, par lesquels s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines.

Les courbes hypsométriques fournissent une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Ces courbes représentent la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude, Figure 5.7.



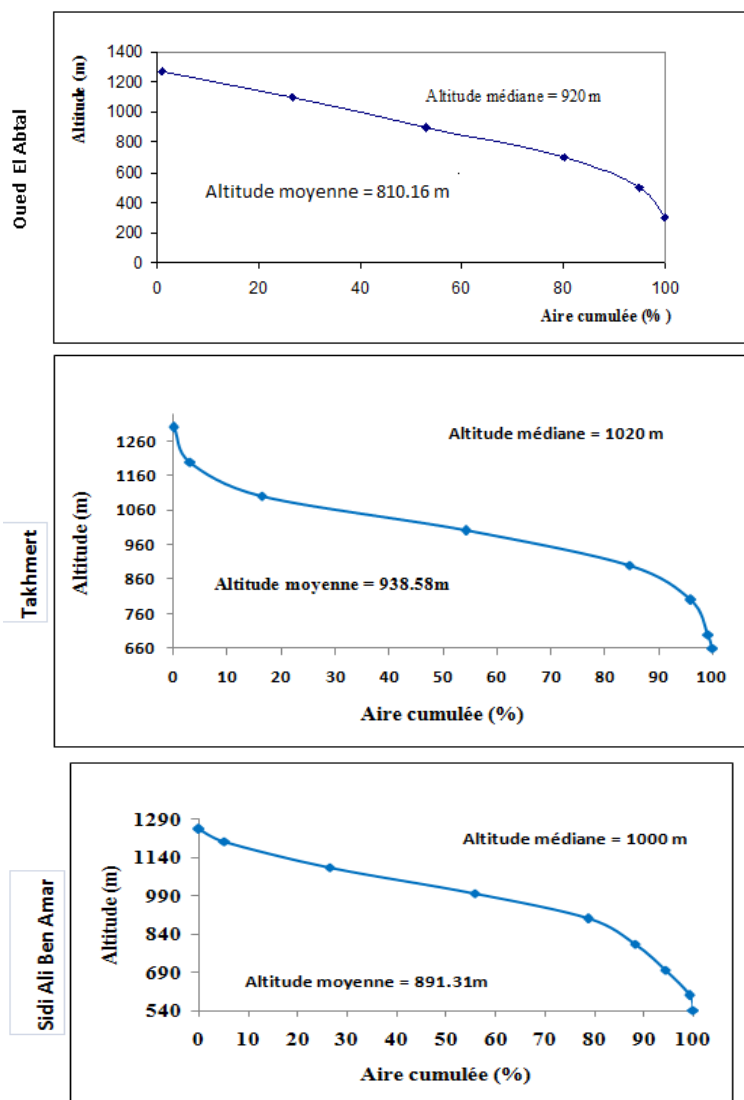


Figure 5.7 : Courbes hypsométriques des bassins versants

5.11.1.4-Profil en long des Oueds :

Le profil en long de l’Oued Mina est tracé à partir des cartes topographiques au 1/20000^{ème} comme le montre la figure 5.8.

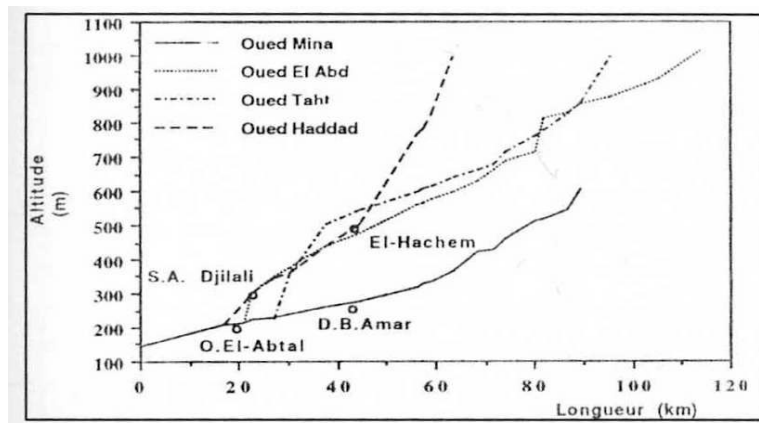


Figure 5.8 : Profil en long de l’oud Mina et ses affluents (Achite, 2002).

Nous notons les points suivants:

- L'Oued Mina est long de 135 Km, il a une concavité marquée. La pente, faible dans les tronçons inférieurs (0,27%) atteint 0,86% en amont de Djilali Ben Amar
- L'Oued Haddad a une pente moyenne de 0,89% sur une longueur de 47 Km. le profil en long montre un changement de pente localisé approximativement à El - Hachem. A l'aval de cette localité, la pente est de 0,36%, et atteint 2,5% dans les tronçons à l'amont.
- Les Oueds Abd et Taht s'allongent respectivement sur 118 et 53 Km avec des pentes moyennes de 0,8% et 1,1%. Ces affluents ont une concavité peu marquée. Ils ont à l'amont de leurs confluences avec l'Oued Mina des formes convexes.

Tous les paramètres hydromorphométriques des sous bassins versants sont donnés par le tableau 5.6.

Tableau 5.6 : Caractéristiques physiographiques des bassins versants de l'oued Mina

Paramètres		Oued Mina à Oued El-Abtal	Oued Haddad à Sidi A E K Djillali	Oued Abd à Ain Hamara	Oued Abd à Takhmert	Oued Mina à Sidi Ali Ben Amar	
Caractéristiques de forme		Km ²	5365	499	2474	1488	1163
	P	Km	335.78	92.86	259.92	186.48	145.80
	Kc	-	1.28	1.35	1.56	1.61	1.43
Caractéristiques topographiques	H_{max}	M	1339	1160	1339	1265	1225
	H_{min}	M	205	225	145	650	550
	H_{mov}	M	810	588	755	938.58	891.31
	H_{5%}	M	1243	1018	1232	1170	1155
	H_{95%}	M	492	381	404	810	692
	H_{50%}	M	923	681	874	1020	1000
	I_g	%	25.59	46.05	6.2	27.70	21.56
	I_p	%	1.04	2.50	1.04	2.01	2.23
Caractéristiques hydrographiques	I_m	%	50.1	46.0	56.6	/	/
	$\sum_{i=1}^N L_i$	Km	18256	1150	21974	/	/
	D_d	Km. Km ⁻²	4.42	2.44	4.48	3.84	3.67

Conclusion

Au terme de ce chapitre qui présente les fondements géographiques du bassin versant de la Mina, quelques points caractéristiques sont à relever :

Topographie

La topographie exerce une influence directe sur la répartition spatiale de la pluie. Cette influence s'exerce également sur les modalités du ruissellement, l'infiltration, le mouvement de la nappe phréatique et la stagnation de l'eau en surface (Pouquet J. 1967).

La conjugaison des facteurs morphométriques : forme, altitude, pente et relief intervient dans les modalités de l'écoulement.

Banling H., (1959) disait que la morphométrie peut rendre des services appréciables à condition qu'elle propose des problèmes simples et bien définis.

A partir des courbes hypsométriques et des courbes des fréquences altimétriques, on peut tirer les conclusions suivantes : les tranches d'altitude supérieure à 1200 m sont très peu étendues dans le bassin versant de l'oued Mina, 3.08% de surface dans le bassin versant de l'oued El Abd à Takhmert. Au niveau du bassin versant de l'oued Haddad, 0.28% de la surface est représentée par des altitudes supérieures à 1100 m. pour le bassin versants de l'oued Mina à l'oued Abtal, 1.64% de la superficie est représentée par des altitudes supérieures à 1200m.

L'indice de compacité, qui traduit la forme du bassin, a une influence sur l'écoulement (un bassin très allongé ne réagira pas de la même qu'un bassin de forme très ramassée, Roche M., (1963)). D'après les valeurs de cet indice, on constate que les bassins versant de l'oued Haddad (1.35), l'oued Mina amont à Sidi Ali ben Amar (1.43) et celui de l'oued El Abd à Ain Hamara et Takhmert (1.56), (1.61) sont plus allongés. Donc, on peut dire que les deux premiers sont les mieux disposés à l'écoulement rapide.

Lithologie

La géologie d'un bassin versant est un facteur très important dans la détermination du régime des cours d'eau qui drainent ce bassin. Elle influe directement sur l'évapotranspiration par l'effet thermique dû à la couleur des sols et par le développement de la végétation.

Nous allons essayer d'établir une classification hydrogéologique des formations supérieures du bassin versant, à partir de la méthode adoptée par l'IRD (ex. O.R.S.T.O.M) (Dubreuil P. et Guiscafre J., 1971). Cette classification est basée théoriquement sur la structure physique des roches.

Cette classification, nous permet de distinguer quatre catégories de formation :

- Zone perméable à aquifère draine : elle est représentée par les formations quaternaires. Elle se trouve le long de l'oued Mina, de l'oued Haddad et la partie supérieure de l'oued el Abd.
- Zone à perméabilité moyenne ou faible (formations alternées d'argiles, grés et calcaires). On trouve cette formation dans le Nord du bassin versant de l'oued Mina et de petites surfaces du bassin versant de l'oued el Abd à Ain Hamara.
- Zone perméable en grand (calcaires). Cette formation est la plus étendue dans le bassin versant de l'oued Mina.
- Zone relativement imperméable (argiles et marnes). Ces formations occupent la partie Nord du bassin versant de l'oued Mina.

Ces constatations nous permettent de relever en premier lieu la prédominance au niveau de l'ensemble des bassins versants des terrains perméables. Par contre, dans la partie Nord, on trouve des sols purement imperméables.

Couvert végétal

Le couvert végétal influe fortement les quantités d'eau disponible pour l'écoulement de surface. Une bonne couverture végétale limite l'érosion en dissipant l'énergie des pluies, en les interceptant, et favorise l'infiltration et le ruissellement hypodermique (Wischmeier S., 1986). En hiver, durant lequel l'évapotranspiration est faible, l'eau interceptée par la végétation est en grande partie restituée au sol par égouttage. Donc, partie des précipitations peut atteindre le sol après un certain temps, et la quantité perdue est négligeable (Cossandy C., 1984). En été, la quantité interceptée par la végétation est plus

importante. En cette période, le pouvoir évaporant est grand par conséquent, cette quantité sera évaporée avant d'avoir atteint le sol (Meddi M., 1992).

Climat

Le climat de la région est de type semi-aride méditerranéen (pluie d'hiver, sécheresse estivale). Les températures moyennes annuelles affichent une tendance à la diminution du Nord du bassin vers l'intérieur (25.85C° à Chlef, 19.97C° au barrage SMBA et 18.34C° à Freneda) et les températures moyennes annuelles oscillent entre 10C° et 16C° en janvier et entre 28C° et 37C° en août.

L'humidité relative, sur ce bassin, en hiver varie de 69 à 78 % et en été de 38 à 48 % et une ETP de l'ordre de 990 mm.

Le bassin versant de l'oued Mina est marqué par une faible pluviosité (environ 350 mm pour la période 1931/2007), et une évapotranspiration annuelle de l'ordre de 910,07 mm.

CHAPITRE 6. Analyse des pluies

6.1- Introduction

Suite à une pluie tombée sur un bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interactions de phénomènes hydrologiques et érosifs se met en œuvre. Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol qui se dirige vers des cours d'eau secondaires puis principaux et se termine à l'exutoire du bassin versant. Le ruissellement lié à de fortes précipitations entraîne le départ de terre par érosion de façon spectaculaire. Cela a des impacts environnementaux parmi lesquels la perte de la fertilité des sols et le comblement précoce des retenues d'eau (barrages, mares, lacs) réduisant ainsi leur capacité d'emmagasinement, pouvant entraîner une dégradation de la qualité des eaux et des conflits d'usage.

À l'échelle globale du bassin versant, la génération d'un hydrogramme à l'exutoire traduit la réaction hydrologique et érosive de tout le bassin suite à une pluie. Pour un épisode pluvieux donné, la réponse du bassin dépend à la fois du type, de la nature, de la quantité, de l'intensité, de la localisation des précipitations et de l'état hydrique initial de ses sols, lui-même déterminé par les caractéristiques des périodes pluvieuses et sèches précédentes (Ambroise, 1998). De même, les caractéristiques physiographiques du bassin versant et les différents types de végétation et de sols, leur organisation spatiale à l'échelle du bassin versant, constituent également autant de facteurs importants qui conditionnent la réponse hydrologique et érosive du bassin versant. La Figure 6.1 illustre une réponse type d'un bassin versant suite à une pluie.

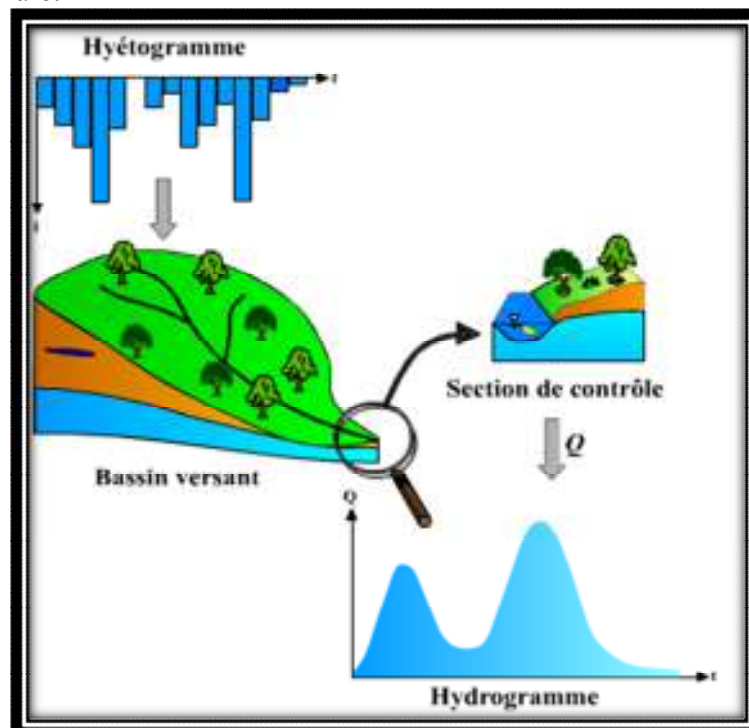


Figure 6.1 : Réponse hydrologique d'un bassin versant suite à une précipitation (d'après Musy et Higy, 2004).

C'est pourquoi nous consacrerons, à travers ce chapitre, un développement particulier au climat du bassin de l'oued Mina et plus spécialement aux précipitations.

En effet, les précipitations qui sont de loin les plus importantes, agissent directement dans l'alimentation pluviale de l'écoulement de l'oued Mina.

L'équipement climatologique du bassin est cependant loin d'être satisfaisant. Le manque de documentation est flagrant, les longues séries d'observation sont rares. Toutefois, nous allons tenter de faire ressortir les caractères généraux du climat méditerranéen du bassin, ses nuances spatiales et ses irrégularités temporelles à partir de la documentation disponible. Les séries pluviométriques qui présentaient des lacunes ont été largement homogénéisées avant leur utilisation; cela est essentiel pour arriver à une série longue et continue. Il reste qu'en dépit de données limitées, il est possible de saisir l'importance et la variabilité des précipitations sur l'alimentation de l'oued.

6.2- Aperçu sur le climat de :

6.2.1- l'Afrique du Nord

Par sa position en Afrique du Nord, donc en latitude, l'Algérie correspond à la zone de contact entre les masses d'air d'origine ou d'affinités polaires et arctiques d'une part et les masses tropicales d'autres part (Seltzer, 1946).

L'avancée des masses d'air froides vers le Sud peut être enregistrée à tout moment de l'année. Mais l'observation a montré qu'elles n'influent avec efficacité sur l'évolution du temps qu'entre le début de l'automne et la fin du printemps.

Les masses d'air tropicales, peuvent provenir de l'Atlantique ou du continent Africain par des courants dirigés vers le Nord, le Nord-Ouest ou le Nord-Est.

Les différentes situations météorologiques perturbées qui sont susceptibles d'affecter l'Afrique du Nord correspondent à une circulation des masses d'air orientées d'une manière zonale (approximativement d'Ouest en Est) suivant le flux de Westerlies.

Le climat de la Méditerranée eurafricaine est étroitement bloqué entre un domaine tempéré plus frais au Nord et le désert au Sud. Excepté en bordure même de la mer où l'on n'observe pas un véritable climat maritime, mais plutôt un climat contrasté traduisant plus d'influences continentales qu'océaniques et reflétant avant tout leur double appartenance aux franges de la zone tempérée et de la zone tropicale.

6.2.2- L'Algérie

Selon Seltzer (1946), le climat de l'Algérie est de type méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse allant en moyenne de septembre à mai et un été sec et ensoleillé.

L'Atlas tellien joue le rôle d'un rempart qui provoque la condensation et les précipitations d'une partie de la vapeur d'eau amenée par les vents soufflant de la mer. L'altitude entraîne une diminution générale de la température, l'éloignement de la mer, une augmentation des amplitudes diurnes et annuelles.

Le climat de l'Atlas tellien présentera donc tous les degrés intermédiaires entre un climat de montagne pluvieux, froid à amplitude thermique relativement faible avec chutes de neige et un climat de plaines plus sec relativement chaud et à forts écarts thermiques.

6.3- Etude des précipitations

La Pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs, (Seltzer, 1913-1938, Gaussen, 1918-1947, Medinger, 1913-1953, Chaumont et Paquin, 1913-1963). La plupart des stations du bassin ont été arrêtées pendant la guerre d'Algérie, d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. D'autre part bon nombre de stations ont été installées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien et leurs données sont très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique longue (1930/31-2006/07).

L'intérêt et le but de cette série et de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro pluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

6.3.1- Origine des données

Les données pluviométriques proviennent essentiellement de la banque de données de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Elles sont enregistrées à partir de 26 postes pluviométriques (Tableau. 6.1) repartis sur le bassin versant et dont la taille des observations varie d'une station à une autre, et sont structurées suivant l'année hydrologique (du 1^{er} septembre au 31 août). La répartition spatiale de ces postes est très hétérogène (figure 6.2).

Tableau 6.1 Inventaire des stations pluviométriques utilisées dans l'étude

Ordre	Id station Code ANRH	Id Secondaire	Nom	Latitude	Longitude	Altitude	Période
1	012507	S1	Oued Lili	35.50417	1.288056	588	1969-2007
2	012703	S2	Djdiouia amont	35.6525	0.8277778	562	1930-2003
3	012901	S3	Bekhadda Bge	35.35444	1.035	572	1972-2007
4	012909	S4	Sidi Ali Benamar	35.32444	1.129722	630	1971-1994
5	012917	S5	Tiaret-ANRH	35.38528	1.306944	1106	1990-2007
6	013302	S6	Ain Hamara	35.38028	0.6797222	288	1968-2007
7	013306	S7	Oued El-Abtal	35.46056	0.6972222	354	1952-1968
8	013401	S8	Sidi AEK Djillali	35.48555	0.5877778	236	1968-2007
9	013410	S9	SMBA	35.58528	0.5944445	195	1968-2007
10	013505	S10	Relizane DEMRH	35.76278	0.5347222	58	1966-2005
11	013506	S11	El Matmar	35.72333	0.4847222	70	1990-2007
12	013507	S12	L' Hillil	35.72556	0.3480555	120	1968-2006
13	013511	S13	Relizane aval	35.73695	0.5336111	69	1938-1969
14	111401	S14	Mascara	35.38278	0.2408333	487	1930-1961
15	111404	S15	Aouf	35.18639	0.3688889	968	1930-1959
16	111405	S16	Motmor	35.33333	0.2	470	1930-2003
17	111407	S17	Tighenif	35.42417	0.3252778	540	1938-1969
18	111418	S18	Nesmoth	35.25945	0.3913889	906	1990-2007
19	111609	S19	Bouguirat	35.76472	0.2291667	65	1930-2003
20	080504	S20	Bled Bel Hammar	34.73583	0.22	1170	1970-2006
21	080606	S21	Maamora	34.68389	0.5269445	1148	1974-2007
22	080701	S22	Medrissa	34.89611	1.233333	1110	1930-2006
23	111216	S23	Med El Habib	34.8	0.2541667	1106	1930-2007
24	013201	S24	Ain Kermès	34.90861	1.1025	1112	1976-2007
25	013204	S25	Sidi Yousef	34.80056	0.5944445	1091	1930-2007
26	013304	S26	Takhmert	35.115	0.6913889	663	1930-2007

6.3.2- Qualité et critique des données

Les données pluviométriques ont fait l'objet d'une première critique manuelle. Quelques valeurs aberrantes ont ainsi été détectées et corrigées. De plus, ce travail a permis de constituer un inventaire des stations, mettant en évidence les périodes de lacunes. Ce travail constitue une première évaluation qualitative sur les stations.

La qualité des données a été évaluée une seconde fois, mais de manière systématique par la méthode des vecteurs régionaux qui sera décrite ci dessous.

6.3.3- Localisation des stations pluviométriques

La répartition des postes pluviométriques reste hétérogène : le nombre de stations est considérablement réduit dans la partie Sud du bassin (figure 6.2).

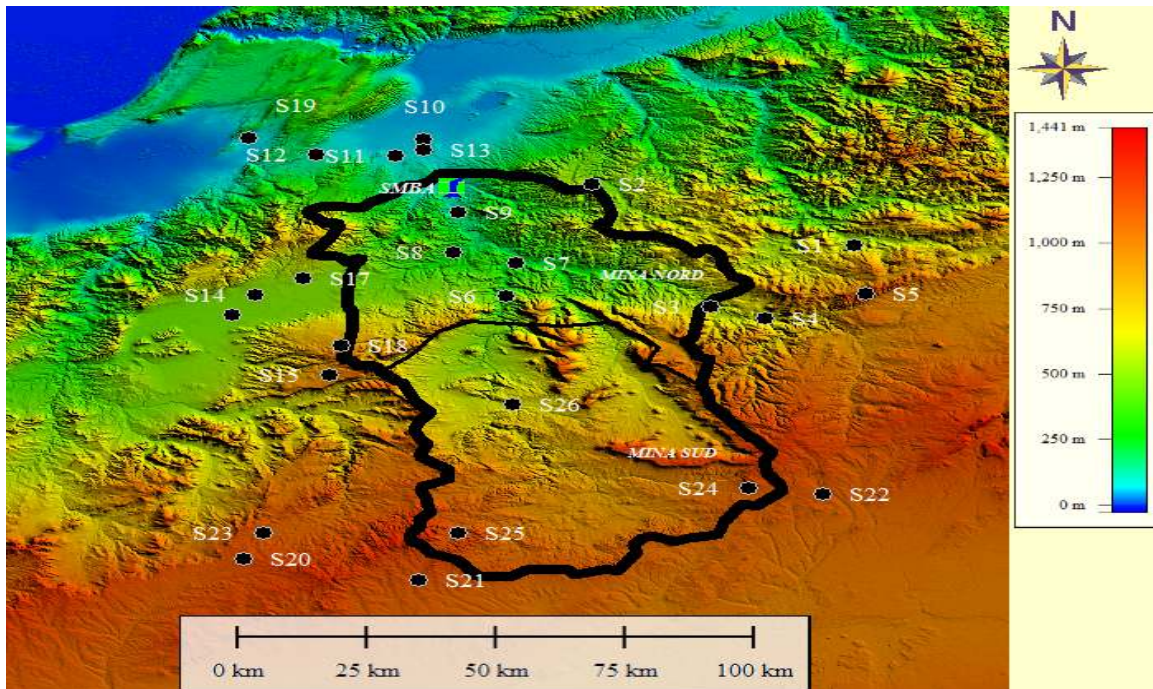


Figure 6.2 Localisation des stations pluviométriques du bassin de l'oued Mina et les deux régions climatiques utilisées.

6.4- Régionalisation climatique

6.4.1- Définition des unités climatiques ou « régions »

Une unité climatique ou région climatique est définie comme une zone à pluviométrie homogène contenant des stations dont les variations interannuelles sont cohérentes les unes par rapport aux autres (Wotling, 1994 ; Wotling *et al.*, 1995).

6.4.2- Régionalisation avec la méthode du vecteur régional

Une régionalisation à partir des données pluviométriques a été réalisée qui a pour principal but, comme son nom l'indique, d'étudier les variations climatiques à une échelle régionale en considérant plusieurs stations.

Nous avons alors choisi d'effectuer la régionalisation grâce à la méthode du vecteur régional avec plusieurs objectifs : constituer des unités climatiques homogènes avec des critères automatiques ; et, reconstituer les données manquantes au pas de temps mensuel et annuel.

6.4.3. 1- Définition du vecteur régional et méthode appliquée

La méthode du vecteur régional est une méthode originale développée à l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) dans les années 1970 dans le but de réaliser des études d'homogénéité des précipitations et de valider les régions climatiques ainsi créées.

Elle a été utilisée dans le bassin amazonien par Hiez *et al.*, (1992), en Afrique de l'Ouest et Centrale par Wotling *et al.*, (1995), Mahé (1995) et Paturel *et al.*, (2010), et en Afrique Australe et de l'Est par Conway *et al.*, (2009).

Elle peut aussi s'appliquer à d'autres types de données, pourvu que celles-ci soient indépendantes entre elles et pseudo-proportionnelles. Elle est très supérieure à la méthode classique des doubles cumuls et corrélations entre stations prises deux à deux, surtout par sa rapidité d'exécution avec une grande masse de données, et la possibilité de combler les lacunes de façon la plus probable.

Le vecteur régional est défini comme une suite chronologique d'indices annuels ou mensuels, représentative de l'évolution des précipitations à l'intérieur d'une région correspondant à un même type d'évolution climatique. Il s'appuie sur le principe de pseudo-proportionnalité. C'est-à-dire, les stations doivent être toutes pseudo-proportionnelles entre elles ou évoluer colinéairement au vecteur régional aux fluctuations aléatoires près, pour une région considérée (possédant une même évolution climatique). L'idée à la base de la méthode est de construire sur la zone d'étude une série fictive qui intègre l'information de toute la zone, afin que l'on puisse comparer chaque station non plus à ses voisines, mais à cette série fictive. La méthode tient compte des données manquantes, filtre les données présentant des écarts très importants, et normalise les données. C'est pourquoi le vecteur régional se présente comme une suite d'indices annuels de moyenne égale à l'unité.

Il existe en fait deux méthodes. Une basée sur le mode (Hiez, 1977 ; Hiez *et al*, 1986), et une autre basée sur la moyenne (Brunet Moret, 1979).

La méthode Brunet Moret calcule la moyenne étendue d'une station et les indices du vecteur régional par une méthode des moindres carrés. En d'autres termes, l'indice régional d'une année est égal à la moyenne des indices de toutes les stations. Or, la moyenne peut être influencée par des valeurs extrêmes. Pour parer à cela, cette méthode filtre de manière itérative, les indices des stations s'écartant trop de la moyenne. Ces valeurs sont alors remplacées par leur estimation calculée par le vecteur. L'opération du calcul recommence ainsi jusqu'à l'obtention d'un vecteur régional dans lequel aucune valeur ne s'écarte trop (Vauchel, 2005). La méthode de Hiez calcule aussi la moyenne étendue et les indices du vecteur régional mais en considérant cette fois que l'indice régional d'une année correspond à l'indice observé le plus fréquemment sur les différentes stations. Ainsi, il n'est pas nécessaire de filtrer les données s'écartant trop de la moyenne, les valeurs extrêmes ayant peu d'effet sur le calcul du mode (Vauchel, 2005).

Il n'existe aucune étude qui compare ces deux méthodes. La méthode de Brunet Moret a été choisie car dans notre cas il s'agit de la plus performante.

6.4.3.2- Avantages et limites

La méthode du vecteur régional est un outil qui permet une aide automatisée pour la critique des données. La détection des erreurs grossières, changements d'emplacement... se fait donc de manière objective et systématique. De plus, cette méthode permet de reconstituer les valeurs manquantes en fournissant des coefficients de correction pour les données erronées. Ce qui est nécessaire pour les études et projets régionaux ainsi que pour l'alimentation des modèles permettant ainsi une valorisation de l'information (Wotling, 1994 ; L'Hôte, 1985). Un autre avantage est de représenter de manière synthétique la variabilité climatique et de ne pas se baser sur une seule station à la fois. Ainsi, le vecteur régional permet une synthèse de l'information et une analyse plus facile de champs pluviométriques à grande échelle. Enfin, bien que cette méthode fut utilisée le plus souvent avec des valeurs annuelles (Hiez *et al*, 1986 ; Wotling, 1994 ; Wotling *et al*, 1995), elle peut être adaptée à des valeurs mensuelles (Rossel, 1997).

Cependant, la qualité du vecteur régional dépend de la qualité des données d'entrée (valeurs annuelles ou mensuelles des stations) puisqu'il est de toute façon contaminé par les erreurs existantes. Il est alors conseillé d'avoir un regard critique préliminaire. Aussi, cette méthode est seulement adaptée aux données vérifiant le principe de pseudo-proportionnalité (Wotling, 1994). Il faut donc au préalable découper la zone d'étude en région homogène et respecter le plus possible les limites climatiques. Pour cette raison, il est vivement conseillé d'utiliser l'année hydrologique comme base de calcul lorsque le climat est très contrasté. Le nombre de stations servant à l'élaboration du vecteur régional ainsi que le nombre d'années doit être au minimum égal à trois.

Donc, la taille des régions homogènes est aussi conditionnée par la quantité de données observées disponibles, et pas uniquement par la variabilité spatiale des précipitations. Un autre inconvénient est que cette méthode est limitée dans les zones intertropicales à pluviosité faible, soit en dessous de 400 à 500 mm/an (Wotling, 1994).

6.4.3. 3- Elaboration des vecteurs régionaux

Afin d'améliorer la qualité des vecteurs régionaux calculés, nous avons donc appliqués les critères énumérées ci-après : (i), le calcul est effectué par année hydrologique (de septembre à août) ; (ii), le minimum de station requis par région a été gardé au strict minimum, c'est-à-dire, au nombre de trois ; (iii) le nombre minimum d'années observées par station a été fixée à 5; enfin (iv), la méthode appliquée est celle de Brunet Moret.

Avec la superficie du bassin de l'oued Mina et la disponibilité des données pluviométriques, nous avons jugé suffisant de partager notre bassin en 2 régions climatiques (fig.6.2) et à partir de cette répartition, la méthode du vecteur régional a été appliquée au pas de temps annuel, grâce au logiciel Hydraccess de l'IRD (Vauchel, 2005).

6.4.3.4- Résultats : indices annuels pluviométriques

Des indices annuels sont obtenus quand les vecteurs régionaux sont calculés. Ensuite, la corrélation par rapport au vecteur est calculée pour chaque station. C'est sur ce critère que nous nous sommes appuyés pour déterminer si la station pluviométrique possédait une variabilité climatique homogène de la région.

_ Premiers résultats :

Les résultats sont : (i), les séries chronologiques sont plus ou moins longues selon les régions ; (ii), certaines régions connaissent des périodes de lacunes très importantes sur certaines stations, ce qui implique alors une perte de données considérable ; et (iii), certaines ressemblances ou différences peuvent être notées entre les régions.

_ Reconstitution de données :

Nous avons donc voulu reconstituer les données pluviométriques. En effet, une reconstitution permettra ainsi d'obtenir des séries plus longues et les plus homogènes possibles. Il sera alors possible d'effectuer des tests statistiques de détection des ruptures sur les indices annuels pluviométriques par la suite. Puis, une comparaison entre les données reconstituées et les données observées, pourra être réalisée en nous permettant de constater d'éventuelles différences.

6.5- Résultats et discussions

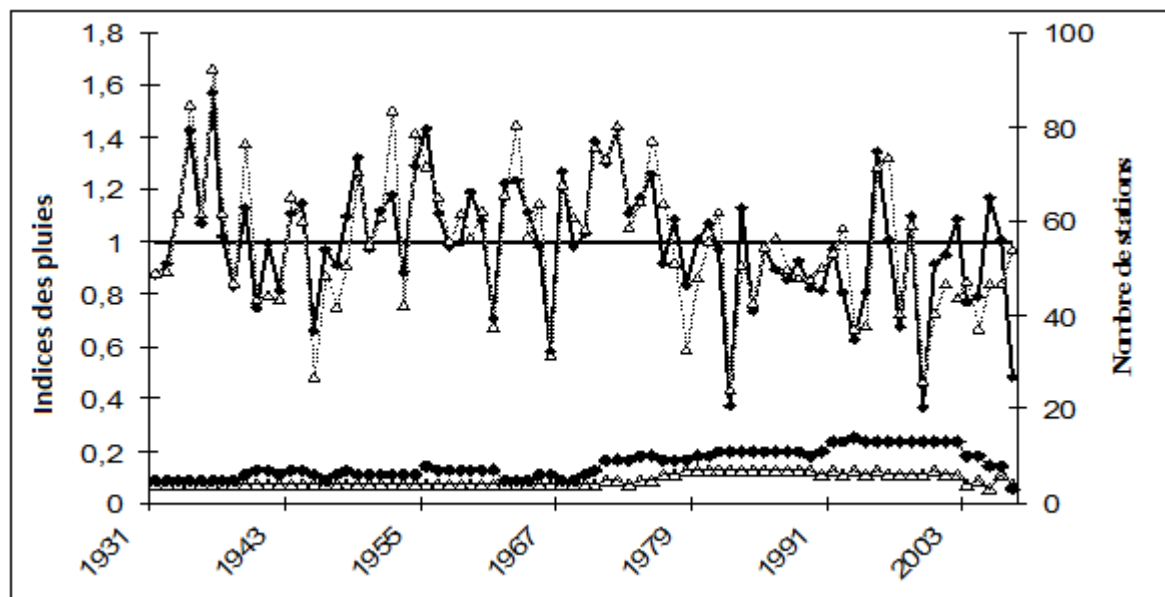


Figure 6.3 Fluctuations annuelles de pluies pour les régions Nord et Sud : Pluies annuelles Mina Nord (■), pluies annuelles Mina Sud (□) Nombre de stations par an Mina Nord (■), Nombre de stations par an Mina Sud (□) Moyenne (—) de 1930/31 à 2006/07, en valeurs centrées réduites.

Comme l'indique la figure 6.3, les fluctuations interannuelles sont très importantes pour les deux régions. En outre, ces deux régions montrent une diminution durable des précipitations à partir de 1976, confirmant ainsi les résultats de Meddi, (2001) ; Meddi et Hubert, (2003) et Talia et Meddi, (2004) pour l'Ouest de l'Algérie.

La figure 6.3 donne des valeurs des indices de pluies annuelles et le nombre de stations ayant été utilisées à les calculer. On note que la moyenne de ces indices de pluies est égale à 1 pour les années à précipitations proches de la moyenne (ex. 1937 région Mina Nord).

On remarque aussi que dans le jeu de données utilisé pour cette étude, le nombre de stations n'est élevé que durant la période de 1971 à 2004. On peut aussi constater sur les deux régions que la fluctuation de l'indice des pluies annuelles diminue avec le nombre de stations observées par an. En effet, de 1931 à 1971, les indices des pluies annuelles fluctuent avec une grande amplitude et ne sont alors représentatifs que d'un nombre peu important de stations. Après 1971, les stations observées sont plus nombreuses et l'indice des pluies annuelles calculé par le vecteur régional est alors plus représentatif et voit sa variabilité réduite en fonctions des années.

Ceci nous permet de conclure que la quantité de données constitue une limite de la qualité des indices des pluies annuelles des vecteurs régionaux.

Pour déterminer si une station pluviométrique possède une variabilité climatique homogène à celle de la région, nous nous sommes appuyés sur le critère de calcul de la corrélation par rapport au vecteur. Cette valeur est calculée pour chaque station par le logiciel Hydraccess, on remarque que la station de Mesmoth dans la région Mina Nord (Tableau 6.2), et les stations de Bled Bel Hammar et Maamora dans la région Mina Sud (Tableau 6.3), présentent des coefficients de corrélation plus faibles que la moyenne, donc soit ces stations présentent un problème de qualité, soit elles n'appartiennent pas à la même zone climatique que les autres.

Tableau 6.2 Résultats du vecteur des stations de la région Mina Nord

Id Station	Nb Années	Coef. Variation	Moy. Obs. (mm/an)	Moy. Calculée (mm/an)	Corrél. /Vecteur	Qualité (/10)
012507_P_MPM (mm)	37	0,31	328,9	365,6	0,887	8,5
012703_P_MPM (mm)	72	0,25	370,5	373,2	0,759	8,3
012901_P_MPM (mm)	30	0,35	303,1	338,4	0,885	7,3
012909_P_MPM (mm)	13	0,38	270,1	315,8	0,8	7,6
012917_P_MPM (mm)	15	0,32	484,6	558,4	0,945	8,5
013302_P_MPM (mm)	38	0,37	271,2	281,6	0,92	8
013306_P_MPM (mm)	13	0,28	306,4	269,4	0,612	7
013401_P_MPM (mm)	38	0,22	261,2	264,1	0,837	7,7
013410_P_MPM (mm)	38	0,32	225,3	237,2	0,789	7,1
013505_P_MPM (mm)	34	0,31	273,9	294,2	0,856	8,9
013506_P_MPM (mm)	16	0,35	224,6	240,9	0,835	8,1
013507_P_MPM (mm)	35	0,37	311	343,4	0,908	8,2
013511_P_MPM (mm)	29	0,25	341,4	322,6	0,68	7,9
111401_P_MPM (mm)	26	0,28	477	475,4	0,66	7,3
111404_P_MPM (mm)	22	0,20	612,8	597,7	0,524	7
111405_P_MPM (mm)	72	0,27	359,5	367,1	0,815	8,6
111407_P_MPM (mm)	23	0,25	531,8	525,9	0,606	7,9
111418_P_MPM (mm)	16	0,35	150,1	133	0,648	6,6
111609_P_MPM (mm)	72	0,23	343,8	343,4	0,767	8,7

Tableau 6.3 Résultats du vecteur des stations de la région Mina Sud

Id Station	Nb Années	Coef. Variation	Moy. Obs. (mm/an)	Moy. Calculée (mm/an)	Corrél. /Vecteur	Qualité (/10)
013201_P_MPM (mm)	29	0,34	302,8	371,9	0,863	6,6
013204_P_MPM (mm)	77	0,26	370,2	368	0,975	9,8
013304_P_MPM (mm)	76	0,25	375,8	373,6	0,958	9,7
080504_P_MPM (mm)	24	0,37	254,2	268,4	0,724	6,8
080606_P_MPM (mm)	29	0,38	188	215,8	0,716	6,7
080701_P_MPM (mm)	74	0,25	377	373,7	0,947	9,7
111216_P_MPM (mm)	75	0,28	362,7	364,6	0,959	9,7

On notera aussi la très bonne homogénéité de la région Nord du bassin versant de l'oued Mina dont les stations sont plus nombreuses, assez regroupées et mieux observées puisque la plupart d'entre elles ont une note de qualité supérieure à 8.5. (Tableau 6.3)

Donc, les résultats obtenus indiquent une bonne homogénéité spatio-temporelle des séries pluviométriques où les coefficients de variations sont compris entre 0.20 et 0.37 pour l'ensemble du bassin de l'oued Mina.

6.6- Analyses statistiques

Le traitement statistique des séries pluviométriques a porté essentiellement sur l'analyse d'éventuelles modifications statistiques au sein des séries chronologiques.

D'une façon générale, une série chronologique peut se décomposer en 4 éléments (Lubès *et al.*, 1994) :

- Un élément purement aléatoire, exempt par conséquent de toute régularité et tout caractère systématique,
- Un élément tendanciel ou « tendance » traduisant un comportement préférentiel de la variable,
- Un élément oscillatoire ou cyclique qui traduit un comportement plus ou moins périodique ou présentant des répartitions plus ou moins régulièrement espacées,
- Une auto corrélation ou un effet mémoire, exprimant le fait que dans la série, la valeur de la variable en n (x_n) soit dépendante des valeurs en $n-1, n-2, \dots, n-t$ (x_1, x_2, \dots, x_t).

Parmi les procédures statistiques souvent utilisées dans des études des séries météorologiques, trois sont mis en œuvre. Elles ont été largement utilisées pour l'étude de la stationnarité de séries chronologiques (Hubert et Carbonnel, 1989 ; Servat *et al.*, 1998 et 1999 ; Paturel *et al.* 1997a) :

- Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian qui ne suppose aucune propriété particulière de la série chronologique à étudier et qui analyse le caractère aléatoire de la série ;
- Le test de Pettit, adapté à la détection de ruptures dans une série chronologique. Une rupture peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus souvent inconnu ;
- Une procédure de segmentation, appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne au sein d'une série chronologique.

Les descriptions de ces tests sont tirées de Lubès *et al.*, (1994).

a/ Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian :

La méthode fournit la probabilité qu'un changement se produit à un moment t , dans une série chronologique où on suppose a priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, cette procédure donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur du changement éventuel de la moyenne.

b/ Test de Pettit

La série étudiée est divisée en deux sous-échantillons de tailles m et n . Les valeurs des deux échantillons sont classées par ordre décroissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population.

Soit la série chronologique (x_i), avec $i = 1, N$ et soit l'hypothèse nulle « l'absence de rupture dans la série ». La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t variant de 1 à N , les séries (x_i), avec $i = 1, t$ et (x_{ij}), avec $j = t+1, N$ appartient à la même population, soit

$$D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j) \text{ avec } \text{sgn}(X) = 1 \text{ si } X > 0, 0 \text{ si } X = 0, -1 \text{ si } X < 0 \quad (6.1)$$

On considère la variable $U_{t,N}$, N telle que :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (6.2)$$

Soit K_N la variable définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$.

Si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par :

$$Prob(K_N > k) \approx 2e^{-6k^2} / (N^3 + N^2) \tag{6.3}$$

Pour un risque α de première espèce donné, si $Prob(K_N > k)$ est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée.

c/ Procédure de segmentation

Une procédure de segmentation des séries hydrométéorologiques a été proposée par Hubert et al. (1989). Le principe de cette procédure est de « découper » la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de la moyenne.

La segmentation est définie de la façon suivante :

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

Toute partition de la série initiale en m segments est une segmentation d'ordre m de cette série. A partir d'une segmentation particulière d'ordre m pratiquée sur la série initiale, on définit :

i_k , $k = 1, 2, \dots, m$;

$n_k = i_k - i_{k-1}$, la longueur du $k^{\text{ème}}$ segment ;

\bar{x}_k la moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment,

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} X_i}{n_k} \tag{6.4}$$

D_m , l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée, $D_m = \sum_{k=1}^m d_k$ avec

$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2$ Cet écart permet d'apprécier la proximité de la série et de la segmentation qui lui est appliquée. La segmentation retenue doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, l'écart quadratique D_m soit minimum. Cette condition est nécessaire mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte selon laquelle les moyennes de deux segments contigus doivent être significativement différentes. Cette contrainte est satisfaite par application du test de *Scheffé* qui repose sur le concept de contraste (Dagnélie, 1970). Par conséquent si lors du processus de segmentation d'ordre $m+1$, aucune segmentation produite n'est valide au sens du test de *Scheffé*, la segmentation de la série qui est retenue en tant que meilleure segmentation est la segmentation optimale d'ordre m .

D'après les auteurs (Hubert et Carbonnel, 1989), cette procédure de segmentation peut être interprétée comme un test de stationnarité, "**la série étudiée est stationnaire**" constituant l'hypothèse nulle de ce test. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'est attribué à ce test.

6.7- Application des tests de rupture

6.7.1- Analyse de données des précipitations :

Les tests de rupture sont appliqués aux séries chronologiques mensuelles observées (tableau 6.4) et les séries chronologiques annuelles observées et reconstituées pour toutes les stations du bassin versant de l'oued Mina (tableaux 6.5 et 6.6). La reconstitution signifie que les valeurs manquantes sont comblées en fonction de la valeur du vecteur de chaque région. Il est indispensable pour le test de rupture que les lacunes dans les séries soient comblées.

Tableau 6.4 Détection des ruptures dans les séries de pluies mensuelles observées du bassin de l'oued Mina

Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Sidi ali ben amar			74		78		81			78	78	
Tiaret – anrh	84		73		74			79		78	76	02
Oued el Abtal	02			74	71		80	74	92	75	78	
Mascara		72		74	81	77	82	73	70		75	01
Aouf	81		71		77	91		94	79		82	81
Tighenif	82	80	71		72			79	02	76	80	87
Nesmoth		80	74	83	72			79		76		80
Bled bel hammar	78	74		73	75	76	76	76	80	75	76	81
Maamora	92			74	82	71		72	74	80	79	70
Bekhadda bge	75	77		74	76	77	76	76	70		74	69
El matmar	02	80	71	03	72	06	05	79	06	76	06	87
Relizane aval	81		82	78	70	81		73	77	80	02	82
Ain kermes	92	80	71		72		75	79		76		84
Oued lili		72		75	77		80	75	85	71	82	70
Sidi youcef	06			74			96			96	96	
Takhmert		75		74			96	98		76		
Medrissa	93				01		99			96	96	01
Med el habib		75	99	81	72		96	98		96	96	
Djdiouia amont		75	01	81	72	86	96			76		01
Ain Hamara	84	80	06	70	06	68	74	81	70	76		
Sid aek djillali	02	06	02	03	72	68	74	02	71	03	05	87
Sid m'hamed ben aouda	02	80	71	03	72	06	05	79	06	76	06	87
Relizane demrh	71	83	00	87	72	95	74	75	70	76	03	93
Hillil	02	70	00	81	72	70	74	75	71	76	03	75
Motmor		75	99	74			96			76		01
Bouguirat			01	74	01		96			76		01

Dates de ruptures détectées par trois tests statistiques (gris foncé), par au moins deux tests statistiques (gris clair : ruptures probables) sur les bassins versants (en gras : les dates de ruptures détectées par plus d'un bassin versant la même année ou le même mois) (case vide = aucune rupture probable détectée)

Une rupture faible signifie qu'elle est détectée par un seul test, ce qui indique donc une probabilité plus faible de rupture ou un événement de moindre amplitude. Une rupture probable signifie que la rupture est détectée par au moins 2 tests statistiques.

Une rupture avérée signifie que la rupture est détectée par les trois tests, ce qui indique donc une probabilité importante de rupture ou un événement de grande amplitude.

Les résultats sont présentés dans les tableaux 6.5 et 6.6 suivants (données observées et comblées). Beaucoup de séries chronologiques présentent une rupture en 1976.

Tableau 6.5 Détection des ruptures dans les séries de pluies annuelles observées des deux régions

Nom des régions	Nom de station	Période	Rupture
Mina Nord	O. Lili	1969 – 2007	1981*, 1974**, 1974***
	Smba	1968 – 2007	1969**
	Motmor	1930 – 2003	1976*, 1976**, 1976***
	Bouguirat	1930 – 2003	1976*, 1976**, 1976***
	A.Hamara	1968 – 2007	1981*, 1975***
	Bekhadda barrage	1972 – 2007	2006**
	El matmar	1990 – 2007	2005**
	Hillil	1968 – 2006	1980*, 1975**, 1975***
	Mascara	1930 – 1961	1960**
	O. Abtal	1952 – 1968	1964**
	Relizane aval	1938 – 1969	1965**
	Relizane demrh	1966 – 2005	1975**, 1980***
	S.a.djillali	1968 – 2007	1975**, 1975***
	Mesmoth	1990 – 2007	2004**, 2004***
	S.a.b.amar	1971 – 1994	1981**
	Tighenif	1938 – 1969	1967**
	Djdiouia amont	1930 – 2003	1976*, 1976**, 1976***
Tiaret anrh	1990 – 2007	1993**	
Aouf	1930 – 1959	1932**	
Mina Sud	Sidi youcef	1930 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Bled bel hamar	1970 – 2006	1977**
	Medrissa	1930 – 2006	1976*, 1998***, 1998**
	Med el habib	1930 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	A. Kermes	1976 – 2007	PAS DE RUPTURE
	Maamora	1974 – 2007	1989**
	Takhmert	1930 – 2007	1976*, 1976**, 1976***

*Test de Pettit, **Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian, ***Segmentation de Hubert

L'analyse et l'interprétation de la détection des ruptures a permis de constater que pour les pluies mensuelles (tableau 6.4), la rupture sur l'ensemble du bassin de l'oued Mina a été détectée au milieu des années 70, ainsi, l'analyse des séries de pluies annuelles a permis elle aussi de dire que la constitution des régions est limitée par la quantité du jeu de données, mais aussi par leur répartition spatiale et la durée des séries.

Cette approche statistique nous a également permis de constater que la reconstitution de données indiquait des dates de ruptures différentes. Certaines dates de ruptures peuvent apparaître ou même disparaître (Tableau 6.5 et 6.6). Enfin les données reconstituées présentent moins de dates de ruptures voir une seule date, que les données observées. Nous pouvons alors dire que la reconstitution permet de mieux représenter la variabilité climatique régionale.

Tableau 6.6 Détection des ruptures dans les séries des pluies annuelles complétées des deux régions (1930/31- 2006/07)

Nom des régions	Nom de station	Période	Rupture
Mina Nord	O. Lili	1969 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Smba	1968 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Motmor	1930 – 2003	1976*, 1976**, 1976***
	Bouguirat	1930 – 2003	1976*, 1976**, 1976***
	A. Hamara	1968 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Bekhadda barrage	1972 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	El matmar	1990 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Hillil	1968 – 2006	1976*, 1976**, 1976***
	Mascara	1930 – 1961	1976*, 1976**, 1976***
	O. Abtal	1952 – 1968	1976*, 1976**, 1976***
	Relizane aval	1938 – 1969	1976*, 1976**, 1976***
	Relizane demrh	1966 – 2005	1976*, 1976**, 1976***
	S.a.djillali	1968 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Mesmoth	1990 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	S.a.b.amar	1971 – 1994	1976*, 1976**, 1976***
	Tighenif	1938 – 1969	1976*, 1976**, 1976***
	Djdiouia amont	1930 – 2003	1976*, 1976**, 1976***
Tiaret anrh	1990 – 2007	1976*, 1976**, 1976***	
Aouf	1930 – 1959	1976*, 1976**, 1976***	
Mina Sud	Sidi youcef	1930 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Bled bel hamar	1970 – 2006	1976*, 1976**, 1976***
	Medrissa	1930 – 2006	1976*, 1976**, 1976***
	Med el habib	1930 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	A. Kermes	1976 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Maamora	1974 – 2007	1976*, 1976**, 1976***
	Takhmert	1930 – 2007	1976*, 1976**, 1976***

*Test de Pettit, **Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian, ***Segmentation de Hubert

Le tableau 6.6 ci-dessus présente, pour les deux régions du bassin de l’oued Mina, la date de rupture, les moyennes avant et après rupture de la stationnarité des séries de pluies annuelles ainsi que le déficit (%). Cette rupture survient de manière progressive dans le temps du sud au nord du bassin.

En effet, nous avons noté une rupture correspondant à une diminution des précipitations en 1976 au niveau du bassin de l’oued Mina (Tableau 6.7), date avancée par de nombreux chercheurs dont Touazi et Laborde, 2000 ; ANRH, 1993 ; ANRH, 2010, qui ont déjà évoqué la tendance à la sécheresse à partir des années 1970 sur l’Algérie du Nord. Ces résultats sont en accord avec les travaux récents de Meddi et al. (2002) qui ont conclu à une diminution des pluies constatée durant les trente dernières années, qui a touché l’ensemble de l’Algérie mais surtout l’Ouest, se chiffrant à : (a) 30 à 40% à l’échelle annuelle et plus de 40% en hiver et au printemps dans la région de Mascara; (b) 20 à 30% sur le littoral allant du centre à l’Ouest du pays; et (c) 20% à l’échelle annuelle et 25% en hiver au centre du pays. Ils confirment également ceux de Meddi et Hubert, (2003), sur la réduction des totaux précipités pour les bassins de l’extrême Ouest d’Algérie, dont la rupture s’est manifestée durant les années 1979-1980 et pour le bassin de l’oued Mina, aux stations Oued El Abtal et Ain Hamara, où la rupture a été observée en 1972, ainsi, pour la partie centrale de l’Ouest algérien, où la rupture s’est produite en 1976 avec une diminution de l’ordre de 55%.

Tableau 6.7 Année de rupture, moyennes des séries pluviométriques et déficits par rapport à la période avant rupture

Nom des régions	Nom de station	Année de rupture	Moyenne (mm)		Déficit (%)
			Avant rupture	Après rupture	
Mina Nord	O. Lili	1976	395	320	19
	Smba	1976	256	211	18
	Motmor	1976	396	322	19
	Bouguirat	1976	370	302	18
	A. Hamara	1976	304	247	19
	Bekhadda barrage	1976	365	296	19
	El matmar	1976	236	211	11
	Hillil	1976	371	301	19
	Mascara	1976	513	416	19
	O. El Abtal	1976	291	236	19
	Relizane aval	1976	348	283	19
	Relizane demrh	1976	317	258	19
	S.a.djillali	1976	285	231	19
	Mesmoth	1976	144	117	19
	S.a.b.amar	1976	341	277	19
	Tighenif	1976	568	461	19
	Djdiouia amont	1976	403	327	19
	Tiaret anrh	1976	603	489	19
	Aouf	1976	645	524	19
Mina Sud	Sidi youcef	1976	401	319	20
	Bled bel hamar	1976	293	233	20
	Medrissa	1976	407	324	20
	Med el habib	1976	397	316	20
	A. Kermes	1976	405	322	20
	Maamora	1976	235	187	21
	Takhmert	1976	407	324	20

6.8- Pluies moyennes sur les sous bassins de l'oued Mina

6.8.1- Méthode polygone de Thiessen (calcul manuel)

La **méthode polygonale de Thiessen** utilisée ici manuellement pour calculer les pluies moyennes consiste à pondérer les données de chaque station en tenant compte de la surface élémentaire du bassin versant dont la station est censée être représentative. Sur la carte, on relie par des lignes les stations les plus proches. On trace par la suite les médiatrices de chaque ligne qui forment ainsi un polygone autour de chaque station. La surface du polygone est prise comme facteur de pondération des précipitations à la station. La somme des produits de la surface de chaque station et les précipitations qui y sont recueillies est divisée par la surface totale du bassin versant pour obtenir la moyenne selon l'équation suivante :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^N P_i S_i}{S} \quad (6.5)$$

Avec : P : pluie moyenne sur le bassin versant,

P_i : pluie tombée à la station i couvrant la portion du bassin versant de superficie S_i ,

S : surface totale du bassin versant,

S_i : surface d'influence de la station i

Pour le calcul de la pluie moyenne, nous avons retenu les stations présentées à la figure 6.5 et qui sont assez représentatives. Les stations pluviométriques sont observées depuis 1930/31.

On a introduit les données reconstituées dans le calcul. Dans ces conditions, suivant le nombre et la répartition des données, On a eu à calculer plusieurs polygones de Thiessen : ainsi, pour une situation de données disponibles, la figure 6.4 présente les stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes, les polygones de Thiessen correspondant.

6.8.2- Méthode polygone de Thiessen via le logiciel Hydraccess

Toujours la **méthode polygonale de Thiessen** est utilisée pour calculer les pluies moyennes sur chaque sous bassin, mais via le logiciel Hydraccess. La figure ci-dessous montre par ailleurs les variations des pluies moyennes annuelles sur les sous bassins étudiés. Ainsi, les résultats obtenus par les deux méthodes feront l'objet d'une étude comparative.

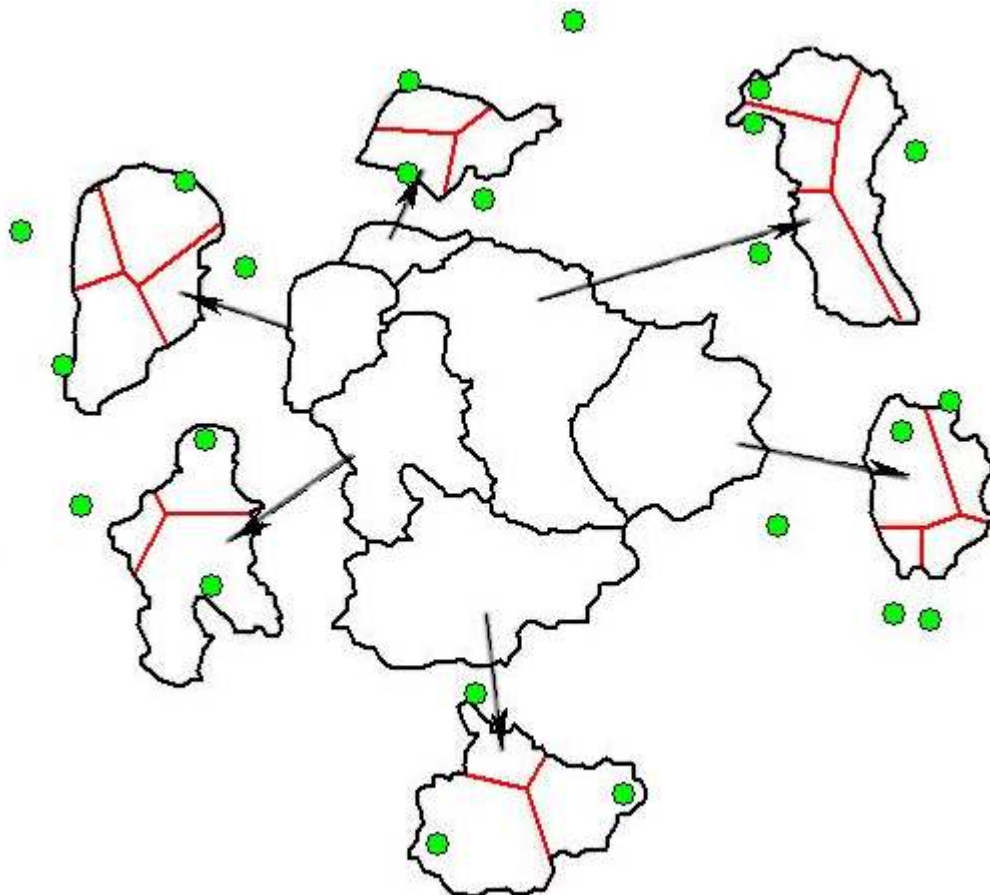


Figure 6.4. Les stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes et les polygones de Thiessen correspondant sur le bassin de l'oued Mina. (●) Station pluviométrique)

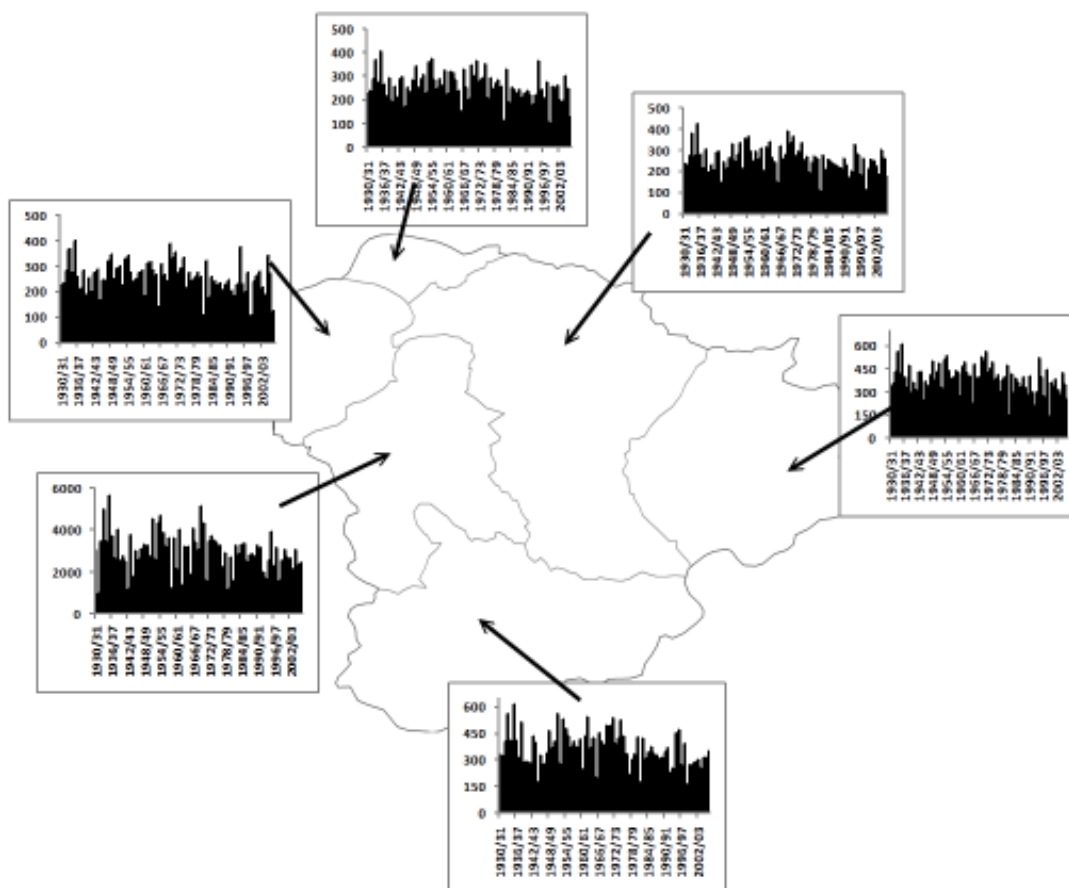


Figure 6.5 : Régimes pluviométriques moyens annuels sur la période 1931-2007 des sous bassins versants étudiés.

6.8.3- Comparaison étude manuelle/logiciel Hydraccess

Les résultats obtenus des deux méthodes ont donné lieu à une comparaison des écarts affichés dans le tableau ci-dessous:

Tableau 6.8. Comparaison des pluies moyennes annuelles et mensuelles calculées par les deux méthodes

Bassins	Bassin O. Mina	O. Abd Aval à A. Hamara	O. Abd Aval à Takhmert	O. Mina Amont	O. Mina Haddad à S. A.D	O. Mina à O. Abtal	Exutoire barrage SMBA
Ecart							
Pluies annuelles	-1%	2%	0%	4%	6%	5%	6%
Pluies mensuelles	4%	-2%	0%	6%	6%	-4%	2%

On voit bien, à travers ces résultats, que les deux méthodes utilisées donnent des résultats semblables du fait que l'écart maximal est de 6% pour la station de Sidi Aek Djillali, et le minimal d'écart est de -1% pour l'ensemble du bassin de l'oued Mina.

6.8.4- Pluies annuelles

Les pluies annuelles moyennes calculées sur la période 1931-2007 sur les bassins s'inscrivent bien dans la répartition spatiale connue de la pluviométrie annuelle sur le Nord Ouest d'Algérie. On note une augmentation de l'Ouest vers l'Est (de 369 mm sur le bassin De l'oued Abd aval à Takhmert à 405 mm sur celui d'oued Mina amont, et également sur les régions élevées. C'est-à-dire, sur les sommets de la région de Frenda : djebel es srhir (1086m), djebel bouma (923m), djebel el kebir (1177m), koudiat tamelaht (952m) ; et sur la région d'el Hachem : djebel fertas (947m), djebel mzile (1092m), djebel el oukda (1060m) et djebel monalek (983m) (Meddi, 1992).

En effet, les pluies annuelles sont provoquées par les vents qui viennent du Nord. Elles augmentent avec l'altitude et la latitude. Les masses d'air traversant la plaine de l'oued Mina provoquent des pluies faibles (300 mm – 400 mm). En arrivant à la barrière montagneuse représentée par les djebel Bou Taleb (1165 m), Akeroun (925 m), Anane (1136 m), Bazzit (1128 m), Kadour (1128 m), Fertas, Mzila, et Oukda de l'Est, la masse d'air en se soulevant se refroidit, en provoquant des pluies plus importantes que sur la plaine (400 à 500 mm), puis, tout en allant vers l'intérieur, les pluies décroissent jusqu'à des valeurs en deçà de 250 mm.

6.8.5- Pluies saisonnières

Les contrastes climatiques se font remarquer au niveau de la répartition saisonnière des précipitations. Le bassin versant de l'oued Mina reçoit l'essentiel des précipitations entre les mois d'octobre à avril (tableau 6.9). Toutefois, les pluies mensuelles sont beaucoup plus importantes. Les maxima et minima mensuels sont centrés, respectivement, sur octobre, décembre et sur janvier.

Le tableau 6.9 présente quelques caractéristiques des chroniques des pluies moyennes mensuelles sur les cinq sous bassins versants. Il exprime la vigueur des quelques caractéristiques durs de la saison sèche sur le bassin de l'oued Mina, où de juin à août, on n'observe pratiquement peu ou pas de traces de pluie.

Dans l'ensemble, les sous bassins versants de l'oued Mina imposent un régime à quatre saisons. La première saison des pluies d'hiver dure cinq mois (nov. à mars). Les hauteurs des pluies mensuelles y sont plus fortes comparativement à son homologue d'automne qui dure trois mois (août à octobre).

Tableau 6.9. Quelques caractéristiques des pluies moyennes mensuelles (1968-2007).

		Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai.	Juin	Juil.	Août
B. O. Mina	Maximum	64	90.2	79.1	108.4	83.3	81.9	99.6	83.8	106.7	28.2	25.5	40
	Médiane	15	21.8	29.5	31.9	31.3	34.2	32.2	42.1	22.2	6.7	3.8	6
	Minimum	1.1	3.4	1.1	3	1.4	1.2	4.1	4.8	2.4	0.5	0.4	1.1
	Ecart type	13.2	18.3	16.5	23.1	18.4	22.6	24.8	20.8	20.4	7.2	5.6	8.9
O. Abd Aval à A. Hamara	Maximum	81.4	136.1	82	97.7	92	96.7	116.1	88.5	126.6	24.2	21.8	34.1
	Médiane	13	25.9	30.3	27.8	29.7	32.2	28.2	34.1	19.6	5.9	1.6	4.3
	Minimum	0.5	1.4	0.7	1.7	0.7	0.3	0.2	0.4	0.3	0	0	0
	Ecart type	14.6	24.5	20.9	19.4	19.7	25.7	27.4	20.5	24.7	6.8	5.3	9
O. Abd Aval à Takhmert	Maximum	96.9	98.8	105.1	83.3	80.6	113.2	114.1	105.8	156.3	46.1	32.2	50.5
	Médiane	17.8	31.1	32.4	31.3	33.3	36.7	25.7	36.3	20.8	9.8	2.9	5.7
	Minimum	0.1	0.3	2	1.4	0.3	0.1	0.2	0.3	0.7	0.2	0	0.2
	Ecart type	18.6	22.1	23.7	18.4	22	29.2	28.9	23.9	28.9	10.4	8	11.7
O. Mina Amont	Maximum	53.9	63.2	83.7	153.3	89.8	99.2	112.8	126.5	88.8	29.6	36.3	47
	Médiane	15.3	15.2	25.2	42.5	39.6	38	40.1	58.1	25.1	7	3.7	8.1
	Minimum	1.5	3.5	2.3	2.9	3.1	2.5	10.1	11.1	3	0.6	0.3	1.8

	Ecart type	12.6	14.8	17	30.8	19.8	24.5	27.5	27.8	18.1	6.9	8.2	12.2
O. Mina Haddad à SAD	Maximum	31	40.3	53.1	41.7	57.7	60.5	56.6	38	77.7	19	27.1	25.3
	Médiane	9.8	15.6	23.8	18.3	19.5	19.9	19.7	21.7	15.8	3.6	3.1	2.9
	Minimum	1.4	1.5	2.4	5.2	2.4	2.3	3.3	2.1	2.4	2.3	2.2	1.3
	Ecart type	6.9	10.6	11.9	9.3	11.9	16.2	13.8	10.6	14.9	4.1	4.4	6.4
O. Mina à O. El Abtal	Maximum	63.3	73.4	60.3	102.9	81.7	83.8	97.4	84.3	104.2	24.5	25.5	43.9
	Médiane	11.8	20.5	27.2	29.8	29.1	36.1	30.3	40.2	18.1	4.8	3.8	4.6
	Minimum	0.5	1.2	1.5	1.7	1.9	1.7	2	3.9	0.8	0.1	0.4	0.2
	Ecart type	11.8	15.8	16.4	20.7	18.1	22.1	25.4	20.9	20.8	6.5	5.6	9.7
Exutoire barrage SMBA	Maximum	38.1	65.4	73.9	69.1	61.9	79.6	81.4	69.1	97.3	19.8	27.6	25.6
	Médiane	9.3	16.2	26.5	19.3	19.5	26.6	26.3	27.2	14.6	1.6	0.6	1.3
	Minimum	0.3	0.5	0.2	2.9	0.2	0.1	0.7	1	0.3	0.1	0.2	0.1
	Ecart type	9.7	17.5	16.4	14.8	15.9	22.6	20.7	17.2	20.1	5.3	5.2	6.4

6.9- Etude des sécheresses via l'indice standardisé des pluies

6.9.1- Intérêt et choix de cet indice

Les sécheresses sont en effet des phénomènes pour lesquels de nombreuses définitions existent (McKee et al, 1993) ce qui peut poser un problème lors de confrontation de résultats. C'est pourquoi, comme on l'a vu auparavant, divers indices ont été développés pour tenter de normaliser le terme « sécheresse ». On en présente un récapitulatif non exhaustif Tableau 6.10.

Tableau 6.10. Récapitulatif non exhaustif des différents indices de sécheresse

Indice	Données en entrée ^a	Pas de temps	Commentaires
PDSI (Palmer, 1965)	P, T	1 semaine, 2 semaines, 1 mois	Algorithme de l'humidité du sol calibré pour des régions homogènes, utilisé aux USA
Crop Moisture Index (CMI) : 1968	P, T, ET, L, RO, r réservoir storage	1 semaine	Dérivé du PDSI
EDI (Byun and Wilhite, 1999)	P	1 jour (possibilité de pas de temps plus grands)	Notion de précipitation effective, prenant en compte les pluies des jours passés
SPI (McKee et al, 1993)	P	De 1 à 24 mois (possibilité de pas de temps plus petits)	Fondé sur la probabilité de précipitation pour de multiples pas de temps
Surface Water Supply Index (SWSI) 1982	P, sn, RO,	1 mois	Similaire au SPI, mais considère d'autres paramètres
Bhabe and Mooley Index (BMI) 1979	P	1 mois	Représente le pourcentage d'écart de la pluie à la moyenne sur le long terme. Calcul proche du PDSI.
Deciles (utilisés par l'autorité australienne aux sécheresses)	P	1 mois	Groupe les occurrences de pluie mensuelle en déciles.
National Rainfall Index (NRI)	P	1 mois	Anomalies de précipitation à l'échelle du continent.

P : précipitation ; T : température ; ET : évapotranspiration ; L : humidité du sol ; RO : ruissellement ; sn : snowpack

On peut trouver une description plus complète de tous ces indices sur www.drought.unl.edu/whatis/indices.htm et chez divers auteurs (Ntale et Gan, 2003 ; Smakhtin et Hugues, 2006).

Nous avons donc décidé par la suite d'employer un de ces indices, afin de ne pas créer encore une nouvelle définition de « sécheresse ». On a donc choisi le **SPI**, développé en 1993 par McKee et qui a été employé par de nombreux auteurs sur diverses régions du globe (Giddings *et al.*, 2005 ; Wu *et al.*, 2001, Sönmez *et al.*, 2005) : selon Lloyd-Hughes et Saunders (Lloyd-Hughes et Saunders, 2002), cet indice donne une meilleure représentation spatiale que le PDSI qui a été également beaucoup utilisé. Enfin, on ne dispose pas dans notre cas de nombreuses variables qui sont parfois nécessaires (PDSI...), mais pas dans le cas du SPI. Ce dernier dispose de 3 avantages majeurs (Lloyd-Hughes et Saunders, 2002) : il est simple à calculer car il se fonde uniquement sur des données de pluie, il peut-être calculé pour des pas de temps variables ce qui permet d'adapter la fenêtre temporelle au but de l'étude, et enfin sa normalisation, issue de sa méthode de calcul, assure que la fréquence d'occurrence des événements extrêmes est la même partout.

Notons en particulier que si le SPI permet de déterminer le classement d'une sécheresse, on peut aussi calculer sa durée moyenne et la valeur de précipitation à partir de laquelle on passe en sécheresse. Néanmoins, des désavantages sont à noter, particulièrement le 3^e cité par Lloyd- Hughes et Saunders : « un troisième problème peut apparaître en appliquant le SPI à de petites échelles de temps sur des régions avec des saisons sèches : dans ce cas, des valeurs élevées trompeuses peuvent apparaître ».

6.9.2- Définition et calcul pratique

Pour mieux comprendre tout cela, il est nécessaire de décrire cet indice, dont une meilleure description sera faite en annexe.

Le SPI est un indice où les valeurs négatives représentent des sécheresses (et les positives des situations humides). Selon la valeur de l'indice, on a la nomenclature ci-contre :

Le SPI est calculé en adaptant une fonction de densité de probabilité à la distribution de la fréquence des précipitations sommées (ou moyennées) sur un intervalle de temps donné. On aura donc une courbe des probabilités cumulées pour la distribution qu'on va transformer en une courbe de densité cumulée de la loi normale standard.

Tableau 6.11. Nomenclature du SPI

2 < SPI	Humidité extrême
1.5 < SPI < 1.99	Humidité sévère
1 < SPI < 1.49	Humidité modérée
0 < SPI < 0.99	Humidité légère
0 < SPI < -0.99	Sécheresse légère
-1 < SPI < -1.49	Sécheresse modérée
-1.5 < SPI < -1.99	Sécheresse sévère
SPI < -2	Sécheresse extrême

On détaille le travail par :

- Le calcul du SPI à l'échelle annuelle, ces indices ont été centrés et réduits à partir de la formule suivante:

$$SPI_{cr} = (P - P_{moy}) / \sigma \quad (6.6)$$

Où V_{cr} est la Variable centrée réduite (Indice pluviométrique SPI), P est le cumul de la variable sur une période t donnée, P est la moyenne de la série chronologique sur la période d'étude et σ est l'écart type de la série sur la période d'étude.

- Détermination de l'ampleur de la sécheresse : des gammes standard des valeurs des indices SPI permettent d'apprécier l'ampleur de la sécheresse (ou de l'humidité) pour chacune des années de la série chronologique (Wu *et al.*, 2005). A l'issue de cette opération, il est possible de déterminer le nombre d'années par gamme SPI et la

signification correspondante en terme d'ampleur du phénomène climatique (Tableau 6.12) à partir de l'équation suivante:

$$A_i = (n_i/N) * 100 \quad (6.7)$$

Où A_i est le pourcentage des années concernées par la classe i (Tableau 6.11), n_i est le nombre d'année de la classe i et N , le nombre total d'années sur la période d'étude.

- Calcul du cumul de déficit : Une représentation du cumul de déficit de pluie nous indiquera le niveau de réserves souterraines, ce cumul sera calculé par la formule ci-dessous :

$$Z_i = SPI_{i-1} + SPI_i \quad (6.8)$$

6.9.3. Résultats et discussions

Les données pluviométriques enregistrées au niveau des stations de travail, à travers l'indice standardisé de précipitations, caractérisent une situation majoritairement dominée par une sécheresse modérée et dans une moindre mesure une sécheresse forte (Figure 6.7).

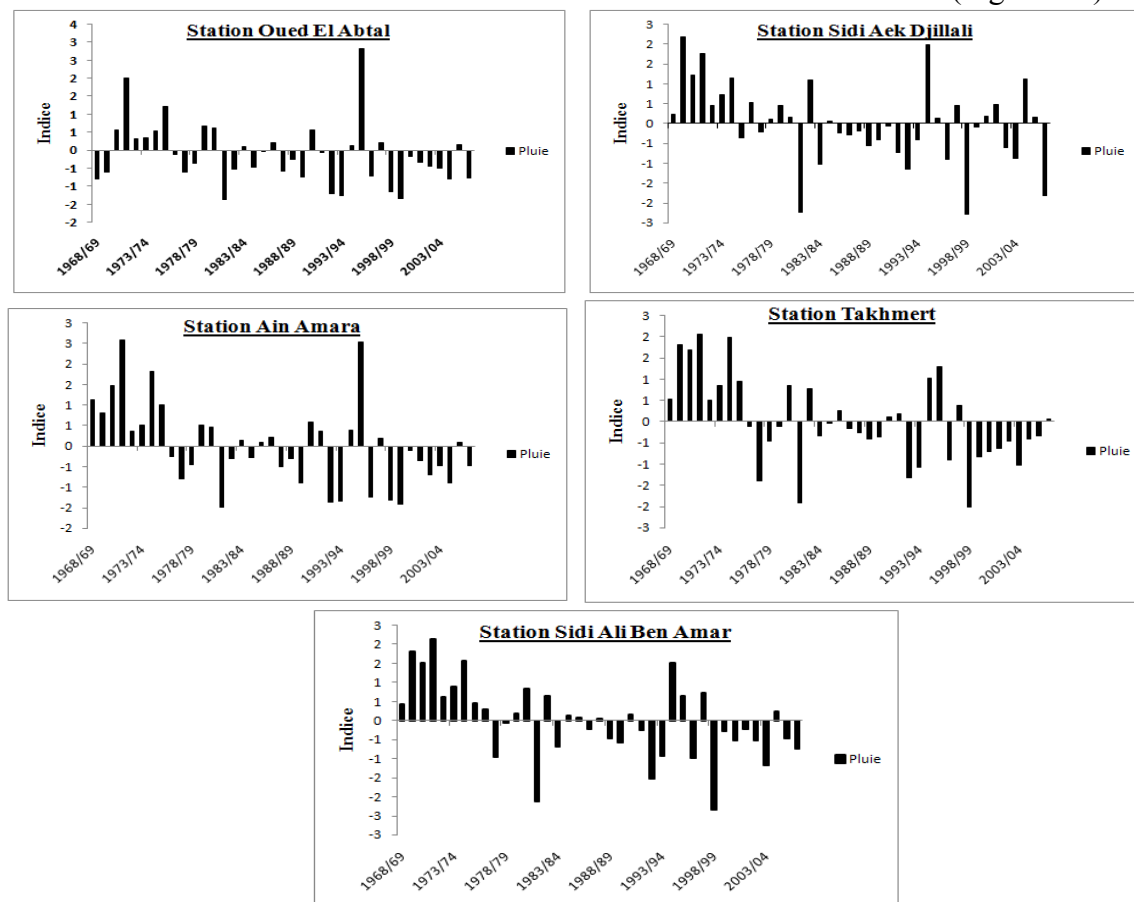


Figure 6.6. Indices pluviométriques de 1968 à 2007 pour chaque sous bassin

La variabilité climatique s'est matérialisée par une alternance d'années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométriques. Sur l'ensemble des sous bassins du bassin de l'oued Mina et après le milieu des années 70, on enregistre des indices pluviométriques positifs. Ceci est caractéristique de pluies annuelles supérieures à la moyenne interannuelle du fait d'un régime pluviométrique excédentaire pendant cette période. Pour la séquence 1976-1994, près de 90% des années concernées correspondent à des indices pluviométriques négatifs traduisant un régime pluviométrique déficitaire (Fig.6.6). Un retour aux années excédentaires a lieu après cette séquence déficitaire jusqu'en 1998. A partir de 98, on enregistre une alternance d'indices positifs et négatifs.

a/ Ampleur de la Sécheresse

❖ Gammes de Valeurs SPI et Signification

Sur la base de ces indices exprimés par les données pluviométriques pour la période 1968-2007, au niveau du sous bassin I contrôlé par la station de Sidi Aek Djillali, 36% des années d'observation ont subi une sécheresse modérée et seulement 13 % correspondent à un régime de sécheresse forte. A l'opposé, sur la même période, 33% des années se déroulent sous un régime à humidité modérée et les 18% restants correspondent à une humidité allant de forte à extrême (Tableau 6.12). Les SPI exprimés à partir des débits sont caractéristiques d'une sécheresse (69%) allant de fort (8%) à modérée (61%). Les 34% des années restants ont subi une humidité à intensité variable. Plus au Sud du bassin de l'oued Mina et précisément sur le sous bassin IV contrôlé par la station de Takhmert, 41% des années d'observation ont subi une sécheresse modérée et seulement 13 % correspondent à un régime de sécheresse forte. A l'opposé, sur la même période, 30% des années se déroulent sous un régime à humidité modérée et les 16% restants correspondent à une humidité allant de forte à extrême. Sur l'ensemble des deux paramètres SPI, la sécheresse revêt un caractère globalement modéré. En revanche, un nombre d'années non négligeable ont subi de très forte sécheresse.

Tableau 6.12. Ampleur de la sécheresse (et de l'humidité) entre 1968-2007

Variables	S/Bassin	Gamme SPI	Interprétation	% d'années
Pluviométrie (1968-2007)	I	SPI>2	Humidité extrême	3
		1<SPI<2	Humidité forte	15
		0<SPI<1	Humidité modérée*	33*
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	36*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	13
	II	SPI>2	Humidité extrême	5
		1<SPI<2	Humidité forte	3
		0<SPI<1	Humidité modérée*	31*
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	49*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	12
	III	SPI>2	Humidité extrême	5
		1<SPI<2	Humidité forte	10
		0<SPI<1	Humidité modérée*	33*
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	36*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	15
	IV	SPI>2	Humidité extrême	3
		1<SPI<2	Humidité forte	13
		0<SPI<1	Humidité modérée*	30*
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	41*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	13
V	SPI>2	Humidité extrême	3	
	1<SPI<2	Humidité forte	10	
	0<SPI<1	Humidité modérée*	38*	
	-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	39*	
	-2<SPI<-1	Sécheresse forte	10	

* le phénomène climatique dominant

b/ Calcul du cumul de déficit de pluie

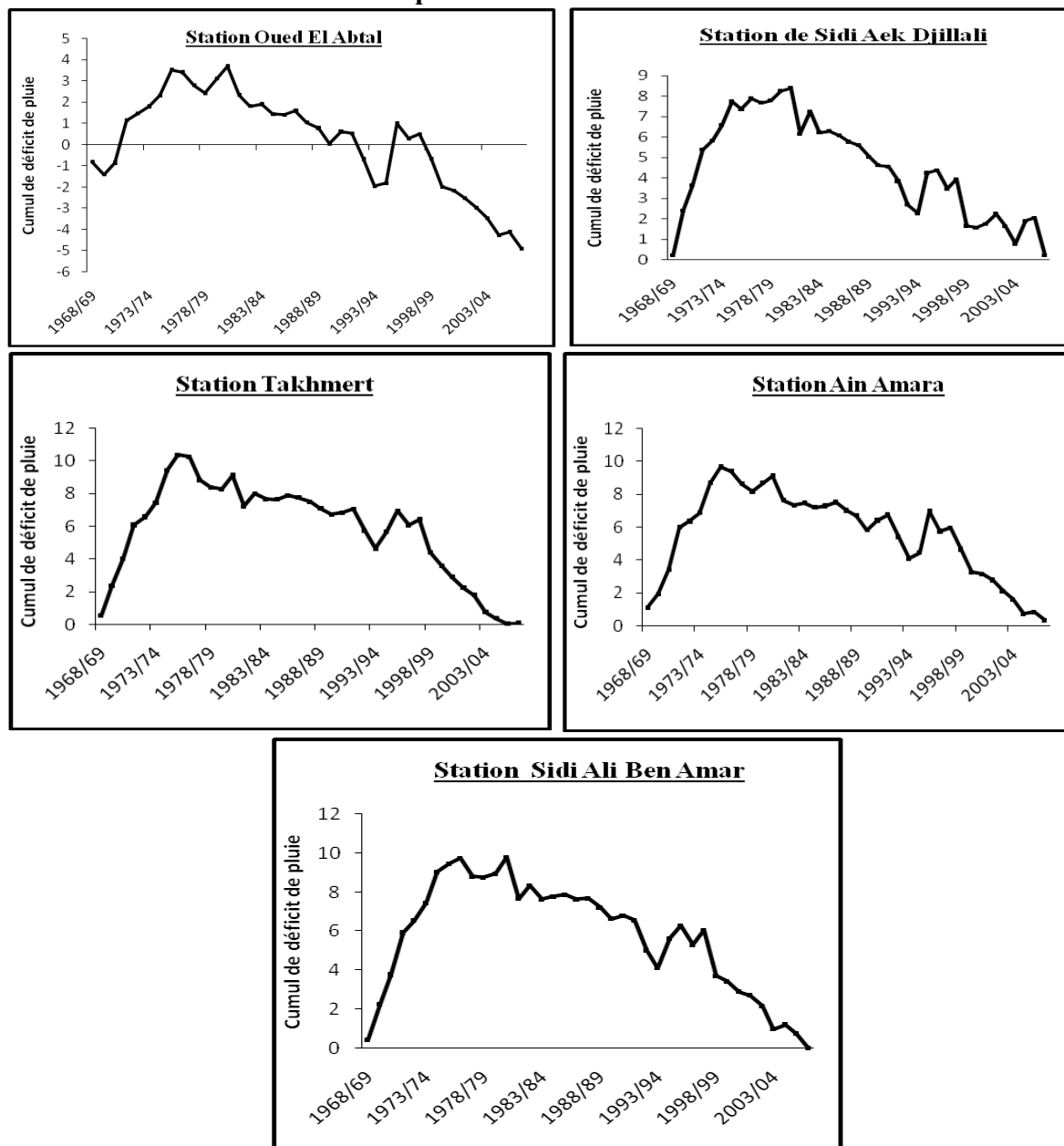


Figure 6.7. Cumul de déficit de pluie pour chaque sous bassin

La méthode des cumuls de déficit de pluie permet de dégager les grandes tendances, et la figure 6.8, traduit l'évolution de ces cumuls sur chaque sous bassin. Un caractère excédentaire des pluies depuis 1968 jusqu'au milieu des années 70. Cependant, certains épisodes à la baisse sont enregistrés durant la fin des années 60 et le début des années 70; durant cette période, la station d'Oued El Abtal enregistre une tendance à la hausse (le nombre d'années déficitaires ne dépasse pas 3 années consécutives). Depuis les années 80 jusqu'à nos jours, cette zone a connu l'une des périodes les plus déficitaires en intensité et en persistance. On constate donc que la variation des pluies traduit bien l'évolution et changement du régime pluviométrique dans cette zone. Mais la sécheresse observée durant ces dernières décennies est principalement due à la baisse des pluies et l'augmentation des températures.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons choisi une approche régionale pour étudier le régime des pluies sur le bassin de l'oued Mina. En effet, 2 régions climatiques ont été constituées grâce à la méthode des vecteurs régionaux. Les indices annuels pluviométriques ainsi obtenus, ont montré la tendance à la diminution sur la région d'étude depuis les années 70.

Grâce aux tests statistiques de détection des ruptures sur les séries chronologiques des précipitations annuelles, nous avons validé la significativité de la diminution des pluies sur le bassin de l'oued Mina depuis la fin des années 70.

Un calcul des pluies moyennes sur les sous bassins de l'oued Mina a été effectué grâce à la méthode du polygone de Thiessen, et ce, via deux méthodes à savoir celle qui utilise le logiciel Hydraccess et la méthode manuelle.

Ainsi le résultat obtenu a montré que les deux méthodes utilisées donnent des valeurs semblables du fait que l'écart maximal est de 6% pour la station de S.A. Djillali, et le minimal d'écart est de -1% pour l'ensemble du bassin de l'oued Mina.

En outre, de 1968 à 2007, la variabilité hydroclimatique s'est matérialisée par une alternance d'années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométriques. Sur l'ensemble des sous bassins du bassin de l'oued Mina et après le milieu des années 70, on enregistre des indices pluviométriques positifs. Ceci est caractéristique de pluies annuelles supérieures à la moyenne interannuelle du fait d'un régime pluviométrique excédentaire pendant cette période. Pour la séquence 1976-1994, près de 90% des années concernées correspondent à des indices pluviométriques traduisant un régime pluviométrique déficitaire. Un retour aux années excédentaires a lieu après cette séquence déficitaire jusqu'en 1998. A partir de 98, on enregistre une alternance d'indices positifs et négatifs.

Enfin, une évaluation du coefficient de ruissellement standard a bien montré que la baisse des précipitations a eu, et continue d'avoir, des conséquences sur les écoulements des principaux cours d'eau de la région d'étude. A cause de l'effet cumulatif de déficits pluviométriques, les niveaux des nappes phréatiques alimentant les différents cours d'eau sont plus bas. Ainsi la baisse des écoulements au niveau des cours d'eau est la résultante de la baisse de niveau des nappes (baisse des apports de base) et la baisse des précipitations engendrant d'une façon générale la baisse de ruissellement.

CHAPITRE 7. Analyse des écoulements

7.1- Introduction :

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau est lié à la diversité des facteurs physico géographiques et dont la dominance a trait aux facteurs climatiques.

Une évaluation précise des ressources en eau et de leur variabilité passe donc par la prise en compte des :

- Débits moyens annuels et bilans hydrologiques,
- Régimes fluviaux et variations saisonnières des débits,
- Débits moyens journaliers,
- Intensités des débits extrêmes des crues et des étiages ainsi que leur fréquence.

L'originalité pluviale méditerranéenne du régime sera dégagée à travers les variations saisonnières moyennes des débits.

En ce qui concerne l'étude des débits, nous nous sommes basés sur les données des stations (Fig. 7.1) d'Ain Hamara et Takhmert sur l'oued Abd aval, Sidi AEK Djillali et Oued El Abtal sur oued Mina Haddad, Sidi Ali Ben Amar sur oued Mina Amont pour une période de 40 ans (1968-2007) (tableau 7.1).

Tableau 7.1 Stations hydrométriques du bassin versant de l'oued Mina

Bassins	N° de station	Stations	Surface km ²	X deg.dec	Y deg.dec	Z m
Oued Abd Aval	III	Ain Hamara	2 474	35.38028	0.6797222	288
	IV	Takhmert	1 488	35.115	0.6913889	663
Oued Mina Amont	V	Sidi Ali Ben Amar	1 163	35.32444	1.129722	630
Oued Mina	II	Oued El Abtal	5 365	35.58528	0.5944445	195
Oued Mina Haddad	I	Sidi Aek Djillali	499	35.48555	0.5877778	236

7.2- Choix de l'année hydrologique

L'abondance moyenne de l'écoulement a pour unité chronologique de référence "l'année moyenne", mais, nous savons que pour des variables considérées comme aléatoire telles que les débits, cette notion d'année moyenne est sujette à caution du fait qu'elle conduit à une "régularisation artificielle" du régime hydrologique par compensation des années humides et sèches (Rémeniéras, 1980). C'est pourquoi, elle est généralement substituée par la détermination des fréquences traduisant la distribution effective des modules dans le temps et leurs durées de récurrence. Cependant, pour établir un bilan moyen de l'écoulement conforme à un cycle hydrologique complet, on est tenu de se fonder sur une année hydrologique de référence comprise entre deux étiages annuels successifs. Le choix des limites de ce cadre temporel de base est délicat, car il faut tenir compte de la combinaison des principaux termes du cycle annuel de l'eau : les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement (superficiel et souterrain). Ce choix est à justifier par des critères aussi bien physiques que statistiques.

Toutefois, en Algérie, l'année hydrologique adoptée par les services de l'Hydraulique correspond à l'année climatique définie précédemment (septembre - août). Aussi, afin de

pouvoir utiliser aisément la documentation hydrologique établie par ces services, nous retiendrons cette année de référence en émettant toutefois une réserve quant au découpage de l'année hydrologique adoptée qui ne tient pas compte des nuances dues à l'existence de secteurs géographiques différenciés. Cette année hydrologique semble plus convenable au niveau de nos sous bassins.

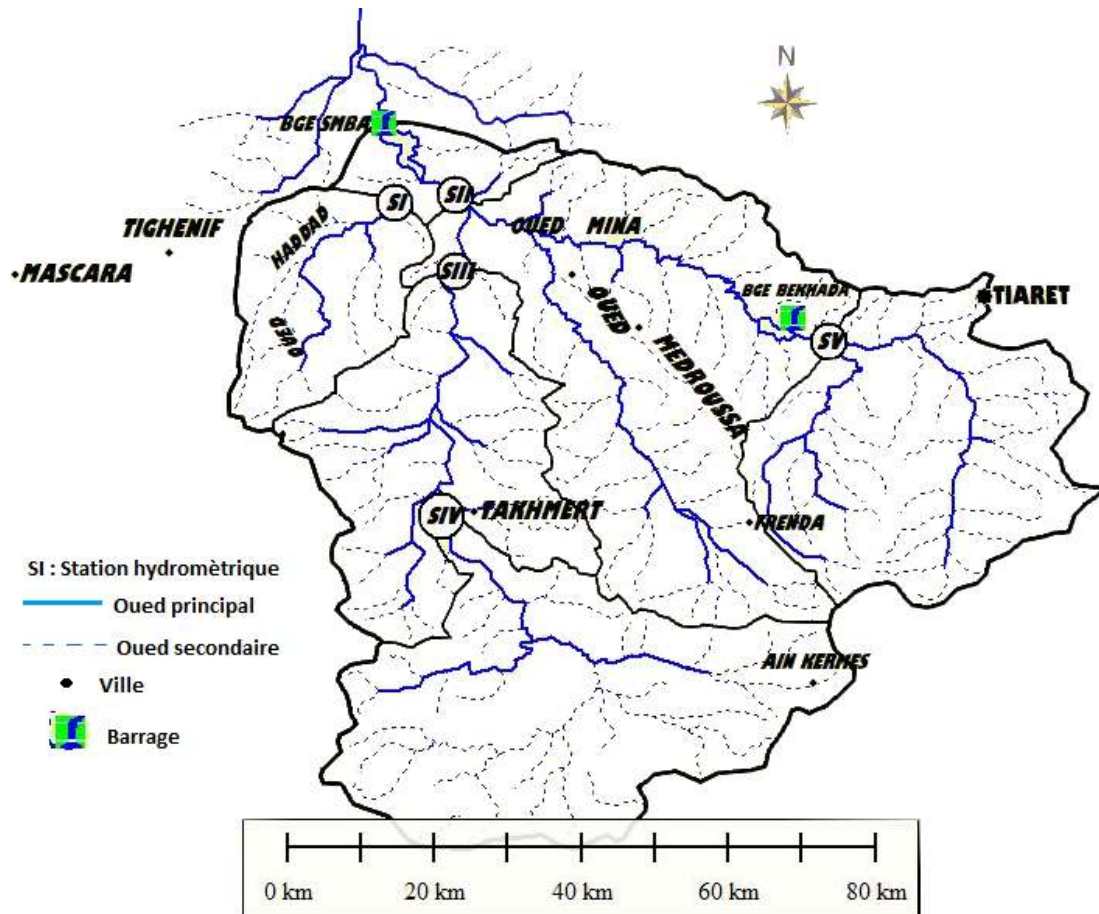


Figure 7.1. Le bassin versant de l'oued Mina et les stations hydrométriques

7.3- Mesures hydrométriques

L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques maintient l'activité autour des stations du réseau national. Mais les stations utilisées pour notre étude présentent quelques anomalies très apparentes. Ainsi, les cinq stations choisies pour cette étude ont nécessité de contrôler leur courbes d'étalonnage.

7.3.1- Etalonnage des stations

Comme le lit des cours d'eau est susceptible de changer, les relations hauteur - débit établies à un instant donné peuvent devenir rapidement obsolètes. Ceci a nécessité la vérification des relations hauteur - débit établies par le passé avant de les utiliser. Nous signalons dans cette partie les jaugeages effectués au cours de la période d'étude. Les opérations des jaugeages ont été réalisées via le logiciel Hydraccess.

a- Station de Sidi Aek Djillali

La courbe d'étalonnage (figure 7.2) montre que la relation hauteur-débit n'a pas beaucoup changé.

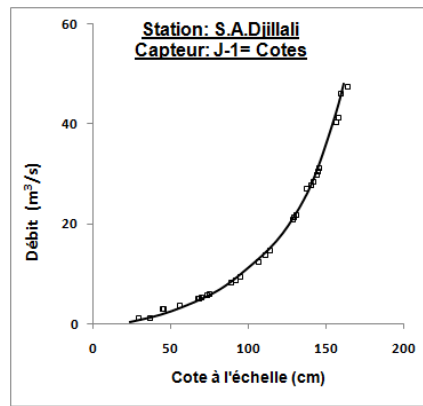


Figure 7.2. Courbe d'étalonnage de la station de Sidi Aek Djillali

b- Station d'Oued El Abtal

Cette station contrôle un bassin dont la superficie représente plus de 5/6 de la superficie totale du bassin versant de l'oued Mina. La courbe d'étalonnage est représentée par la figure 7.3.

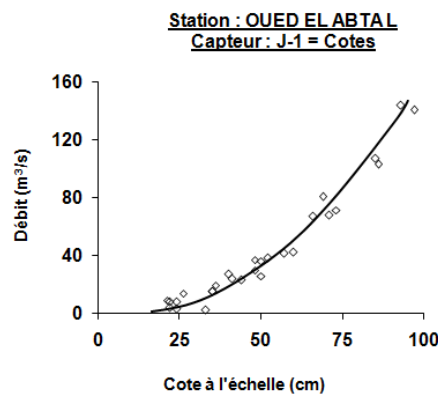


Figure 7.3. Courbe d'étalonnage de la station d'oued El Abtal.

c- Station d'Ain Hamara

La station installée par l'ANRH a été suivie depuis 1967, avec une relation hauteur - débit stable.

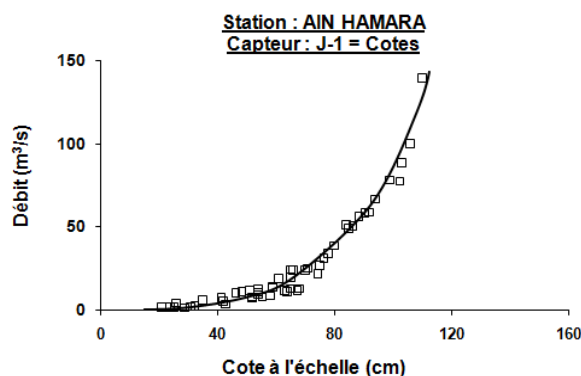


Figure 7.4. Courbe d'étalonnage de la station d'Ain Hamara

d- Station de Sidi Ali Ben Amar

L'étalonnage fait avec les données de cette station toujours via le logiciel Hydraccess est montré sur la figure 7.5.

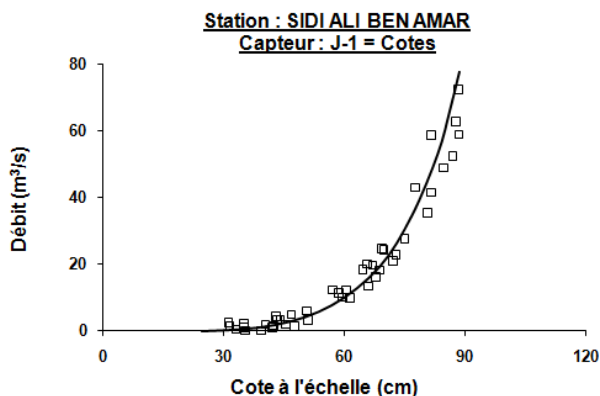


Figure 7.5. Courbe d'étalonnage de la station de Sidi Ali Ben Amar

e- Station de Takhmert

La courbe d'étalonnage affichée par Hydraccess se présente comme suit :

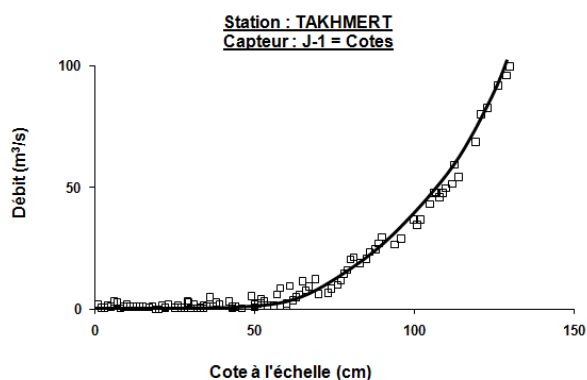


Figure 7.6. Courbe d'étalonnage de la station de Takhmert

L'objectif de cette opération était bien de procéder à un étalonnage complet des stations. Celles-ci avaient été longtemps suivies par les secteurs de l'ANRH. Mais il était important, après toute cette période de vérifier la validité des relations hauteur - débit qui ont été établies par le passé. Au début du travail, les courbes de tarage ont été assez variées selon le type de cours d'eau et l'emplacement de la station hydrométrique mais Hydraccess a pu gérer ces courbes qui ont été de type non univoque c'est-à-dire qu'à une cote peuvent correspondre plusieurs débits et ce, par la méthode du gradient limnimétrique.

En l'absence de courbes définies préalablement pour une station, tous les jaugeages de la Station - Capteur sont affichés, et une période de validité provisoire est définie à la date du premier jaugeage. L'allure du nuage de points de jaugeages donne déjà des renseignements sur la difficulté plus ou moins grande que l'on aura pour établir l'étalonnage. Si les points sont déjà alignés sur une seule courbe (cas des stations de Sidi Aek Djillali, d'oued El Abtal, de Takhmert et celle Ain Hamara), il y a de bonnes chances que la station soit stable et facile à étalonner. Si le nuage de points n'a pas de forme ni d'organisation bien définie (cas de la station de Sidi Ali Ben Amar), on peut prévoir des difficultés. Durant une période bien définie, les erreurs peuvent être dues au matériel utilisé (moulinet détaré), au mode opératoire, à la méthode de calcul du jaugeage ou encore à une hétérogénéité dans la chronique limnimétrique. En outre, il est à signaler dans cette critique de la qualité des jaugeages que le cas des interventions humaines n'est pas à négliger puisque des prélèvements de sables, autorisés, sont dument effectués au droit et à l'amont des stations hydrométriques.

7.4- Débits moyens annuels

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. C'est le volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en $m^3.s^{-1}$ et le module spécifique se traduit en $l.s^{-1}.km^{-2}$. Nous disposons de séries de données hydrométriques représentant 34 à 40 ans d'observation (tableau 7.2).

7.4.1- Variations des débits annuels moyens bruts ($m^3.s^{-1}$)

Le tableau 7.2 illustre la variation annuelle des modules au niveau des cinq stations, il montre que l'oued Abd Aval avec ces deux stations celle de Ain Hamara, qui contrôle une superficie de 2480 km^2 , débite $1,25 m^3.s^{-1}$ et celle de Takhmert qui contrôle une superficie de 1400 km^2 , débite $0,55 m^3.s^{-1}$, oued Mina Amont transite un débit de $1,09 m^3.s^{-1}$ pour une surface drainée de 1200 km^2 , alors que le bassin du Mina Haddad avec deux stations celle d'Oued El Abtal (avec une superficie de 5365 Km^2) ne draine en moyenne que $2,17 m^3.s^{-1}$ et celle de Sidi Aek Djillali avec une superficie contrôlée de 499 km^2 , draine un débit de $0,26 m^3.s^{-1}$; débit relativement faible qui s'explique par la présence du barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda en amont sur l'oued Mina.

Tableau 7.2. Débits moyens annuels des oueds Abd Aval, Mina amont, Mina Haddad et Mina (Nord Ouest d'Algérie)

Bassin	Oued Abd Aval				Oued Mina Amont		Oued Mina		Oued Mina Haddad	
	Ain Hamara		Takhmert		Sidi Ali Ben Amar		Oued El Abtal		Sidi Aek Djillali	
Année	Q ($m^3.s^{-1}$)	q ($l.s^{-1}.km^{-2}$)	Q ($m^3.s^{-1}$)	q ($l.s^{-1}.km^{-2}$)	Q ($m^3.s^{-1}$)	q ($l.s^{-1}.km^{-2}$)	Q ($m^3.s^{-1}$)	q ($l.s^{-1}.km^{-2}$)	Q ($m^3.s^{-1}$)	q ($l.s^{-1}.km^{-2}$)
1967/68	14.90	6.02	7.84	5.27	11.24	9.66	56.46	10.52	5.77	11.57
1968/69	7.00	2.83	7.39	4.96	10.44	8.98	16.43	3.06	5.42	10.86
1969/70	8.03	3.24	4.57	3.07	8.29	7.13	25.29	4.71	8.50	17.03
1970/71	5.47	2.21	4.96	3.33	14.86	12.78	24.98	4.66	4.25	8.52
1971/72	14.54	5.88	13.80	9.27	4.55	3.91	45.71	8.52	3.77	7.56
1972/73	9.10	3.68	5.01	3.37	6.81	5.86	45.92	8.56	2.05	4.11
1973/74	6.52	2.64	4.25	2.86	5.56	4.78	18.42	3.43	8.69	17.42
1974/75	9.86	3.99	3.32	2.23	5.39	4.64	13.01	2.42	3.49	7.00
1975/76	8.23	3.33	3.79	2.55	4.65	4.00	11.82	2.20	5.50	11.02
1976/77	6.94	2.80	6.13	4.12	6.38	5.49	13.64	2.54	4.40	8.82
1977/78	4.61	1.86	4.29	2.88	7.99	6.87	11.76	2.19	2.08	4.17
1978/79	6.80	2.75	3.48	2.34	6.66	5.73	12.37	2.31	4.32	8.65
1979/80	19.18	7.75	7.27	4.88	8.75	7.52	19.54	3.64	6.42	12.86
1980/81	4.90	1.98	5.13	3.45	8.71	7.49	19.20	3.58	4.36	8.73
1981/82	12.41	5.02	3.78	2.54	5.38	4.63	15.42	2.87	2.36	4.73
1982/83	8.18	3.31	3.03	2.04	4.48	3.85	13.18	2.46	9.57	19.18
1983/84	3.78	1.53	6.05	4.07	3.96	3.41	12.36	2.30	6.76	13.54
1984/85	4.75	1.92	2.07	1.39	7.14	6.13	40.47	7.54	2.74	5.49

1985/86	14.82	5.99	8.22	5.52	13.76	11.83	38.84	7.24	6.26	12.54
1986/87	7.82	3.16	12.50	8.40	7.02	6.04	17.90	3.34	7.35	14.72
1987/88	5.65	2.28	5.13	3.45	9.60	8.25	27.03	5.04	3.91	7.83
1988/89	6.78	2.74	19.09	12.83	17.20	14.79	44.62	8.32	3.88	7.78
1989/90	9.69	3.92	26.24	17.63	6.57	5.65	20.02	3.73	6.66	13.35
1990/91	9.43	3.81	15.78	10.60	10.05	8.64	11.58	2.16	7.03	14.09
1991/92	7.52	3.04	3.70	2.49	5.95	5.12	14.58	2.72	0.80	1.60
1992/93	12.53	5.06	2.02	1.36	6.54	5.62	28.46	5.30	0.62	1.25
1993/94	16.07	6.49	6.11	4.10	5.30	4.56	46.05	8.58	6.48	12.98
1994/95	35.54	14.37	13.85	9.31	6.72	5.78	47.12	8.78	5.35	10.71
1995/96	21.07	8.52	24.83	16.69	5.91	5.08	37.64	7.02	1.60	3.20
1996/97	27.84	11.25	15.87	10.67	9.32	8.02	21.31	3.97	1.52	3.05
1997/98	13.00	5.25	14.43	9.70	4.85	4.17	17.44	3.25	1.04	2.08
1998/99	4.82	1.95	28.32	19.03	9.12	7.85	27.92	5.20	0.38	0.77
1999/00	31.38	12.68	2.98	2.00	6.70	5.76	39.76	7.41	0.51	1.02
2000/01	19.25	7.78	20.31	13.65	7.19	6.18	60.49	11.27	1.62	3.24
2001/02	27.45	11.10	25.66	17.24	6.41	5.51	32.71	6.10	0.26	0.51
2002/03	41.21	16.66	4.50	3.02	10.57	9.09	17.80	3.32	2.15	4.31
2003/04	11.78	4.76	2.78	1.87	13.89	11.94	18.16	3.39	1.56	3.13
2004/05	19.60	7.92	7.38	4.96	17.29	14.87	2.20	0.41	0.21	0.42
2005/06	18.74	7.58	13.69	9.20	24.44	21.01	21.97	4.09	0.19	0.38
2006/07	8.50	3.44	8.81	5.92	16.33	14.05	2.44	0.45	0.46	0.93
Moyenne	13.14	5.31	9.46	6.36	8.80	7.57	25.3	4.72	3.76	7.53
Ecart type	9.01	3.64	7.44	5.00	4.38	3.77	14.54	2.71	2.7	5.4
Cv	0.69	0.77	0.80	0.77	0.50	0.50	0.58	0.58	0.72	0.72

Tableau 7.3. Valeurs caractéristiques des modules au niveau des bassins versants

Stations	Moyenne (m ³ .s ⁻¹)	Max (m ³ .s ⁻¹) (année)	Min (m ³ .s ⁻¹) (année)	Nbre d'année > moyenne	Coef. Immodération R=Q _M /Q _m
Ain Hamara	13.14	41.21 (2002/03)	3.78 (1983/84)	14 sur 40	10.90
S.A.B.Amar	5.31	20.44 (2005/06)	3.96 (1982/83)	13 sur 40	5.16
Takhmert	8.80	28.32 (1998/99)	0,19 (2005/06)	13 sur 40	149.05
O. El Abtal	25.30	60.49 (2000/01)	2.20 (2004/05)	15 sur 40	27.50
SAD	3.76	9.57 (1982/83)	0,15 (2005/06)	21 sur 40	63.80

7.4.2- Variations des débits annuels moyens spécifiques (l.s⁻¹.km⁻²) :

Afin de mieux cerner la variation de l'écoulement dans les cinq sous bassins, nous utiliserons les modules spécifiques, car ces derniers permettent de les comparer entre eux en ramenant le débit à l'unité de surface. L'abondance spécifique des bassins (tableau 7.4) varie d'une part en fonction de la distribution des précipitations et d'autre part en fonction des caractéristiques physiographiques de chaque bassin, à savoir la lithologie, le couvert végétal. C'est donc un élément purement géographique.

Tableau 7.4 : Débits spécifiques et lames d'eau écoulées

Bassins	Cours d'eau	Q (m ³ .s ⁻¹)	q (l.s ⁻¹ .km ⁻²)	E (mm)
Oued Abd Aval	El Abd	13.14	5.31	167.50
	El Abd	5.31	3.57	111.64
Oued Mina Amont	Louhou	8.80	7.57	231.26
Oued Mina	Mina	25.30	4.72	147.75
Oued Mina Haddad	Haddad	3.76	7.54	237.15

Q : module annuel (m³.s⁻¹) ; q : débit spécifique (l.s⁻¹.km⁻²) ; E : lame d'eau écoulée (mm)

Le bassin versant de l'oued Abd Aval avec ces deux stations celle d'Ain Hamara, qui contrôle une superficie de 2474 km², son débit spécifique est de 13.14 l.s⁻¹.km⁻², soit une lame d'eau écoulée de 167.50 mm, et celle de Takhmert qui contrôle une superficie de 1488 km², reçoit une précipitation de 369.91 mm et son débit spécifique est de 5.3 l.s⁻¹.km⁻².

Quant au bassin de l'oued Mina Amont, son débit spécifique est de l'ordre de 7.57 l.s⁻¹.km⁻² équivalent à une lame d'eau écoulée de 231.26 mm. Pour l'oued Mina et bien le débit spécifique est de 4.72 l.s⁻¹.km⁻² ce qui donne une lame d'eau écoulée égale à 147.75 mm. Le bassin de l'oued mina Haddad avec une superficie de 499 km² laisse écouler une lame d'eau égale à 237.15 mm. Ces valeurs relativement importantes du débit spécifique au niveau de ces deux bassins, sont dues à la taille et la lithologie des bassins.

7.4.3- Irrégularité inter annuelle des modules et leur répartition statistique

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}). Elle peut être complétée par d'autres critères statistiques simples tels que le coefficient de variation, ainsi que le coefficient d'immodération (R) donné par le rapport des modules extrêmes (R = Q_M/Q_m).

1- Hydraulicité

Tableau 7.5 : Hydraulicité des oueds Abd Aval, Mina amont, Mina Haddad et Mina (Nord Ouest d'Algérie)

Bassin	Oued Abd aval		Oued Mina amont	Oued Mina	Oued Mina Haddad
	Ain Hamara	Takhmert	Sidi Ali Ben Amar	Oued El Abtal	Sidi AEK Djillali
Année	Q _i /Q _m	Q _i /Q _m	Q _i /Q _m	Q _i /Q _m	Q _i /Q _m
1967/68	1.13	1.48	1.28	2.23	1.53
1968/69	0.53	1.39	1.19	0.65	1.44
1969/70	0.61	0.86	0.94	1.00	2.26
1970/71	0.42	0.93	1.69	0.99	1.13
1971/72	1.11	2.60	0.52	1.81	1.00
1972/73	0.69	0.94	0.77	1.82	0.55
1973/74	0.50	0.80	0.63	0.73	2.31
1974/75	0.75	0.63	0.61	0.51	0.93
1975/76	0.63	0.71	0.53	0.47	1.46
1976/77	0.53	1.15	0.73	0.54	1.17
1977/78	0.35	0.81	0.91	0.46	0.55
1978/79	0.52	0.66	0.76	0.49	1.15

1979/80	1.46	1.37	0.99	0.77	1.71
1980/81	0.37	0.97	0.99	0.76	1.16
1981/82	0.94	0.71	0.61	0.61	0.63
1982/83	0.62	0.57	0.51	0.52	2.55
1983/84	0.29	1.14	0.45	0.49	1.80
1984/85	0.36	0.39	0.81	1.60	0.73
1985/86	1.13	1.55	1.56	1.54	1.66
1986/87	0.60	2.35	0.80	0.71	1.95
1987/88	0.43	0.97	1.09	1.07	1.04
1988/89	0.52	3.60	1.95	1.76	1.03
1989/90	0.74	4.94	0.75	0.79	1.77
1990/91	0.72	2.97	1.14	0.46	1.87
1991/92	0.57	0.70	0.68	0.58	0.21
1992/93	0.95	0.38	0.74	1.12	0.16
1993/94	1.22	1.15	0.60	1.82	1.72
1994/95	2.70	2.61	0.76	1.86	1.42
1995/96	1.60	4.68	0.67	1.49	0.43
1996/97	2.12	2.99	1.06	0.84	0.40
1997/98	0.99	2.72	0.55	0.69	0.28
1998/99	0.37	5.33	1.04	1.10	0.10
1999/00	2.39	0.56	0.76	1.57	0.14
2000/01	1.46	3.82	0.82	2.39	0.43
2001/02	2.09	4.83	0.73	1.29	0.07
2002/03	3.14	0.85	1.20	0.70	0.57
2003/04	0.90	0.52	1.58	0.72	0.41
2004/05	1.49	1.39	1.96	0.09	0.06
2005/06	1.43	2.58	2.78	0.87	0.05
2006/07	0.65	1.66	1.86	0.10	0.12
Max	3.14	5.33	2.78	2.39	2.55
Min	0.29	0.38	0.45	0.09	0.05

Les séries hydrométriques permettent de cerner l'évolution des débits sur des années successives. Le tableau 7.2 relatif aux variations interannuelles des modules, 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 témoignent les valeurs de l'hydraulicité qui sont en majorité inférieures à la moyenne annuelle (tableau 7.5).

En effet, plus de 50% des années hydrologiques sont déficitaires. Ce fait, confirme l'hypothèse 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.

2- Coefficient d'immodération

Les coefficients d'immodération (tableau 7.3) sont eux aussi élevés, ils varient entre 5.16 et 149.05, cette dernière valeur remarquable de l'Oued Abd aval montre l'irrégularité accentuée des débits inter annuels.

3- Coefficient de variation

La variation inter annuelle peut être aussi précisée par le coefficient de variation (Cv) (tableau 7.2). Les valeurs du coefficient de variation sont élevées. Nous relevons les plus fortes valeurs au niveau de Takhmert et de Sidi Abdel Kader Djillali. Cette variabilité dans l'ensemble est liée à l'alimentation essentiellement pluviale irrégulière des cours d'eau, d'autant plus qu'il s'agit d'une période climatique "sèche".

7.4.4- Etude statistique des modules

L'étude statistique des modules présente un intérêt indéniable dans le cadre des projets d'aménagements hydrauliques et permet de compléter la connaissance du phénomène d'irrégularité de l'écoulement annuel. Le choix de la période de retour du débit dépend de la taille de l'échantillon.

La forte dispersion des débits annuels mise en évidence par les valeurs du coefficient de variation (Cv), laisse supposer une distribution dissymétrique des échantillons, cette dissymétrie apparaît nettement en portant les points représentatifs des Log de Q en face de leurs fréquences expérimentales sur un papier Gausso- arithmétique (Annexe).

L'ajustement à une distribution de type Galton ou Log normale à nos bassins donne les résultats du tableau 7.6 ci-dessous :

Tableau 7.6 : Ajustement à une loi Lognormale des modules annuels des oueds Abd Aval, Mina Amont, Mina Haddad et oued Mina.

Bassins	Paramètres statistiques		Droite d'Henry
	Moy Qlog	σ Qlog	
Oued Abd Aval	0.19	0.25	Qlog = 0.19 + 0.25 u
	0.93	0.82	Qlog = 0.93 + 0.82 u
Oued Mina Amont	0.08	0.55	Qlog = 0.08 + 0.55 u
Oued Mina	0.52	0.82	Qlog = 0.52 + 0.82 u
Oued Mina Haddad	-2.18	1.30	Qlog = 1.30 u - 2.18

L'adéquation à la loi log normal a été testée par le test du χ^2 et celui de Smirnov Kolmogorov.

7.4.5- Analyse des données hydrologiques

Des tests de rupture ont été appliqués sur les séries chronologiques des débits moyens mensuels ainsi qu'annuels via le logiciel Khronostat (cf. paragraphe 6.5. Chapitre 6)

Tableau 7.7 : Détection des ruptures dans les séries des débits annuels et mensuels (1967/68-2006/07)

Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Débit annuel
Ain Hamara	72		99	71	74	06	81	84	80	70	00	79	80
Takhmert	93	75	96	89		95				02	97		94
Sidi Ali Ben Amar		74	82	82	83	88	87	87	87	89	90	90	82
Oued El Abtal	73	73		70		95	72	81	80	76	79	75	74
Sidi Aek Djillali	70	75	90	70	90	87	91	75	76	76	75	74	75

Dates de ruptures détectées par trois tests statistiques (gris foncé), par au moins deux tests statistiques (gris clair : ruptures probables) sur les bassins versants (en gras : les dates de ruptures détectées par plus d'un bassin versant la même année ou le même mois) (case vide = aucune rupture probable détectée).

Les débits d'écoulements annuels connaissent une diminution globale depuis les années 1970 (tableau 7.7). Pour les débits, des ruptures probables sont observées aussi bien en saison de

pluie qu'en saison sèche. Au pas de temps annuel, les dates de ruptures probables sont 1974, 1975 et 1980 et correspondent généralement aux ruptures détectées au pas de temps mensuel. D'après ces résultats obtenus, nous constatons donc une concordance satisfaisante avec les dates détectées sur les pluies annuelles de la fin des années 1970 / début des années 1980. Nous supposons donc que la diminution des écoulements serait due à une diminution globale des précipitations sur le bassin versant de l'oued Mina.

En outre, Alpert *et al.*, (2002) ont également rapporté une diminution des pluies sur le pourtour méditerranéen : en Espagne, Italie, Turquie et Chypre de 1951 à 1995. Bekoussa *et al.*, (2008), ont eux aussi, après analyse de l'évolution des apports pluviométriques dans la région de Ghriss (Nord Ouest Algérien), montré une nette diminution depuis 1973 estimée à plus de 25 %, ajouté à ces résultats ceux trouvés par Laborde *et al.*, (2010) qui ont indiqué que la simulation de pluies sur l'Algérie du Nord avec une baisse annuelle de 15 % entrainerait une diminution de l'écoulement annuel de l'ordre de 40 % . Singla *et al.*, (2010) et Mahé *et al.*, (2011), décrivent également au Maroc une rupture climatique qui débute vers 1976 dans certaines régions, et qui s'étend largement vers 1979-1980 à la presque totalité du territoire.

7.5- Lois de distribution :

7.5.1- Etude des crues

Le logiciel HYFRAN-PLUS, développé par l'Institut canadien (INRS-ETE), est utilisé pour ajuster une série de données de crues qui vérifient les hypothèses d'indépendance, d'homogénéité et de stationnarité. Un Système d'Aide à la Décision (SAD) a été utilisé pour permettre de choisir la classe de distributions la plus adéquate afin d'estimer les quantiles de période de retour élevée (Bobée *et al.*, 2008).

En effet, une classification des lois par rapport à la queue droite de la distribution, permet de distinguer trois principales catégories dans lesquelles on peut classer les dix distributions les plus utilisées en hydrologie pour représenter les débits maximums annuels (El Adlouni *et al.*, 2008):

- La classe C (distribution à variations régulières) : Fréchet (EV2), Halphen B Inverse (HIB), Log-Pearson type 3 (LP3), Gamma Inverse (GI).
- La classe D (distributions sub-exponentielles) : Halphen type A (HA), Halphen type B (HB), Gumbel (EV1), Pearson type 3 (P3), Gamma (G).
- La classe E (loi exponentielle).

Tableau 7.8. Loi de distribution des crues pour chaque station du bassin d'oued Mina

Bassins	Stations	Indépendance (Wald-Wolfowitz)	Stationnarité (Kendall)	Classe de lois
Oued Abd Aval	Ain Hamara	Accepté au seuil de 5%	Accepté au seuil de 1%	C (Loi GEV)
	Takhmert	Accepté au seuil de 5%	Accepté au seuil de 5%	C (Loi GEV)
Oued Mina	Oued El Abtal	Accepté au seuil de 5%	Accepté au seuil de 5%	C (Loi GEV)
Oued Mina Haddad	Sidi Aek Djillali	Accepté au seuil de 1%	Accepté au seuil de 1%	C (Loi GEV)
Oued Mina Amont	Sidi Ali Ben Amar	Rejeté au seuil de 1%	Accepté au seuil de 5%	C (Loi GEV)

De façon générale, les débits de crues sur l'ensemble du bassin de l'oued Mina se classent dans la catégorie C et suivent une loi GEV.

Les résultats des tests d'hypothèses de stationnarité et d'indépendance des données étudiées relatives aux crues annuelles des stations des sous bassins de l'oued Mina montrent :

_ Au niveau de la station d'Ain Amara, la stationnarité a été acceptée à un niveau de signification de 1% par contre l'indépendance a été acceptée à un seuil de 5%.

_ Les deux stations Takhmert et Oued El Abtal ont été acceptés par les deux tests à un niveau de signification de 5%.

_ La stationnarité a été acceptée au niveau de signification de 5% pour la station de Sidi Ali Ben Amar, par contre l'indépendance a été rejetée à un seuil de 1%.

7.5.2- Variabilité de la Récurrence des crues autour des dates de rupture

Nous avons étudié la variabilité de la récurrence des crues avant et après les ruptures, à titre d'exemple et au niveau de la station d'Ain Hamara. Avant la rupture de 1992, les crues d'une intensité inférieures à $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ne sont de retour qu'une fois tous les 5 ans (Fig. 7.7). Par contre, et au delà de cette valeur, précisément à partir de $99 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les crues présentent des périodes de retour longues (20 ans) à très longues (100 ans).

Mais après cette même date de rupture et pour les mêmes périodes de retour, les crues ont significativement diminué. Par exemple et au niveau de la station d'Ain Hamara, avant la date de rupture (1992), la crue d'une intensité de $99 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avait un temps de retour de 20 ans or cette même crue est devenue centennial après cette date de rupture.

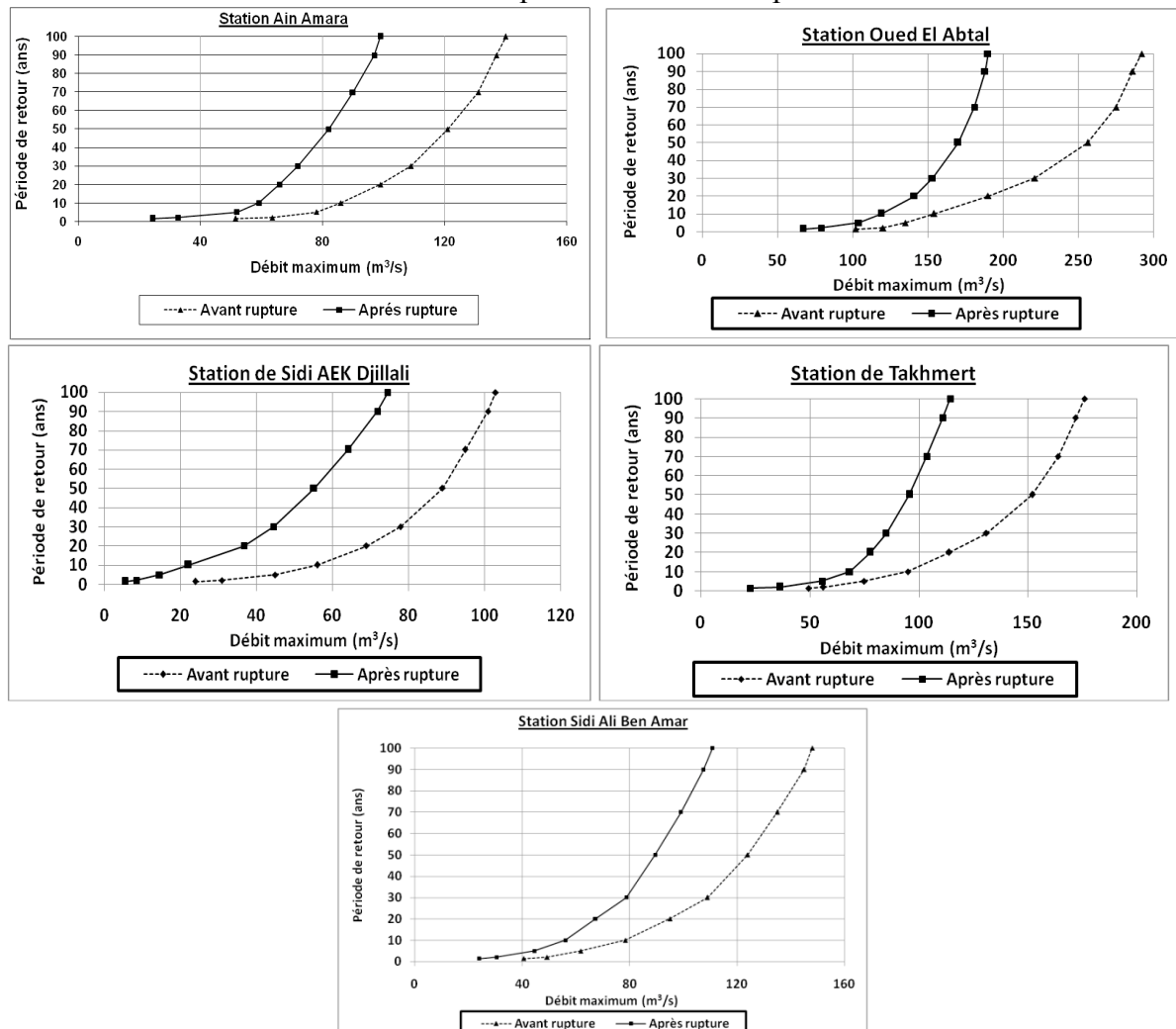


Figure 7.7. Impact des ruptures hydrométriques sur la récurrence des crues

Le changement climatique des années 1970 a donc eu pour impact une variation de la récurrence des crues sur l'ensemble des sous bassins du bassin versant de l'oued Mina.

La baisse de la pluviométrie a, bien entendu, des conséquences sur les régimes des cours d'eau et donc sur la disponibilité des ressources en eau, clé de la réussite de bon nombre de projets de développement. Cependant, les conséquences de cette diminution des volumes écoulés sont d'ores et déjà évidentes au regard de l'exploitation des ressources en eau et de l'environnement. L'agriculture et l'alimentation des retenues sont fortement pénalisées par cette diminution des ressources. Les conséquences de ce phénomène sont donc très inquiétantes en ce qui concerne le bon fonctionnement et la rentabilité des projets déjà réalisés ou envisagés.

7.5.3- Calculs des Indices Hydrométriques (SRI)

Les indices hydrométriques permettent de dégager les grandes tendances dans les séries chronologiques et pour mieux visualiser les périodes de déficit et d'excédent à l'échelle annuelle, ces indices ont été centrés et réduits à partir de la formule suivante:

$$SRI_{cr} = \frac{Q - \bar{Q}}{\sigma} \quad (7.1)$$

Où SRI_{cr} est la Variable centrée réduite hydrométrique, P est le cumul de la variable sur une période t donnée, \bar{P} est la moyenne de la série chronologique sur la période d'étude et σ est l'écart type de la série sur la période d'étude.

7.6- Calcul du coefficient d'écoulement standard

Afin de caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler et connaître les changements des états de surface, un coefficient d'écoulement (C_e) est utilisé. Ce coefficient a été évalué comme le rapport entre indice hydrométrique et indice pluviométrique.

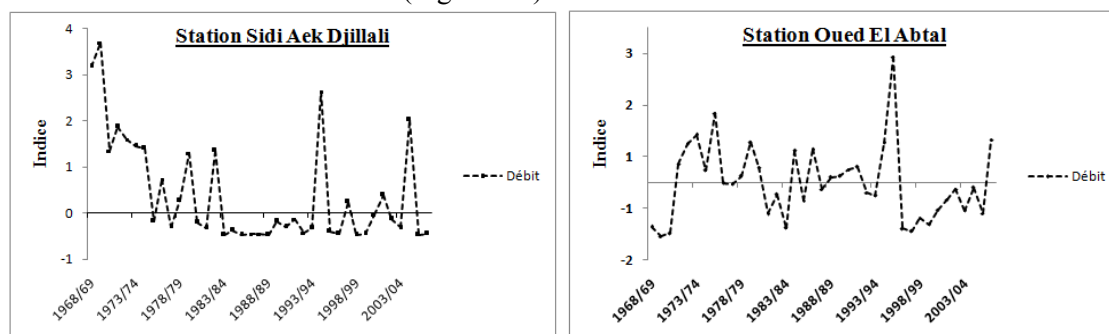
$$C_e = \frac{SRI}{SPI} \quad (7.2)$$

Cette partie se propose de décrire l'évolution des coefficients d'écoulement sur le bassin-versant de l'oued Mina au niveau des stations hydrométriques disponibles sur chaque sous bassin.

7.7- Résultats et Discussion

a/ Indices Hydrométriques

Les données hydrométriques enregistrées au niveau des stations de travail, à travers les indices, caractérisent une situation majoritairement dominée par une sécheresse modérée et dans une moindre mesure une sécheresse forte (Figure 7.8).



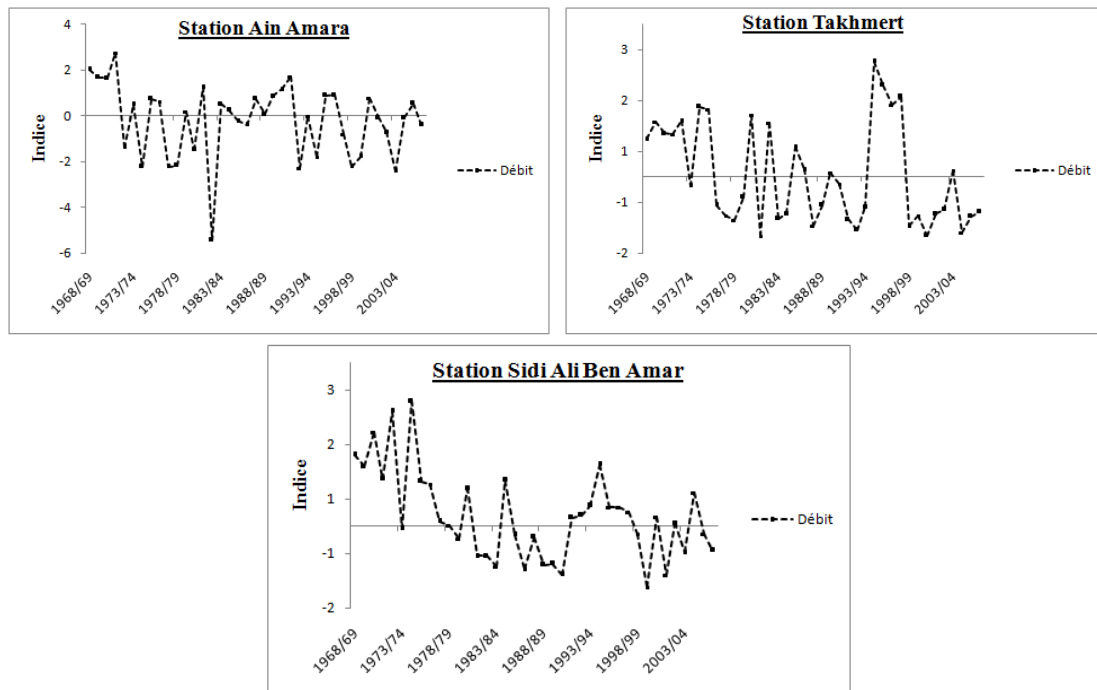


Figure 7.8. Indices hydrométriques de 1968 à 2007 pour chaque sous bassin

La variabilité hydroclimatique s'est matérialisée par une alternance d'années humides et sèches au regard de l'évolution des indices hydrométriques. Pour la séquence 1976-1994, près de 90% des années concernées correspondent à des indices hydrométriques négatifs traduisant un régime pluviométrique déficitaire (Fig.7.8). Un retour aux années excédentaires a lieu après cette séquence déficitaire jusqu'en 1998. A partir de 98, on enregistre une alternance d'indices positifs et négatifs.

b/ Ampleur de la Sécheresse

1/ Gammes de Valeurs SRI et Signification

Sur la base de ces indices exprimés (Tableau 7.9) à partir des débits, nous remarquons que les résultats sont caractéristiques d'une sécheresse (69%) allant de forte (8%) à modérée (61%). Les 34% des années restants ont subi une humidité à intensité variable.

Plus au Sud du bassin de l'oued Mina et précisément sur le sous bassin IV contrôlé par la station de Takhmert, les indices exprimés à partir des débits sont caractéristiques d'une sécheresse (56%) allant de forte (10%) à modérée (46%). Les 44% des années restants ont subi une humidité à intensité variable. Sur l'ensemble de ces paramètres hydroclimatiques, la sécheresse revêt un caractère globalement modéré. En revanche, un nombre d'années non négligeable ont subi de très forte sécheresse, ce nombre apparaît en outre moins élevé pour l'écoulement.

A une échelle annuelle (Fig.7.9), les variations des régimes hydrologiques des oueds du bassin de l'oued Mina révèlent des irrégularités à tendance généralisée à l'ensemble du bassin. Ces irrégularités ou pulsations climatiques, peuvent être étudiées à partir des variations annuelles du coefficient de ruissellement standard (C_e).

Les variations de ce coefficient en fonction des années montrent qu'au cours de l'épisode compris entre 1968 et 1981, le bassin de l'oued Mina a connu un épisode déficitaire très important suivi d'une période excédentaire ne dépassant pas 3 ans consécutifs.

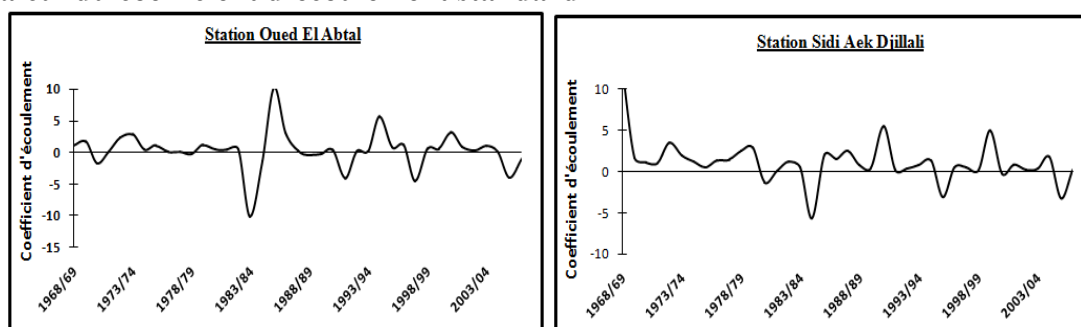
Depuis le milieu des années 70 et jusqu'au milieu des années 80, une période très sèche s'est installée sur ce bassin. Après cette date, on remarque une alternance de valeurs négatives et valeurs positives, reste à préciser qu'à partir de la décennie 2000 une tendance à la baisse de ce coefficient est très apparente.

En outre, la baisse des précipitations a eu, et continue d'avoir, des conséquences sur les écoulements des principaux cours d'eau de la région d'étude. A cause de l'effet cumulatif de déficits pluviométriques, les niveaux des nappes phréatiques alimentant les différents cours d'eau sont plus bas. Ainsi la baisse des écoulements au niveau des cours d'eau est la résultante de la baisse de niveau des nappes (baisse des apports de base) et la baisse des précipitations engendrant d'une façon générale la baisse de ruissellement. De ce fait, même avec une bonne année pluviométrique, les écoulements peuvent être moyens à cause de la baisse de niveau de nappes dont l'inertie est plus grande (Briquet *et al.*, 1995).

Tableau 7.9 : Ampleur de la sécheresse (et de l'humidité) entre 1968-2007

Variables	S/Bassin	Gamme SRI	Interprétation	% d'années
Hydrométrie (1968-2007)	I	SPI>2	Humidité extrême	7
		1<SPI<2	Humidité forte	14*
		0<SPI<1	Humidité modérée*	10
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	61*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	8
	II	SPI>2	Humidité extrême	3
		1<SPI<2	Humidité forte	2
		0<SPI<1	Humidité modérée*	41*
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	51*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	3
	III	SPI>2	Humidité extrême	5
		1<SPI<2	Humidité forte	13
		0<SPI<1	Humidité modérée*	36*
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	35*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	11
	IV	SPI>2	Humidité extrême	5
		1<SPI<2	Humidité forte	21*
		0<SPI<1	Humidité modérée*	18
		-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	46*
		-2<SPI<-1	Sécheresse forte	10
V	SPI>2	Humidité extrême	5	
	1<SPI<2	Humidité forte	10	
	0<SPI<1	Humidité modérée*	41*	
	-1<SPI<0	Sécheresse modérée*	41	
	-2<SPI<-1	Sécheresse forte	3	

c/ Calcul du coefficient d'écoulement standard



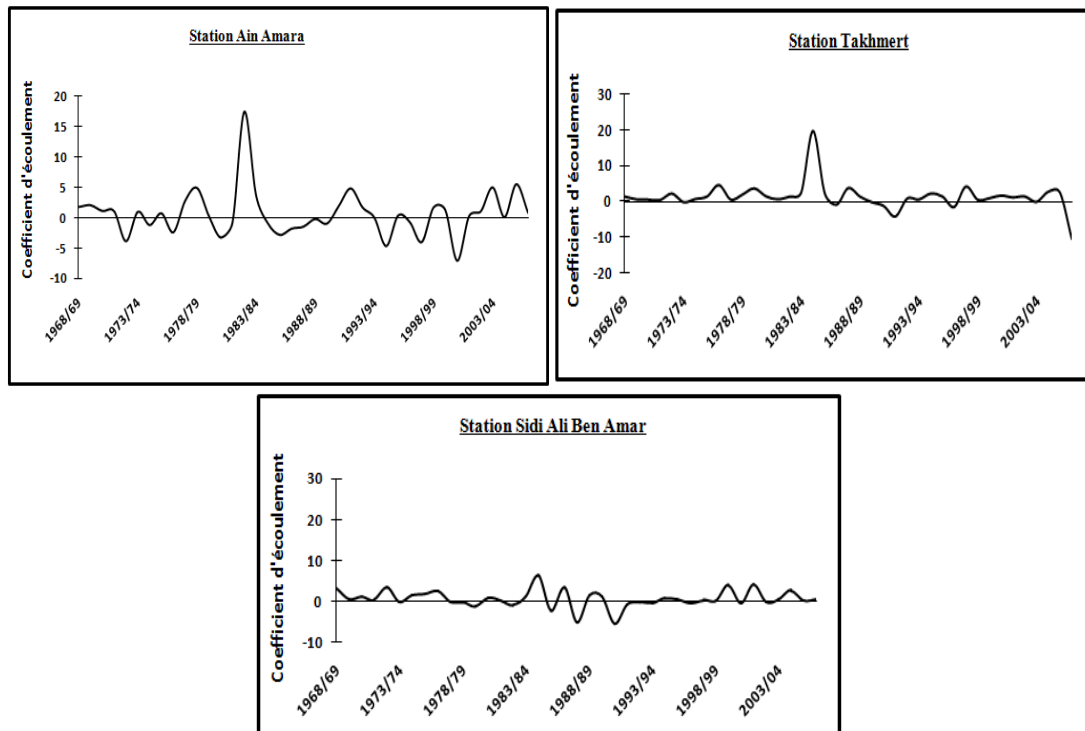


Figure 7.9. Coefficient d'écoulement standard pour chaque sous bassin

La sécheresse a eu pour conséquence la modification de l'état de surface des bassins versants dans la majeure partie du Nord Ouest d'Algérie. La dégradation de l'écosystème, avec la diminution du couvert végétal entre autres, a pour conséquence l'augmentation du coefficient de ruissellement des sols (Albergel, 1987).

Ainsi une dégradation des états de surface sur le bassin d'étude, ce qui a eu pour conséquence l'augmentation du coefficient de ruissellement, il était donc normal d'observer ces dernières années des écoulements importants sur la région suite à des années de précipitations moyennes à supérieures à la moyenne.

De manière générale, l'analyse des pluies et des écoulements révèle que les récentes décennies (fin du 20^{ème} - début du 21^{ème} siècle) ont été les plus sèches du dernier demi-millénaire sur l'ensemble de la Méditerranée. A cette échelle, les pluies diminuent effectivement de manière importante et abrupte depuis 1960 (Goodess et Jones, 2002 ; Xoplaki *et al.*, 2004) ce qui entraîne une nette diminution des écoulements. Les changements climatiques qui affectent actuellement le bassin méditerranéen sont susceptibles d'avoir des conséquences importantes sur les régimes hydrologiques des fleuves côtiers.

Conclusion

Ces résultats indiquent une modification du régime pluviométrique en 1976 sur le bassin de l'oued Mina. La baisse observée des pluies est un facteur important de la variabilité du régime hydrologique. Dans les régions à climat semi-aride et aride, les bassins hydrologiques sont sensibles à de faibles variations des caractéristiques climatiques. Des changements faibles dans les précipitations peuvent avoir des répercussions importantes sur l'écoulement des eaux superficielles.

Grâce aux tests statistiques de détection des ruptures sur les séries chronologiques des précipitations mensuelles et annuelles ainsi que les débits d'écoulements annuels, mensuels,

maximums et minimums, nous avons validé la significativité de la diminution des pluies et des écoulements sur le bassin de l'oued Mina depuis la fin des années 70.

A l'aide du logiciel HYFRAN-PLUS utilisé pour l'étude des crues, les hypothèses de stationnarité et d'indépendance sont vérifiées sur l'ensemble des crues du bassin de l'oued Mina et ces dernières sont classées dans la catégorie C et suivent la loi GEV et l'étude de la récurrence de ces dernières autour des dates de ruptures.

En outre, les dates de ruptures détectées sur chaque sous bassin ont montré une baisse évidente des crues à partir de 1970. En effet, les crues connaissent une variation de récurrence autour des dates de ruptures ainsi l'étude a conclu et ce, sur l'ensemble de la zone d'étude, qu'une crue, pour une période de retour vicennale avant la date de rupture, est devenue centennale après cette date.

En effet, de 1968 à 2007, la variabilité hydroclimatique s'est matérialisée par une alternance d'années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométriques et hydrométriques. Par conséquence, le régime hydrologique du bassin de l'oued Mina est directement influencé par celui des précipitations mais subit aussi, avec un effet retard, l'incidence du cumul de déficits pluviométriques répétés. Une évaluation du coefficient de ruissellement standard a bien montré que la baisse des précipitations a eu, et continue d'avoir, des conséquences sur les écoulements des principaux cours d'eau de la région d'étude. A cause de l'effet cumulatif de déficits pluviométriques, les niveaux des nappes phréatiques alimentant les différents cours d'eau sont plus bas. Ainsi la baisse des écoulements au niveau des cours d'eau est la résultante de la baisse de niveau des nappes (baisse des apports de base) et la baisse des précipitations engendrant d'une façon générale la baisse de ruissellement.

Les deux chapitres de cette partie ont permis de démontrer que le sentiment généralement ressenti localement par la population d'une modification à la baisse du régime pluviométrique dans la région est parfaitement fondé.

TROISIEME PARTIE

Analyse du transport solide en suspension

CHAPITRE 8. Analyse des chroniques du transport solide en suspension

8.1- Introduction

A l'échelle d'un bassin versant ou d'une parcelle expérimentale, c'est essentiellement par la mesure des flux de la matière en suspension (MES) dans les eaux de ruissellement des oueds que l'on parvient à une estimation plus quantitative de l'érosion hydrique des versants. Les flux de MES mesurés résultent d'un ensemble de phénomène de mise en mouvement, de dépôt et de reprise des sédiments qui affectent les versants et les berges des cours d'eau.

La quantification des flux en MES nécessite d'effectuer des mesures de concentration en continu, évènementielles ou ponctuelles dans le temps.

- Etude du transport solide en suspension dans les sous bassins de l'Oued Mina.

8.2- Présentation des données

Cette étude portera sur les sous bassins de l'oued Mina. Le choix de ces sous bassins est dicté par la disponibilité de données de mesure des concentrations des matières en suspension. Ces données nous ont été fournies par les services hydrologiques de l'ANRH et pendant les périodes allant de 1970/71 à 2001/02 soit une durée de 32 ans (cf. paragraphe 7.1 Chapitre 7).

L'étude est basée sur les valeurs instantanées des débits liquides (Q_l), donnés en $m^3 \cdot s^{-1}$, mesurés aux différentes stations. A 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 $105^\circ C$ pendant 30 minutes. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélevé, ce qui établit la concentration, donnée en $g \cdot l^{-1}$. 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 prélevait un échantillon. En période normale on prélevait une fois tous les deux jours.

Le calcul du débit solide en suspension (comme il a été déjà expliqué au chapitre 1) est basé sur la mesure du débit liquide de l'écoulement puisque :

$$Q_{ss} = C \cdot Q_l \quad (8.1)$$

Remarque : Si les sédiments en suspension étaient uniformément distribués dans la section du cours d'eau, un échantillon prélevé à n'importe quel point dans la section donnerait une mesure de la concentration moyenne des sédiments suspendus. Mais cette concentration connaît une variabilité spatiale et temporelle. 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. La principale difficulté de mesure des concentrations réside donc dans le prélèvement d'un échantillon qui représente fidèlement l'écoulement ; d'où le caractère approché de cette méthode.

8.2.1- Calcul des apports des sous bassins de l'oued Mina

Le tableau 8.2 présente les apports liquides (A_l), solides (A_s) et les dégradations (A_{ss}) spécifiques au niveau des différents bassins aux différentes périodes de mesure.

L'analyse de ces données, permet de déduire que :

8.2.1.1- Sous bassin d'Oued Abd Aval

Dans le cas du sous bassin d'oued Abd Aval à la station d'Ain Hamara, pour une lame écoulee moyenne de 18 mm.an^{-1} , on enregistre un débit solide moyen annuel de 4.06 kg.s^{-1} soit un apport solide moyen de 128 000 tonnes, les dégradations spécifiques varient de 0.581 à $2\,152 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, soit une moyenne de $128 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

En outre, et sur le même bassin mais cette fois à la station de Takhmert, les dégradations spécifiques varient de 0.05 à $372 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ soit une moyenne de $93 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La lame d'eau écoulee est de 17 mm.an^{-1} ; apportant en moyenne, annuellement, 140 000 tonnes de sédiments, résultat d'un débit solide moyen annuel de 4.4 kg.s^{-1} .

8.2.1.2 - Sous bassin d'Oued Mina

Au niveau de la station d'Oued El Abtal, les dégradations spécifiques annuelles varient de 2.5 à $1676 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, soit une moyenne de $277 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, pour une lame d'eau écoulee de 9.4 mm.an^{-1} et un apport solide annuel de 1 487 000 tonnes, déduit d'un débit solide moyen annuel de 47 Kg.s^{-1} .

8.2.1.3 - Sous bassin d'Oued Mina Haddad

Le sous bassin contrôlé par la station de Sidi Aek Djillali se caractérise par une lame d'eau écoulee moyenne de 59.4 mm.an^{-1} apportant en moyenne, annuellement, et 130 000 tonnes de sédiments. La dégradation spécifique moyenne annuelle est de $267 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, pour des valeurs variant de 11 à $959 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, déduit d'un débit solide de 4 kg.s^{-1} .

8.2.1.4 - Sous bassin d'Oued Mina Amont

L'oued Mina amont est affecté par une dégradation spécifique moyenne annuelle de $130 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et variant de 4 à $836 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La lame d'eau écoulee moyenne est de 26 mm.an^{-1} , apportant en moyenne 151 000 tonnes de sédiments par an avec un débit solide moyen annuel de 4.8 kg.s^{-1} .

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, sans pour autant être affirmatif, étant donnée le nombre réduit de bassins étudiés.

Tableau 8.1. Valeurs des apports liquides, solides et des dégradations spécifiques au niveau des oueds Abd aval, Mina amont et Mina Haddad (Bassin versant de l'oued Mina)

Bassin	Oued Abd Aval						Oued Mina Amont			Oued Mina			Oued Mina Haddad		
	Ain Hamara			Takhmert			Sidi Ali Ben Amar			Oued El Abtal			Sidi Aek Djillali		
Année	Al Hm ³	As 10 ⁶ t	Ass t.km ⁻²	Al Hm ³	As 10 ⁶ t	Ass t.km ⁻²	Al Hm ³	As 10 ⁶ t	Ass t.km ⁻²	Al Hm ³	As 10 ⁶ t	Ass t.km ⁻²	Al Hm ³	As 10 ⁶ t	Ass t.km ⁻²
1970/71	42.89	0.132	53.36	41.31	0.126	84.68	42.26	0.056	48.24	169.3	1.880	350.36	40.05	0.026	52.75
1971/72	53.93	0.356	143.89	26.17	0.091	61.16	29.33	0.044	37.40	117.4	0.997	185.81	62.67	0.039	78.87
1972/73	46.99	0.096	38.80	50.77	0.143	96.10	45.10	0.081	69.82	76.98	3.040	566.56	38.79	0.008	16.18
1973/74	45.10	0.834	337.11	33.43	0.271	182.12	91.77	0.095	81.26	52.13	4.093	762.84	41.63	0.020	40.88
1974/75	43.20	0.678	274.05	32.48	0.091	61.16	39.10	0.183	157.35	57.68	4.283	798.29	41.31	0.022	43.98
1975/76	41.31	0.210	84.90	25.86	0.082	55.11	35.64	0.135	115.74	50.21	4.101	764.39	32.80	0.032	63.48
1976/77	40.18	0.213	85.93	23.65	0.161	108.19	34.37	0.091	78.44	53.77	0.173	32.22	39.10	0.024	47.88

1977/78	38.63	0.071	28.68	23.02	0.261	175.40	39.74	0.356	306.10	59.57	0.071	13.30	24.60	0.116	232.68
1978/79	37.53	0.133	53.64	15.77	0.223	149.87	41.00	0.088	75.41	67.61	0.152	28.30	33.11	0.073	147.28
1979/80	37.94	0.165	66.76	13.56	0.065	43.68	30.91	0.054	46.69	97.29	0.224	41.71	36.90	0.185	369.86
1980/81	37.21	0.039	15.86	29.01	0.034	22.85	46.67	0.061	52.54	46.01	0.190	35.40	40.37	0.220	441.36
1981/82	36.36	0.159	64.14	18.92	0.081	54.46	61.18	0.091	78.42	41.19	0.247	46.09	11.35	0.146	293.23
1982/83	35.86	0.001	0.58	14.19	0.171	114.99	26.49	0.188	161.56	18.42	0.295	54.95	34.06	0.302	604.94
1983/84	34.53	0.024	9.54	14.19	0.082	55.11	28.70	0.281	241.79	19.46	0.230	42.96	21.13	0.192	385.37
1984/85	33.49	0.171	69.25	13.56	0.023	15.30	20.81	0.123	106.10	76.13	0.108	20.12	18.29	0.140	279.71
1985/86	50.39	0.006	2.43	17.98	0.032	21.75	21.44	0.086	73.87	60.17	0.922	171.91	29.96	0.244	488.67
1986/87	41.19	0.001	0.48	33.11	0.138	93.00	17.03	0.072	62.09	65.15	1.768	329.61	32.48	0.250	501.62
1987/88	34.37	0.003	1.06	26.17	0.128	86.02	54.78	0.207	177.84	43.27	3.052	568.97	33.43	0.260	520.32
1988/89	34.37	0.003	1.30	21.44	0.107	71.62	31.85	0.972	835.54	27.94	0.190	35.49	29.01	0.269	539.24
1989/90	53.20	0.013	5.35	27.44	0.353	237.54	23.02	0.128	110.01	30.12	0.200	37.35	17.03	0.479	959.26
1990/91	52.51	0.003	1.32	43.84	0.105	70.69	22.71	0.127	108.77	18.92	0.711	132.47	31.54	0.199	398.71
1991/92	57.08	0.004	1.81	14.51	0.040	26.99	17.66	0.158	136.21	26.05	0.013	2.50	17.98	0.066	132.78
1992/93	33.18	0.015	5.92	4.73	0.084	56.45	18.29	0.128	109.70	48.75	2.722	507.28	23.65	0.076	151.51
1993/94	32.86	0.220	89.08	17.03	0.312	209.73	11.98	0.321	276.31	42.01	1.210	225.58	30.27	0.350	700.73
1994/95	62.50	0.036	14.53	5.36	0.130	87.37	16.08	0.213	183.49	65.75	2.177	405.86	29.96	0.103	207.26
1995/96	34.88	0.097	39.07	52.67	0.553	371.70	15.14	0.198	169.91	36.23	3.834	714.70	36.90	0.041	82.78
1996/97	76.16	0.142	57.40	14.51	0.225	151.31	25.54	0.099	84.78	62.44	0.112	20.93	83.02	0.239	478.68
1997/98	61.02	0.022	8.73	61.50	0.020	13.27	15.20	0.074	63.97	45.41	0.333	62.03	11.98	0.025	50.74
1998/99	35.32	5.326	2152.8	13.56	0.54	0.05	20.50	0.058	49.70	20.66	0.349	65.05	12.93	0.032	63.77
1999/00	23.34	0.132	53.36	9.78	0.048	32.32	15.14	0.007	6.18	50.49	0.621	115.82	26.17	0.005	10.53
2000/01	63.07	0.356	143.89	32.48	0.215	144.28	13.56	0.046	39.37	44.81	8.994	1676.4	29.01	0.077	154.38
2001/02	61.50	0.096	38.80	39.74	0.025	16.84	17.31	0.005	4.44	45.41	0.295	54.99	26.81	0.006	12.52
Moy.	44.17	0.316	127.85	33.64	0.155	92.84	30.32	0.151	129.66	50.56	1.487	277.19	29.63	0.130	260.90
Ecart Type	12.02	0.983	397.29	13.91	0.117	78.91	16.91	0.172	147.64	22.41	1.960	365.30	9.72	0.12	240.44
Cv	0.27	3.07	3.07	0.55	0.85	0.85	0.56	1.14	1.14	0.56	1.42	1.32	0.44	0.90	0.91

8.3 - Variabilité interannuelle des apports solides

Les variations interannuelles des apports solides montrent une grande irrégularité pour les différents bassins, liée à l'irrégularité des précipitations et donc des apports liquides.

8.3.1 - Sous bassin d'Oued Abd Aval

1- Station Ain Hamara

Au niveau de cette dernière (Fig. 8.1), sur une période de 32 années de 1970/71 à 2001/02 ; l'année 98/99 a charrié plus de la moitié (55%) du tonnage global. La dégradation spécifique moyenne est élevée dépassant ainsi les 1000 t.km⁻².an⁻¹. Elle dépasse parfois (1998/99), les 2 000 t.km⁻².an⁻¹.

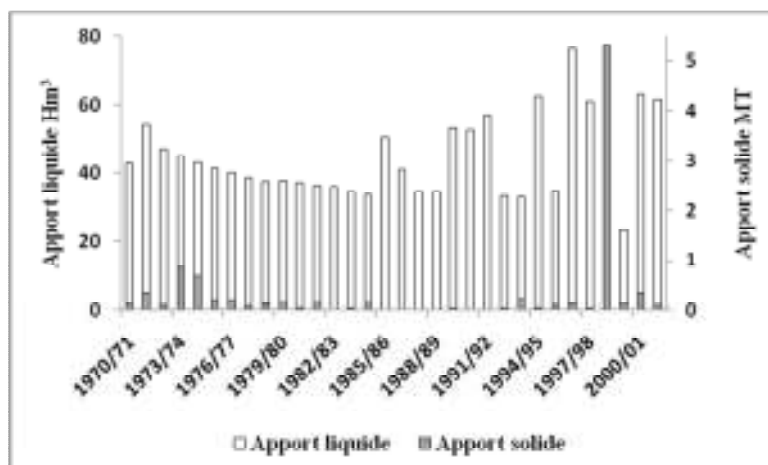


Figure 8.1. Apports liquides et solides annuels de l'oued Abd Aval (Station A. Hamara)

2- Station Takhmert

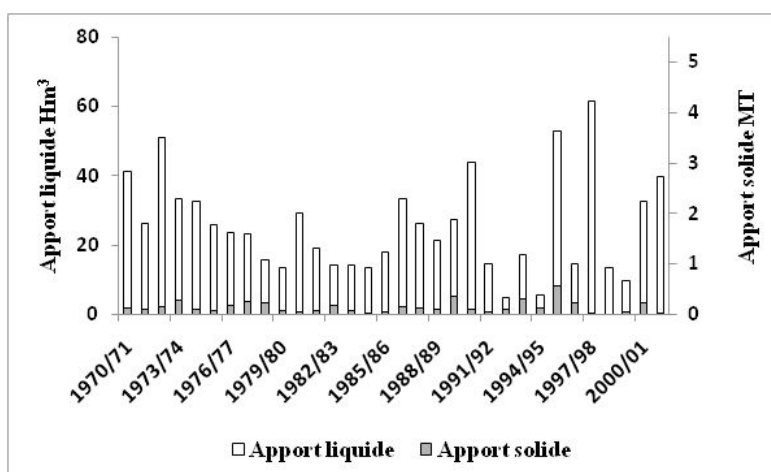


Figure 8.2. Apports liquides et solides annuels de l'oued Abd Aval (Station Takhmert)

La dégradation spécifique maximale annuelle a été atteinte en 1995/96 avec une valeur de plus de $500\,000\text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ contre un apport liquide de 52 Hm^3 (Fig. 8.2).

8.3.2 - Sous bassin d'Oued Mina

- Station Oued El Abtal

Au niveau de cette station, l'année 2000/01 a été exceptionnelle avec un apport solide de 8.994 millions de tonnes. Cet apport représente trois fois la valeur moyenne annuelle de la période d'étude. L'examen de la figure 8.3 permet de voir l'ampleur de l'irrégularité interannuelle, en effet, le rapport entre les valeurs extrêmes des années de fortes et faibles érosions est de 692 pour les apports solides et 10 pour les concentrations. Malgré les quantités importantes de l'apport solide, la dégradation spécifique reste modeste ne dépassant qu'à une seule reprises sur 32 années le seuil de $1000\text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

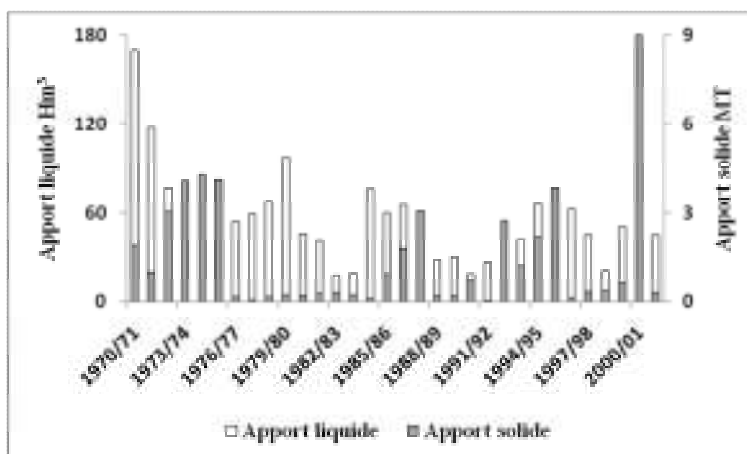


Figure 8.3. Apports liquides et solides annuels de l'oued Mina Haddad (Station O. El Abtal)

8.3.3 - Sous bassin d'Oued Mina Haddad

- Station Sidi Abdel Kader Djillali

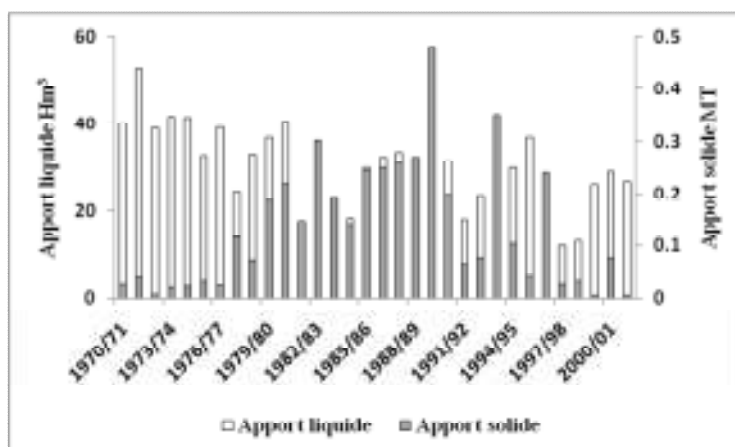


Figure 8.4 : Apports liquides et solides annuels de l'oued Mina Haddad (Station S.A Djillali)

Pour le sous bassin contrôlé par cette station, (Fig. 8.4) durant l'année 1989/90, l'apport solide drainé vers le barrage Essaada (SMBA) représente environ 480 000 tonnes et la dégradation spécifique durant cette même année est de $959 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, elle est 3.5 fois supérieure à la valeur moyenne de la période avec un apport liquide de 17 Hm^3 .

La turbidité moyenne annuelle varie entre 0.44 g.l^{-1} (1989/90) et 486 g.l^{-1} (19996/97). Il faut noter que la crue du 24 Aout 1997 a apporté environ 132 000 tonnes de sédiments sur les 239 000 tonnes de l'année c'est presque la moitié.

8.3.4 - Sous bassin de l'oued Mina amont

- Station Sidi Ali Ben Amar

Ce sous bassin est contrôlé par la station de Sidi Ali Ben Amar, Sur ce bassin l'irrégularité interannuelle est bien marquée. En effet, on peut voir (Fig. 8.5), que de 1974/75 à 1995/96, les apports aussi bien liquides que solides sont plus importants par rapport au reste

de la période. Toutefois, l'année 1988/89 est assez remarquable par son apport liquide et sa dégradation spécifique de $835 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, six fois plus grande que la moyenne annuelle.

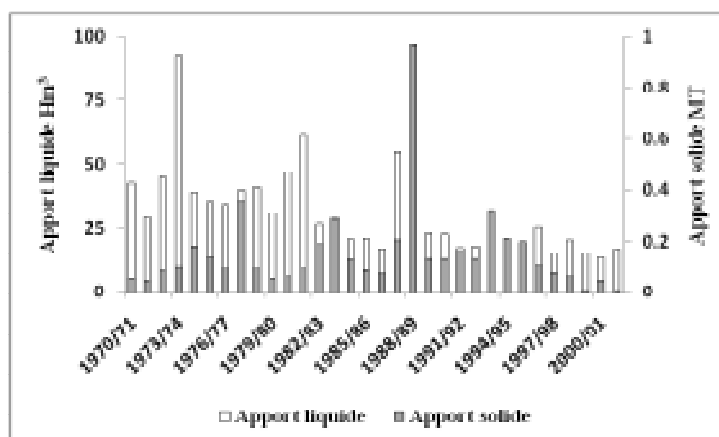


Figure 8.5. Apports liquides et solides annuels de l'oued Mina amont (Station S.A. B. Amar)

8.4 - Apports mensuels

Le flux mensuel des matières solides en suspension exporté par les différents oueds est calculé de la même manière que le flux annuel, pour chaque mois considéré de l'année.

8.4.1 – Oued Mina

- Station Oued El Abtal

Les valeurs mensuelles de la charge en suspension et les apports liquides (tableau 8.2), révèlent une forte variabilité mensuelle de la charge solide en suspension. Environ 90% de cette charge est mesurée au cours de quatre mois seulement : en septembre 31%, en octobre 38%, en mars 10% et en juillet 8%.

Tableau 8.2. Apports liquides et solides moyens mensuels à oued Abtal (période 1971/2002)

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Al (Hm ³)	10.43	15.82	0.56	1.62	1.67	2.70	7.60	0.88	1.52	1.00	5.70	7.11
Le (mm)	7.84	15.21	1.17	1.42	1.76	5.22	14.35	1.97	2.90	1.81	1.37	1.47
As (MT)	0.454	0.562	0.014	0.019	0.028	0.040	0.148	0.019	0.028	0.022	0.037	0.120
Ass (t.km ⁻²)	84.69	104.77	2.64	3.62	5.29	7.46	27.54	3.52	5.23	4.11	6.84	22.39

Cette variabilité inter-mensuelle (Figure 8.6) de l'apport solide en suspension est due à la fréquence des crues importantes. En effet sur 396 valeurs mensuelles de débit solide, 28 seulement soit 7% sont nettement supérieures à la moyenne. C'est ainsi que par exemple durant l'année 1989/90, 62% de la charge annuelle en suspension ont été mesurés lors de la crue survenue entre le 16 au 17 juillet 1990. Mais comme on le sait, la quantité de la charge en suspension générée par une crue dépend de l'intensité des précipitations.

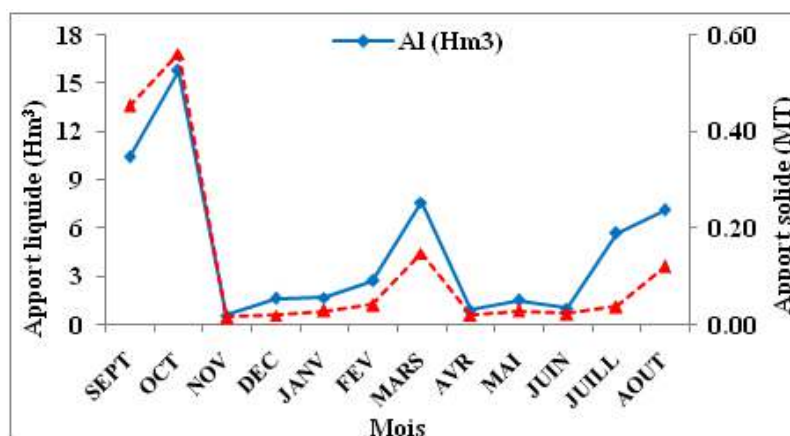


Figure 8.6. Apports liquides et solides mensuels d'Oued Abtal

8.4.2 - Oued Mina Haddad

- Sidi Abdel Kader Djillali

La variation des débits solides mensuels (Fig. 8.7), montre que sur une série de 376 valeurs correspondant à la période (1971/2002), 12 seulement soit près de 3% sont supérieures à la moyenne. La concordance entre les apports solides et liquide, permet de constater que ce sont les crues exceptionnelles qui sont responsables de l'essentiel des transports solides.

Les mois de septembre, mars et juillet sont sujets à une activité érosive intense. Au cours de ces mois plus de 78% de l'apport solide global est assuré. Le mois d'octobre malgré un écoulement relativement important connaît un transport solide modeste.

Tableau 8.3. Apports liquides et solide moyennes mensuelles à Sidi Aek Djillali (période 1971/2002)

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Al (Hm ³)	7.95	4.11	0.64	0.32	1.42	0.41	2.81	1.00	1.04	2.30	5.60	1.82
Le (mm)	1.77	3.93	1.19	0.60	2.64	0.77	1.50	1.87	1.93	4.29	8.57	1.53
As (T)	25794.32	15988.45	692.51	728.48	742.21	790.66	35255.36	1712.5	2017.4	6153.6	40107.2	719.54
Ass (t.km ²)	51.69	32.04	1.39	1.46	1.49	1.58	70.65	3.43	4.04	12.33	80.38	1.44

En effet, après la grande saison sèche, les premières pluies de septembre trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matières en suspension est donc très faible. C'est les pluies torrentielles qui suivent en octobre et novembre qui arracheraient de grandes quantités de matières solides, qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau.

Comme exemple de l'importance des crues dans les apports solides à Oued Haddad (Station Sidi Aek Djillali), nous signalons que la plus grande crue a eu lieu en août 1997, avec un débit de pointe de plus de 113 m³.s⁻¹.

L'apport liquide représente 76% de l'apport annuel avec 3 Hm³. Cette crue a généré un débit solide de pointe de 5322.75 Kg.s⁻¹ et une turbidité de près de 47 g.l⁻¹. L'apport solide s'élevait à 460 000 de tonnes soit 61% de l'apport solide annuel.

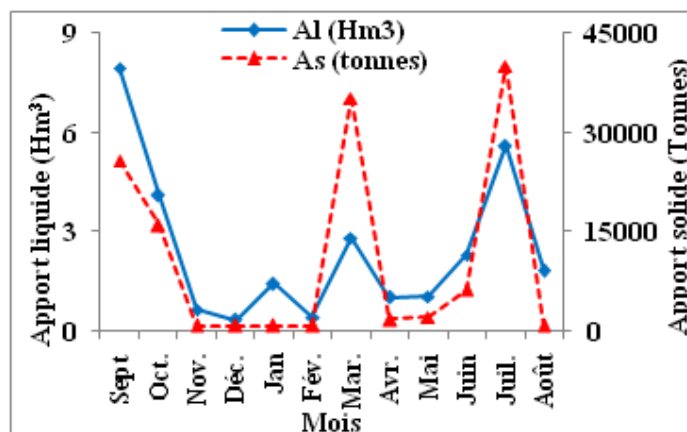


Figure 8.7. Apports liquides et solides mensuels de Sidi Aek Djillali (1971/2002)

8.4.3 - Oued Abd aval

1- Station Ain Hamara

A oued Abd aval et au niveau de la station d'Ain Hamara sur la période (1971/02), il apparaît (Fig. 8.8) que c'est pendant les mois de septembre, octobre et août que l'action érosive est la plus active. En effet l'apport solide en ces trois mois représente environ 60% du total annuel.

Le reste des mois, le transport solide est relativement faible (tableau 8.4).

Tableau 8.4. Apports liquides et solide moyens mensuelles à Ain Hamara (période 1971/2002)

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Al (Hm ³)	8.67	9.87	1.10	2.73	1.67	2.03	3.00	2.03	1.08	3.11	2.90	6.01
Le (mm)	2.22	3.28	0.39	0.68	0.14	1.82	0.38	1.22	1.56	1.68	1.28	1.36
As (T)	60 003	63 500	7 052	19 614	6 209	17 457	24 277	18 272	8 281	25 014	8 058	58 267
Ass (t.km ⁻²)	24.25	25.67	2.85	7.93	2.51	7.06	9.81	7.39	3.35	10.11	3.26	23.55

La variation, mensuelle des débits solides durant la période d'étude, permet de constater que 34 valeurs sur 365 soit près de 9%, sont supérieures à la moyenne. Ce qui veut dire que l'essentiel de l'apport solide est causé par quelques crues durant l'année.

L'année 1997, est marquée par la plus importante crue de la période, survenue le 25 Août. La crue a transporté près de 1 376 974 tonnes de sédiments avec un débit de pointe de (560 m³.s⁻¹) et un apport liquide de 6.85 Hm³ (soit 16% de l'apport annuel).

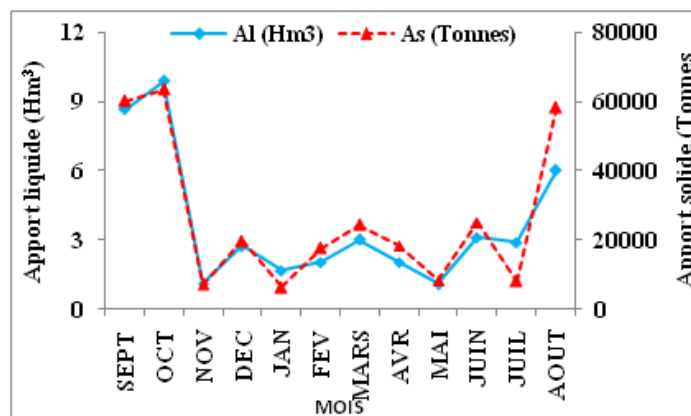


Figure 8.8. Apports liquides et solides mensuels d’oued Abd aval à A. Hamara

2- Station Takhmert

Le comportement du bassin de l’oued Abd aval à la station de Takhmert diffère légèrement des autres bassins, puisque apparemment, c’est au mois de mars (Fig. 8.9) que les apports aussi bien liquides que solides sont les plus importants (tableau 8.5).

Tableau 8.5. Apports liquides et solide moyens mensuelles à Takhmert (période 1971/02)

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Al (Hm ³)	3.51	2.98	0.23	1.95	0.93	1.14	5.84	3.50	3.86	2.04	2.19	5.47
Le (mm)	6.18	5.72	1.92	3.40	0.80	5.86	5.60	5.65	7.92	2.61	3.60	6.28
As (T)	23158	11046	846	1543	453	17965	29137	20010	24856	1095	4198	26663
Ass (t.km ²)	15.56	7.42	0.57	1.04	0.30	12.07	19.58	13.45	12.67	0.74	2.82	17.92

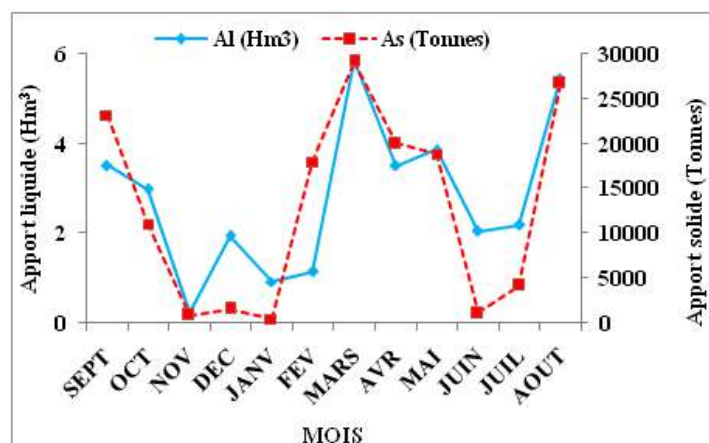


Figure 8.9. Apports liquides et solides moyens mensuels de l’oued Abd aval à Takhmert

Le mois de mars assure près 17% des apports liquides annuels et 19% des apports solides. Sur la période de 1971/02, on note que, très peu de valeurs sont supérieures à la moyenne. On peut dire que les crues violentes sont responsables de la plus grande partie des transports solides et des dégradations des bassins versants. La plus importante crue enregistrée sur les 32 ans de mesures sur oued Abd aval à la station de Takhmert est celle du 09 mai 1990. Avec un débit de pointe de 203 m³.s⁻¹ et une concentration de pointe d’environ 41 g.l⁻¹, elle a généré un apport solide de 117847 tonnes (soit 76%) de l’apport annuel.

8.4.4 - Oued Mina amont

Les valeurs mensuelles de la charge en suspension et les apports liquides (tableau 8.6), révèlent une forte variabilité mensuelle de la charge solide en suspension. 81% de cette charge est mesurée au cours de trois mois seulement : en septembre 30%, en mars 17%, en août 34% et en juillet 11%.

Tableau 8.6. Apports liquides et solides moyens mensuelles à oued Mina amont (période 1971/2002).

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Al (Hm ³)	3.19	1.77	0.47	1.80	0.98	1.09	6.17	1.32	2.03	1.48	0.63	9.37
Le (mm)	1.19	0.49	0.14	0.50	0.27	0.34	0.60	0.38	1.12	1.28	0.17	3.71
As (T)	44758	887	716	6800	1105	828	25780	3070	7303	5703	3268	50828
Ass (t.km ⁻²)	38.49	0.76	0.62	5.85	0.95	0.71	22.17	2.64	6.28	4.90	2.81	43.70

Cette variabilité inter-mensuelle (Fig. 8.10) de l'apport solide en suspension est due à la fréquence des crues importantes. En effet sur 235 valeurs mensuelles de débit solide, dix sept seulement soit 7% sont nettement supérieures à la moyenne. C'est ainsi que par exemple durant l'année 1993/94, 86% de la charge annuelle en suspension ont été mesurés lors de la crue survenue le 23 septembre 1991. Mais comme on le sait, la quantité de la charge en suspension générée par une crue dépend de l'intensité des précipitations.

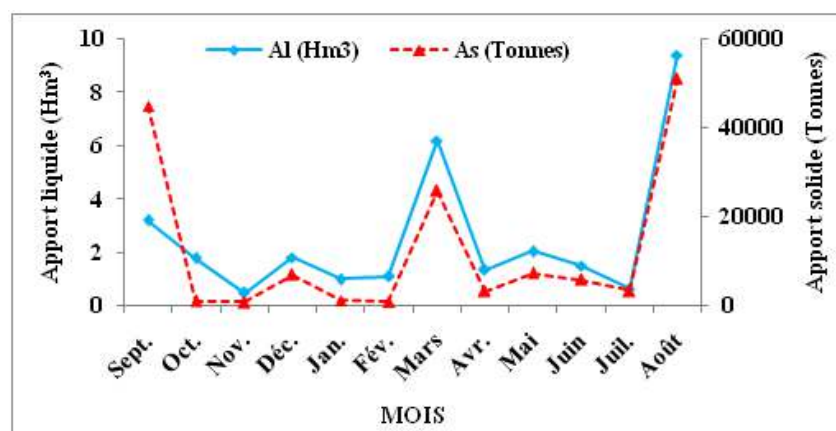


Figure 8.10. Apports liquides et solides mensuels d'oued Mina amont à Sidi Ali Ben Amar

Conclusion

Sur la base des mesures continues de la charge en suspension réalisées dans les différents bassins : Oued Abd aval, Oued Mina, Oued Mina Haddad et Oued Mina amont, de l'oued Mina, nous avons calculé les différentes valeurs des paramètres de l'écoulement liquide et du transport solide (Tableau 8.7).

Il ressort de ces estimations que l'action érosive est différente d'un bassin à l'autre. La dégradation spécifique moyenne varie entre 93 t.km⁻².an⁻¹ pour oued Abd aval au niveau de la station de Takhmert et 277 t.km⁻².an⁻¹ pour oued Mina et de 267 t.km⁻².an⁻¹ pour l'oued Haddad. Bien que la taille des bassins semble influencer ces valeurs, le bassin de l'oued Haddad est relativement le plus touché par ce phénomène, alors qu'il n'est pas le plus grand et qui a une superficie égale à environ 1/5 de la superficie du sous bassin de l'oued Mina.

Tableau 8.7 : Valeurs de quelques paramètres d'écoulement et du transport solide dans les sous bassins des oueds Abd aval, Mina, Mina Haddad et Mina amont (Oued Mina, Nord-Ouest d'Algérie).

S/Bassins	O. Abd aval		O. Mina	O. Mina Haddad	O. Mina amont
Stations	A. Hamara	Takhmert	Oued El Abtal	Sidi Aek Djillali	Sidi A.B. Amar
Ec (mm)	18	17	9.4	59.4	26
Qs (kg.s ⁻¹)	4.06	4.4	47	4	4.8
As (tonnes)	128 000	140 000	1 487 000	130 000	151 000
Ass (t.km ⁻² .an ⁻¹)	128	93	277	267	130

Si on regarde la variabilité interannuelle de ce phénomène, on constate que la dégradation spécifique varie considérablement. Ainsi on passe de 0.581 à 2152 t.km⁻².an⁻¹ pour l'oued Abd aval au niveau de la station d'Ain Hamara et de 0.05 à 372 t.km⁻².an⁻¹ pour la station de Takhmert, de 2.5 à 1676 t.km⁻².an⁻¹ pour l'oued el Abtal, de 11 à 959 t.km⁻².an⁻¹ pour l'oued Mina Haddad et de 4 à 836 t.km⁻².an⁻¹ pour l'oued Mina amont. 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 dans le bassin versant varient entre 1000 et 5000 t.km⁻².an⁻¹.

D'autres auteurs ont proposé des valeurs encore plus élevées. Probst et Suchet (1992) ont avancé des valeurs supérieures à 5000 t.km⁻².an⁻¹ pour cinq bassins versants. C'est le cas d'oued Agrioun en Algérie où la dégradation spécifique a été estimée à 7200 t.km⁻².an⁻¹. D'autre part des valeurs de dégradation spécifiques nettement inférieures à celle trouvée pour le bassin de Mina ont été observées dans certains bassins versants du Maghreb. Sur la base de données de mesures de la charge en suspension réalisées dans 130 bassins versants des trois pays du Maghreb (Maroc, Algérie et Tunisie), Probst et Suchet ont estimé que la dégradation spécifique moyenne est respectivement de 400 à 610 t.km⁻².an⁻¹ pour les oueds qui se jettent dans la mer Méditerranée et l'océan Atlantique.

La comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb. Cette disparité résulte principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants (Probst et Suchet, 1992 ; Fox et Moore, 1993). A cette variabilité spatiale s'ajoute la variabilité temporelle aux échelles annuelle, saisonnière et mensuelle.

CHAPITRE 9. Modélisation statistique de flux de sédiments en suspension

9.1- Introduction

La recherche de modèles reliant les paramètres hydroclimatiques (précipitations, écoulements et/ou transport de matériaux solides) a fait l'objet de nombreuses études Walling *et al.*, (1981), Demmak, (1982), Megnounif *et al.*, (2000, 2003), Katlan *et al.*, (1987), Probst *et al.*, (1992), Terfous *et al.*, (1999, 2001, 2003) , Ghenim, (2001), Achite, (2002), Benkaled *et al.*, (2003),.... L'objectif de ces auteurs est d'expliquer les phénomènes de l'écoulement et du transport solide et de mettre en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

Les caractéristiques climatiques, morphométriques et morphologiques diffèrent d'une région à une autre ou d'un bassin à un autre. Aussi, il est admis aujourd'hui que les fluctuations climatiques sont des phénomènes quasi-cycliques (Kayzer *et al.*, 1990 ; Tardy, 1994). En effet, du siècle écoulé, le climat du monde a changé. La pluviosité sur les continents, le débit des cours d'eau, la température ont augmenté dans plusieurs régions du monde et diminuer dans d'autre (Tardy, et al 1992 et 1995). Les caractéristiques morphométriques des bassins changent aussi au cours des années, on sait par exemple que le couvert végétal se développe et se conserve ou non en fonction de la pluviosité.

Tous ces paramètres font que les modèles diffèrent d'un auteur à un autre. Chacun tente de caractériser la région ou le bassin étudié par le modèle le plus représentatif et le plus fiable (coefficient de corrélation). Ces modèles ont été testés dans différentes régions du globe et ont donné des résultats plus ou moins satisfaisants. Les rendant presque universels (tableau 9.1).

Tableau 9.1 Quelques modèles utilisés en Algérie

Bassin ou région	Modèle	Equation	Auteur
Massif central (France)	Puissance	$Q_1 = 16 P^2$	Coutagne
Bassins algériens	Puissance	$Q_1 = 11.8 P^{2.82}$	A.N.R.H
Bassins algériens	Linéaire	$Q_1 = 0.736 (P - 404)$	Samie
Oued M'ringha (Algérie)	Polynôme	$Q_1 = 50.6 P^2 - 3.54 P$	Roeder
Oued Ouergha (Maroc)	Puissance	$A_1 = 690 A_e^{0.38}$	Lahlou
Medjerda supérieur (Algérie)	Linéaire	$A_{**} = 1.06 E - 66.2$	Bourouba
La garonne (France)	Puissance	$C = 3.6 \cdot 10^{-3} Q_1^{1.388}$	Probst & Bazerbachi

Ainsi l'objectif de cette partie est de présenter et tester des modèles de transport en suspension capables de reproduire les flux de sédiments et leur variabilité. Celui-ci doit répondre à la demande opérationnelle des gestionnaires d'ouvrages hydrauliques. Il doit donc être en mesure d'une part de décrire les flux mesurés, mais également de reconstituer de longues chroniques non mesurées à partir des données hydroclimatiques disponibles sur des périodes plus longues. Autres aspects seront également abordés : Différentes approches de modélisation seront testées et comparées pour déterminer celle(s) permettant de reproduire les meilleures estimations des flux annuels.(1) la mise en évidence de la variabilité saisonnière et journalière des flux et l'impact des événements de crues sur la quantification des flux ; (2) la description des relations entre les concentrations en MES et les débits lors d'événements de crues, illustrée par des cycles d'hystérésis.

9.2- Données utilisées et critères d'évaluation des modèles statistiques

Il est intéressant de définir les données qui seront traitées par les différents modèles utilisés dans ce chapitre. Ces données vont servir d'entrée aux modèles pour reproduire les variables que l'on cherche à estimer. Ainsi, il paraît primordial de préciser les différentes périodes, de calage et de validation, et de préciser les outils de jugement de qualité de modèle, afin de sélectionner le modèle le plus performant.

9.3- Données disponibles

9.3.1- Données de concentration

Comme il a été déjà signalé dans le chapitre 8 (*cf.* paragraphe 8.2), les concentrations et les débits instantanés sont disponibles sur une période de 32 ans sur toutes les stations. Ces données ont permis en premier temps de calculer les débits solides à l'échelle instantanée, puis à différentes échelles temporelles (journalière, mensuelle et annuelle). Une grande partie de ces données permettent de reproduire au mieux les débits solides (ou concentrations) mesurés sur la période de calage. La partie restante de ces données servira pendant la période de validation à vérifier l'adéquation du modèle calé avec les données mesurées.

9.3.2- Données hydroclimatiques

Les données hydroclimatiques utilisées dans cette partie sont les débits moyens journaliers et mensuels, les cumuls de pluie journalière et mensuelle et les pluies journalières maximales, disponibles sur des périodes d'étude soit 32 ans. Il faut noter que les cumuls journaliers de pluie sont disponibles pour les stations d'oued El Abtal, Ain Hamara, Sidi Aek Djillali et Takhmert. Ces données serviront d'entrées aux modèles, sur les périodes de calage et de validation.

9.4- Périodes de calage, validation

Afin de déterminer d'une manière fiable les paramètres du modèle les plus représentatifs du comportement du bassin versant, Il est indispensable de disposer de chroniques suffisamment longues sur la période de calage. Dans le cas où les séries de données disponibles ne sont pas assez longues, les paramètres peuvent être ajustés de manière à reproduire au mieux les flux sur la période de calage. Mais, ils peuvent générer des flux de sédiments erronés sur la période de validation et dans ce cas le modèle ne peut être représentatif du comportement réel du bassin versant à plus long terme. En effet, nous avons basé dans le choix des périodes de validation sur le fait qu'elles doivent inclure des années de forts comme de moyen à faible transport solide (tableau 9.2).

Tableau 9.2. Répartition des données de calage et validation en vue de la paramétrisation des modèles.

sous bassin versant	Stations	Calage		Validation	
		Début	Fin	Début	Fin
Oued Abd Aval	Ain Hamara	1971/1971	1996/97	1997/98	2001/02
	Takhmert	1971/1971	1996/97	1997/98	2001/02
Oued Mina Amont	Sidi Ali Ben Amar	1971/1971	1997/98	1998/99	2001/02
Oued Mina	Oued El Abtal	1971/1971	1996/97	1997/98	2001/02
Oued Mina Haddad	Sidi Aek Djillali	1971/1971	1996/97	1997/98	2001/02

9.5- Critères d'évaluation des modèles utilisés

Il est important de définir précisément les outils qui nous permettront d'évaluer et de comparer la qualité des modélisations. Ces critères seront calculés à partir des paramètres mesurés et modélisés. Parmi les critères existants, on pourra retenir :

9.5.1- Écart Arithmétique Moyen : EAM

Ce pourcentage prend en compte les écarts entre flux modélisés et flux mesurés. Un modèle représentant parfaitement les données mesurées présentera un EAM égal à 0.

($EAM \in [0, +\infty[$)

$$EAM = 100. \frac{\sum_{i=1}^{nmes} |Q_{mes}(i) - Q_{mod}(i)|}{\sum_{i=1}^{nmes} Q_{mes}(i)} \quad (9-1)$$

Il faut signaler que, ce critère de validation à été largement utilisé en modélisation hydrologique (Saidi, 2012 ; Boudhraa, 2007)

9.5.2 Critère de Nash : NS

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. $NS \in]-\infty; 1]$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mes}(i) - Q_{mod}(i))^2}{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mes}(i) - \overline{Q_{mes}})^2} \quad (9-2)$$

Il faut signaler que, ce critère de validation à été largement utilisé en modélisation hydrologique (Servat *et al.*, 1988 ; Benkaci *et al.*, 2004 ; Mano 2008)

9.5.3- Coefficient de détermination R^2

Il traduit la qualité de la relation linéaire entre flux modélisés Q_{mod} et mesurés Q_{mes} .)

($R^2 \in [0, 1]$)

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mod}(i) - \overline{Q_{mod}})(Q_{mes}(i) - \overline{Q_{mes}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mod}(i) - \overline{Q_{mod}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mes}(i) - \overline{Q_{mes}})^2}} \right) \quad (9-3)$$

Il faut signaler que, ce critère de validation à été largement utilisé en modélisation hydrologique (Ayadi *et al.*, 1998)

9.6- Modèles statistiques

9.6.1- Modèle « rating-curve»

Un grand nombre d'auteurs ont proposé des modèles physiques, statistiques ou de simples relations empiriques pour estimer les flux de sédiments en suspension à l'échelle du bassin versant. On peut tenter d'établir un modèle de nature purement empirique, ajustés sur des données expérimentales, qui se présentent le plus souvent sous la forme d'une loi de puissance liant la concentration C (ou le débit solide Q_s) au débit liquide Q (Asselman, 2000; Ferguson, 1986; Jansson, 1996; Kesel, 1989; Mossa, 1996; Verhoff *et al.*, 1980;

Walling, 1977) (cf. paragraphe 5.2 du chapitre 5). Ce modèle statistique simple a été largement appliqué sur beaucoup de bassins versant algériens. Il a donné de résultats significatif notamment en ce qui concerne la relation débit solide/débit liquide (Demmak, 1984 ; Terfous *et al.*, 2001 ; Benkhaled, 2003 ; Bouanani, 2004 ; Achite et al., 2005 et 2007 ; Meguenni *et al.*, 2008 ; Touaibia *et al.*, 2011 ; Bouchelkia *et al.*, 2011).

$$Q_s = aQ^b \quad (9-4)$$

Avec

- Q_s : concentration en sédiment (g.l^{-1}) ;
- Q : Débit liquide ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) ;
- a et b : coefficients empiriques ;

9.6.1.1- Modélisation à partir de la relation débit liquide/débit solide à l'échelle instantanée

L'application du modèle « rating-curve » a porté sur les valeurs instantanées des débits liquides en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et des débits solides en kg.s^{-1} , mesurées au niveau des cinq stations étudiées, sur les périodes de calage configurées dans le tableau 9-3. L'ensemble des données représente un total de mesures de 2469, 2865, 4115, 894 et 1213 respectivement pour Oued El Abtal, Sidi Abdel Kader Djillali, Ain Hamara, Takhmert et Sidi Ali Ben Amar, les débits solides et les débits liquides correspondants sont reportés sur les figures 9.1 (a, b, c, d et e). Malgré une certaine dispersion des valeurs, il existe une relation puissance évidente entre les deux paramètres. Les équations d'ajustement présentent des exposants de 1.6, 1.45, 1.57, 1.61 et 1.51, conformes aux valeurs généralement observées dans d'autres régions et notamment dans les bassins versant algérien, où celles-ci oscillent entre 1 et 2 (Achite, 2005 ; Ben Khaled *et al.*, 2003 ; Bouanani, 2004...).

Les flux modélisés sur les stations étudiées peuvent être réalistes et utilisables. La qualité des flux modélisés est encore meilleure puisque les critères d'évaluation sont en effet tous bons notamment sur la station d'Ain Hamara. Pour la station d'Oued El Abtal, les critères Nash et EAM sont moins bons en calage et en validation (tableau 9.3). Si l'on ne dispose que de données instantanées des débits, ce modèle peut être envisagé afin de compléter des séries incomplètes.

Tableau 9.3. Critères d'évaluation calculés sur les périodes de calage et validation pour un modèle où le calcul des flux est réalisé à partir de la relation $Q_s = aQ^b$, calée sur les données instantanée observées pour les stations : O. El Abtal, A. Hamara, S. Aek. Djillali, Takhmert et Sidi Ali Ben Amar.

Station	Période	Taille de l'échantillon	R ²	EAM	Nash
O. E. Abtal	Calage	2470	0.84	90.1	0.27
	Validation	1408	0.94	93.4	0.12
A. Hamara	Calage	4116	0.84	47.6	0.75
	Validation	680	0.87	48.2	0.81
S. A. Djillali	Calage	2865	0.76	51.4	0.62
	Validation	844	0.82	43.2	0.83
Takhmert	Calage	540	0.56	72.1	0.82
	Validation	197	0.81	45.33	0.76
S. A. B. Amar	Calage	746	0.52	88.3	0.23
	Validation	102	0.79	68.1	0.18

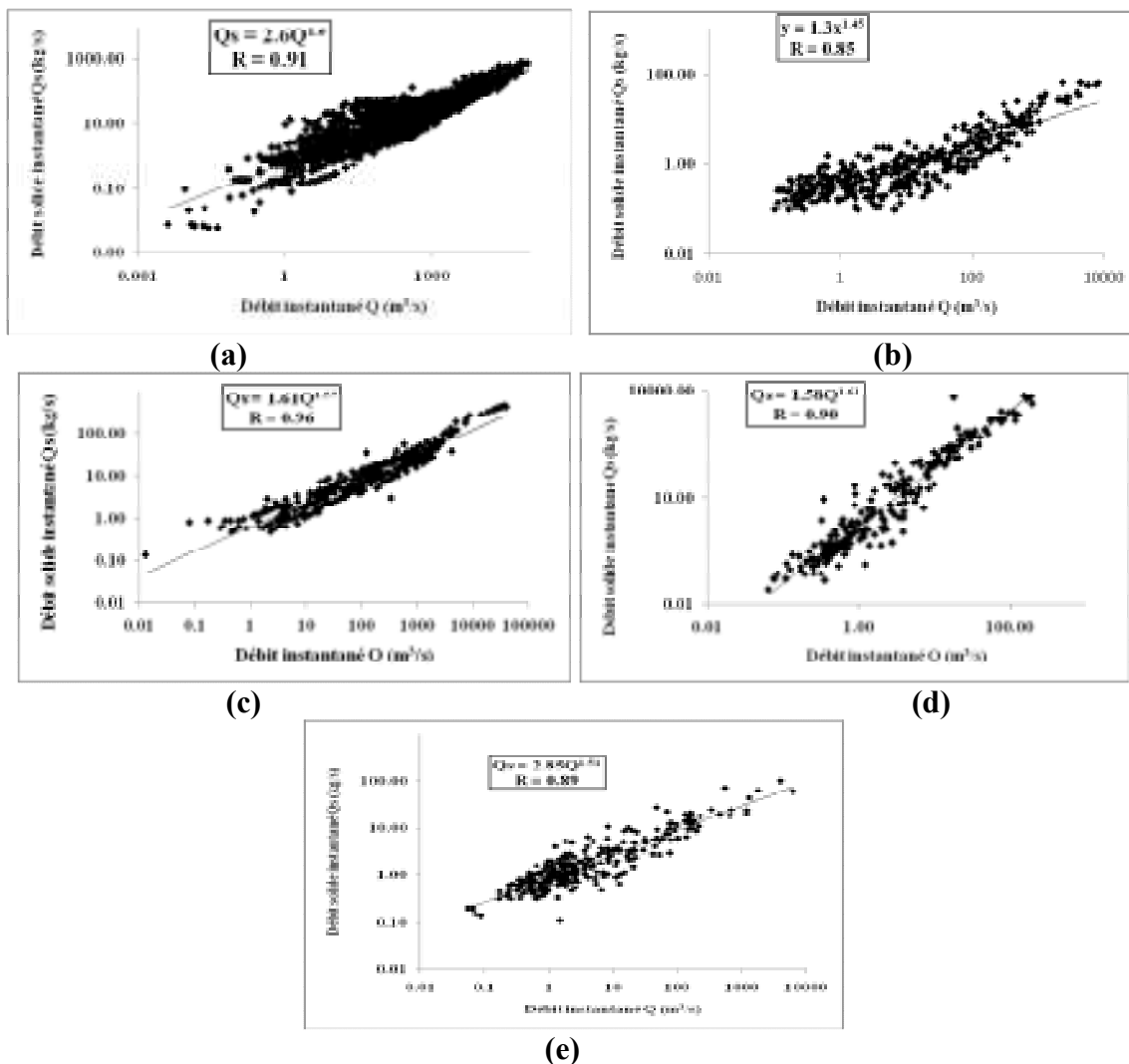


Figure 9.1. Relations débit liquide –débit solide à l'échelle instantanée : (a) station de Oued Abtal (1971-1997) ;(b) station de S A Djillali (1970-1997) ; (c) station d'A Hamara (1971/1997), (d) station de Takhmert (1971/1997) et (e) station de S A B Amar (1971/1997).

9.6.1.2- Modélisation à partir de la relation débit/concentration à l'échelle journalière

L'application du modèle « rating curve » a porté sur les valeurs journalières des débits liquides en $m^3.s^{-1}$ et des concentrations en $g.l^{-1}$, mesurées au niveau des cinq stations: O. Abtal; S. A. Djillali, A. Hamara, Takhmert et en fin la station de S. A. B. Amar sur la période 1971-1997. Sans tenir en compte des valeurs nulles (qui représentent les jours où l'oued est en sec), l'ensemble des couples (C,Q) représentent un total de 631, 571, 563, 234 et 371 mesurés respectivement aux stations O. E. Abtal, S. A. Djillali, A. Hamara, Takhmert et S. A. B. Amar. L'évolution de la relation C/Q à l'échelle journalière est donnée par la figure 9.2.

Les courbes de transport sédimentaire peuvent varier significativement d'une station à l'autre comme l'illustre la figure 9.2, les droites de régressions surestiment les concentrations en MES correspondant à des débits faibles à élevés. La grande diversité des phénomènes hydroclimatiques rend la relation entre les débits moyens journaliers et les concentrations moyennes journalières très variable. Malgré que les coefficients de détermination figurés dans les graphiques (figures 9.2) montrent qu'il existe une relation puissance évidente entre les deux paramètres, mais les critères d'évaluation sont tous moins bons, les concentrations modélisées sur les cinq stations sont irréalistes et inutilisables.

Ce type de modèle n'est pas du tout en mesure de représenter les concentrations journalières, que ce soit en calage ou en validation (tableau 9.4).

A débit équivalent, la réponse en MES peut varier sur plusieurs ordres de grandeur en fonction de la nature de l'évènement. La diversité des évènements produisant du transport solide et la notion de stock permettent d'expliquer cette 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.

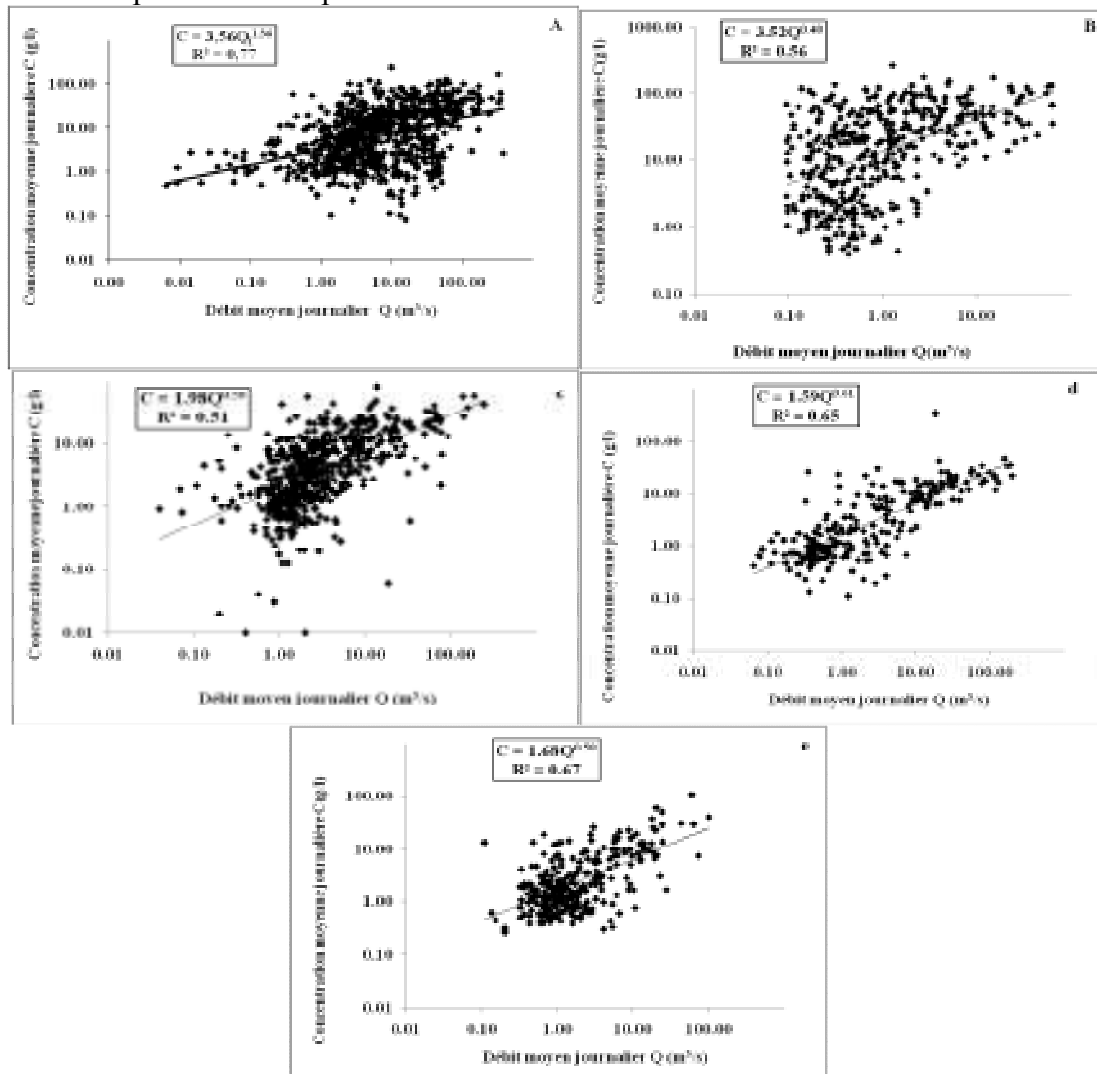


Figure 9.2. Relation entre débits et concentrations moyens journaliers sur les stations :(a) Oued El Abtal (1971-1997) ;(b) station de S. A. Djillali (1971-1997) ; (c) station d'A. Hamara (1971/1997), (d) station de Takhmert (1971/1997) et (e) station de S. A. B. Amar (1971/1997).

Tableau 9.4 : Critères d'évaluation calculés sur les périodes de calage et validation pour un modèle où le calcul des flux est réalisé à partir de la relation $C = aQ^b$, calée sur les données journalières observées pour les stations : Oued El Abtal ; S. A. Djillali ; A. Hamara, Takhmert et S. A. B. Amar.

Station	Période	Taille de l'échantillon	R ²	EAM	Nash
O. El Abtal	Calage	631	0.25	82.22	-0.12
	Validation	423	0.13	91.01	-0.17
A. Hamara	Calage	571	0.12	78.43	-0.23
	Validation	321	0.07	79.11	0.12
S. Aek Djillali	Calage	563	0.43	68.55	0.21
	Validation	346	0.31	72.23	-0.16
Takhmert	Calage	243	0.27	70.77	-0.49
	Validation	139	0.12	75.83	0.27
S. A. B. Amar	Calage	371	0.35	68.29	-0.38
	Validation	85	0.28	74.35	0.18

9.6.2- Modélisation par corrélation multiple

L'estimation des flux peut être améliorée au travers d'une corrélation multiple, ce modèle peut être appliqué si l'on dispose de données supplémentaires comme la pluie et la température par exemple (cf. paragraphe 3.2.5.2 du chapitre 3). Le flux modélisé prend alors la forme :

$$F_{mod} = \sum_{i=1}^n a_i X_i + b \quad (9.5)$$

Où

- F_{mod} est le flux journalier modélisé ;
- les X_i sont les n variables explicatives du modèle ;
- a_i sont les coefficients de corrélation multiple et b est la constante du modèle.

Ces paramètres sont calés sur un critère des moindres carrés calculé sur les flux mesurés et modélisés. Il faut signaler que, l'introduction de toutes les variables explicatives n'est pas forcément nécessaire. La forte corrélation entre deux variables explicatives peut rendre l'une d'elles inutile, voire pénalisante dans le modèle. L'algorithme de sélection ascendante pas à pas permet d'éviter d'introduire ce type de variable :

- Etape 1 : on commence par introduire la variable explicative la mieux corrélée avec la variable à expliquer;
- Etape 2 : parmi les variables restantes, on cherche celle qui a le plus grand coefficient de corrélation partielle avec la variable à expliquer, en considérant la variable explicative précédemment retenue. On teste après sa p-value, qui permet de déterminer si la différence observée entre le modèle avec ou sans cette nouvelle variable est statistiquement significative, c'est-à-dire avec une faible chance d'être due au hasard. On retient le plus souvent un seuil de 0.05 en dessous duquel cette différence est significative. Il faut s'assurer aussi que l'introduction de cette nouvelle variable ne rend pas inutile une autre variable déjà introduite ;
- On recommence ensuite l'étape 2 jusqu'à épuisement de toutes les variables explicatives.

9.6.2.1- Modélisation par corrélation multiple appliquée à l'échelle journalière

Dans cette partie, les variables explicatives utilisées sont : le débit moyen journalier et son carré (Q_j et Q_j^2), le cumul de pluie liquide journalier, celui de la veille et leur carré respectif (P_{tj} , P_{tj-1} , P_{tj}^2 et P_{tj-1}^2). Les carrés des variables sont introduits afin de prendre en compte les non linéarités des relations entre les flux de sédiments et les débits ou les pluies. La pluie au jour j-1 est utilisée de manière à prendre en compte la réponse du bassin versant

et le temps de transfert des sédiments (Mano, 2005). Malheureusement nous ne disposons pas de données de pluies journalières des quatre stations O. El Abtal, S. A. Djillali, Takhmert et S.A.B. Amar, donc cette partie de modélisation va concerner uniquement la station d'A. Hamara.

En utilisant l'algorithme de sélection ascendante pas à pas (Deguen, 1998), toutes les variables explicatives citées plus haut sont introduites dans le modèle. Le tableau 9.5 présente les coefficients a_i calés.

Tableau 9.5. Coefficients de régression multiple, obtenus sur la période de calage (1971-1997), pour la station d'A. Hamara.

Les variables explicatives X_i	Q_j	Q^2_j	P_{tj}	P_{tj-1}	P^2_{tj}	P^2_{tj-1}	b
les coefficients a_i	3861,59	4,21	-2907,01	945,46	231,55	-113,21	-4364,16

Le modèle régression multiple présente de meilleurs résultats qu'une corrélation simple débit -concentration. Seul le critère EAM est légèrement moins bon en période de calage (tableau 9.6).

Tableau 9.6. Critères d'évaluation pour un modèle de type régression multiple, calculés sur les données observées des périodes de calage et de validation pour la station d'Ain Hamara

Calage (1971-1997)			Validation (1997-2002)		
EAM	Nash	R^2	EAM	Nash	R^2
98,40%	0,87	0,86	62%	0,76	0,82

9.6.2.2- Modélisation par corrélation multiple appliquée à l'échelle mensuelle

Une modélisation par régression multiple va être aussi appliquée à l'échelle mensuelle. les variables explicatives utilisées dans ce cas sont: le débit moyen mensuel et son carré (Q_{moy} et Q^2_{moy}), le cumul de pluie liquide mensuel, celui du mois précédent et leur carré respectif (P_{tm} , P_{tm-1} , P^2_{tm} et P^2_{tm-1}), ainsi que les pluies journalières maximales (P_{jmax}) et leur carrés .

La pluie au mois $m - 1$ est utilisée afin de prendre en compte l'état de saturation du sol et les temps de transfert sur le bassin versant. Les P_{jmax} sont introduites dans le modèle pour prendre en considération l'influence des pluies intenses dans le bilan sédimentaire mensuel.

Toutes les variables explicatives définies précédemment sont introduites pour toutes les stations. Les paramètres calés du modèle sont résumés dans le tableau 9.7.

Tableau 9.7. Coefficients de régression multiple, obtenus sur les périodes de calage, pour les cinq stations étudiées

Station	Q_m	Q^2_m	P_{tm}	P^2_{tm}	P_{tm-1}	P^2_{tm-1}	P_{jmax}	P^2_{jmax}	b
O. El Abtal	-11261.78	9853.28	1867.4	-8.45	-2967.11	63.25	1697.42	-48.28	24651.65
S. A. Djillali	-16271.9	11285.3	-3062.1	56.23	782.54	-34	10345.5	-187.33	-1265.7
A. Hamara	-12456.44	7453.65	-1342.6	-18.22	-3682.1	82.4	2734.8	-35.26	31290.3
Takhmert	-14536.7	11210.00	2440,01	-12.3	-3245.20	75	1894,79	-26,83	19120,07

S A B Amar	39505,96	1543.33	845.21	-45.65	-321.03	-3.76	-519.34	52.8	-2188,2
------------	----------	---------	--------	--------	---------	-------	---------	------	---------

Pour toutes les stations, le modèle régression multiple présente des résultats déjà intéressants, en période de calage (tableau 9.8). Cependant, les critères de validation chutent de manière impressionnante lorsque l'on utilise le modèle en validation pour les stations de Sidi Ali Ben Amar et Takhmert. Cette mauvaise représentativité du modèle en validation peut être due soit à une surestimation importante des flux simulés sur cette période, caractérisée par une dynamique sédimentaire faible en comparaison à la période de calage soit à la qualité des données. Les flux modélisés en dehors de la période de calage sont très éloignés de la réalité, donc ce modèle n'est pas en mesure de retranscrire la variabilité des flux en validation sur ces stations.

Tableau 9.8. Critères d'évaluation pour un modèle de type corrélation multiple, calculés sur les données observées des périodes de calage et de validation pour les stations de Oued El Abtal ; S.A. Djillali ; A. Hamara, Takhmert et S. A. B. Amar.

Stations	Calage			Validation		
	R ²	Nash	EAM%	R ²	Nash	EAM%
O. E. Abtal	0,96	0,91	38.23	0,78	0,72	64.23
S. A. Djillali	0,72	0,68	63.73	0,012	0.65	75.12
A. Hamara	0.88	0,89	43.12	0,63	0.36	57.43
Takhmert	0,92	0.78	58.82	0.22	-1.09	102.28
S. A. B. Amar	0.78	0.83	28.69	0.18	-1.72	97.15

9.7- Optimisation des relations $\log(MES) = f \log(\text{débit})$

9.7.1- Principes et objectifs

La quantification du flux des MES à l'échelle du bassin versant de l'Oued Mina a montré la forte contribution des événements de crue dans la quantité totale des sédiments transportés. Il est donc indispensable d'adapter des fréquences de mesure adéquates pour quantifier correctement les flux annuels transportés. Mais celles-ci peuvent être difficiles à mettre en œuvre notamment en épisode de fortes crues. Un recours à l'insuffisance des mesures de haute résolution, est de déterminer les courbes de transport sédimentaire « rating curves », (Coynel, 2005) qui permettent de reconstituer les valeurs manquantes des flux à partir des seules mesures de débits.

L'application du modèle « rating curves », $C=aQ^b$ à l'échelle journalière sur le bassin étudié, n'a pas abouti à des résultats encourageant. En effet, plusieurs études ont montré que ces types de régression peuvent significativement sous ou surestimer les concentrations mesurées (Ferguson, 1986; Walling and Webb, 1988; Asselman, 2000). Cela peut être expliqué par le fait que, ces courbes ne tiennent ni compte de la disponibilité immédiate du stock sédimentaire, ni des conditions antécédentes (crues successives ou longues périodes sèches). Pour limiter les écarts entre les flux réels et les flux prédis par ces régressions, plusieurs actions peuvent être effectuées: (1) la subdivision saisonnières (saison humide, saison sèche) ou annuelle (année humide, année normale, année sèche) des chronique; (2) développer des facteurs correctifs permettant d'améliorer la qualité des flux simulés ; (3) l'utilisation des équations de régressions non linéaires (Walling et Webb, 1988;; Phillips et al., 1999; Asselman, 2000; Holschlag, 2001; Moatar et Meybeck, 2005 ; Coynel 2005).

Dans ce contexte et dans le but de linéariser les séries de débit qui ne suivent pas une loi normale qui est une condition de la corrélation multiple, le choix de la fonction Log a été adopté et nous allons dans ce qui suit, appliqué le modèle « rating curves » séparément par années et sur la période totale, pour évaluer les variations interannuelles des régressions au niveau des stations étudiées. Nous allons aussi calculer les flux annuels en utilisant différentes approches de modélisations et nous déterminerons par la suite, celles qui reproduisent au mieux les flux.

9.7.2- Variation interannuelle des courbes de transport sédimentaire

Cette partie est basée sur l'interprétation de la relation $C = aQ^b$ établie entre les concentrations et les débits enregistrés durant les périodes d'études des cinq stations.

Ainsi, bien que les coefficients a et b obtenus par régression, n'ont pas de réelle signification physique, mais certains auteurs ont tenté de définir a comme un index de l'intensité de l'érosion (matériel plus ou moins érodé) (Morgan, 1995 ; Asselman, 2000) et b comme un facteur de la capacité érosive de la rivière et de la disponibilité en sédiment en fonction du débit (Walling, 1974 ; Sarma, 1986 ; Morgan, 1995 ; Asselman 2000).

En effet et afin de faciliter les comparaisons, les résultats sont regroupés dans les tableaux 9.9, 9.10, 9.11, 9.12 et 9.13. Les paramètres de régressions (a et b) et les coefficients de détermination sont recensés dans les tableaux 9.9, 9.10, 9.11, 9.12 et 9.13. En examinant les valeurs des coefficients de détermination, on peut dire que l'ajustement au modèle puissance montre de bonne relation entre la concentration et le débit pour la plus part des années.

La courbe de régression présentant la pente la plus faible est l'année 1985-86 au niveau de la station d'Oued Abtal, cette année est hydrologiquement sèche, mais elle présente de faibles à moyen concentrations en MES (maximum 59.63 g.l⁻¹) et le débit journalier maximum est de l'ordre de 261.13 m³.s⁻¹ (tableau 9.9). En effet, le faible nombre de crues majeures durant cette année a pu peut influencer l'allure de la droite de régression. La plus grande part (55%) du flux total annuel est transitée durant une crue enregistrée pendant le mois de mars où le débit maximum instantané atteint 364 m³.s⁻¹ (cf. Tableau 8.3 du chapitre 8). La courbe qui présente la pente la plus faible à Sidi Aek Djillali correspond aussi à une année sèche (1985-1986) (tableau 9.10). Les concentrations durant l'année 1985/86 sont importantes par rapport aux débits enregistrés, la concentration maximale journalière (262.62 g.l⁻¹) est liée à un débit de 1.28 m³.s⁻¹, enregistré pendant le mois de novembre, alors que le débit journalier maximum (64.41 m³.s⁻¹) correspond à une concentration de 68.29 g.l⁻¹ enregistrée pendant le mois d'octobre. Donc, le paramètre débit ne permet pas à lui seul d'interpréter la variabilité interannuelle des courbes de régression. Pour la station d'Ain Hamara (tableau 9.11), la courbe de l'année 1993-94 montre la pente la plus faible sur la période d'étude, cette année est hydrologiquement sèche (cf. figure 6.7 du chapitre 6).

La concentration maximale journalière de l'année 1994/95 (57.10 g.l⁻¹) est liée à un débit de 139.21 m³.s⁻¹ ce qui correspond à une crue survenue le 22 septembre.

Les résultats de la station de Ain Hamara semblent assez bons pour les paramètres a , b et R^2 comparés aux autres stations.

La courbe qui présente la pente la plus faible à Takhmert correspond aussi à une année sèche (1984-1985) (tableau 9.12). Les concentrations durant l'année 1985/86 sont importantes par rapport aux débits enregistrés, la concentration maximale journalière (39.25 g.l⁻¹) est liée à un débit de 3.70 m³.s⁻¹, enregistré pendant le mois de juillet, alors que le débit journalier maximum (16.82 m³.s⁻¹) correspond à une concentration de 9.70 g.l⁻¹ enregistrée pendant le mois de novembre. A signaler que durant l'année 1993-94, la concentration maximale journalière était de 2294 g.l⁻¹ contre un débit de 17.60 m³.s⁻¹, il s'agit d'une crue en mois de septembre.

A la station de Sidi Ali Ben Amar, la courbe de l'année 1986-87 montre la pente la plus faible sur la période d'étude avec une concentration maximale journalière égale à 25.90g/l et un débit de 90.20 m³.s⁻¹.

À l'inverse, il apparaît que les courbes des années 1994-95, 1971-72, 1998/99, 1987/88 et 1989/90, respectivement pour Oued El Abtal, Sidi Abdel Kader Djillali, Ain Hamara, Takhmert et Sidi Ali Ben Amar, sont caractérisées par les plus fortes pentes. L'année 1998-99 est l'une des années caractérisée par un fort transport solide sur la station d'Ain Hamara (cf. tableau 8.1 chapitre 8). Cette année est hydrologiquement sèche, ce qui explique bien les fortes concentrations en MES enregistrée notamment en octobre (tableau 9.11). Outre ces faibles débits, l'année 1993-94 à oued Abtal est une année hydrologiquement sèche (cf. figure 6.7 chapitre 6), elle succède à une autre année sèche qui enregistre des crues inférieures à 120 m³.s⁻¹ durant la saison du printemps et par une longue période d'étiage couvrant la saison d'été et plongeant jusqu'à l'automne de l'année en question. A signaler que, des valeurs correspondant à des crues importantes (Q_{max}>300 m³.s⁻¹) sont enregistrées durant les saisons d'automne à partir de l'année 1993/94. L'année 1979/80 au niveau de la station d'Ain Hamara, est caractérisée par de faibles débits avec quelques crues modérées durant l'automne, le printemps et l'été. De plus, elle succède à une année sèche caractérisée par un apport solide limité (cf. tableau 8.2). Ces cinq années présentent un exemple de la présence de matériels facilement mobilisables pour des débits modérés. Il est intéressant de signaler également que les coefficients a et b de la droite de régression sont fortement influencées par le nombre important des valeurs faibles de débits et de concentrations notamment sur l'affluent de l'oued Mina amont à la station de Sidi Ali Ben Amar.

Tableau 9.9. Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels (Q_a), les maxima journaliers de concentration en MES (g.l⁻¹) et de débit (m³.s⁻¹) à la station d'O. Abtal. (Les concentrations maximales ne correspondent pas forcément aux débits maximaux).

Année	Q _a	Q _{max}	C _{max}	A	b	R ²
1970/71	24.98	48.90	17.10	1.16	0.68	0.56
1971/72	45.71	135.80	127.91	2.31	0.87	0.64
1972/73	45.92	385.08	24.50	2.34	0.56	0.45
1973/74	18.42	129.45	38.93	1.87	0.72	0.73
1974/75	60.49	89.34	67.89	1.36	0.65	0.56
1975/76	11.82	134.56	56.77	1.28	0.48	0.63
1976/77	13.64	78.45	45.32	1.45	0.54	0.71
1977/78	11.76	145.67	68.73	2.08	0.84	0.65
1978/79	12.37	123.78	72.13	1.87	0.57	0.66
1979/80	19.54	78.96	39.11	2.11	0.67	0.74
1980/81	19.2	93.56	34.52	1.45	0.55	0.56
1981/82	15.42	245.76	80.91	1.36	0.64	0.48
1982/83	13.18	145.87	68.21	2.68	0.93	0.39
1983/84	12.36	189.67	74.34	1.22	0.74	0.72
1984/85	40.47	241.21	92.19	2.91	0.72	0.42
1985/86	38.84	210.23	83.45	2.10	0.52	0.30
1986/87	17.9	261.13	59.63	1.89	0.47	0.36
1987/88	27.03	66.19	65.80	2.34	0.85	0.63
1988/89	44.62	169.54	106.37	1.56	0.48	0.71
1989/90	20.02	345.53	58.71	2.26	0.77	0.58
1990/91	11.58	138.72	113.88	1.34	0.64	0.62
1991/92	14.58	82.81	58.78	1.66	0.59	0.71
1992/93	28.46	104.14	68.56	2.78	0.72	0.54
1993/94	46.05	166.85	245.13	2.28	0.38	0.88
1994/95	47.12	351.72	120.45	2.44	0.65	0.42
1995/96	37.64	329.40	168	1.98	0.58	0.50

1996/97	21.31	345.82	107.27	3.73	0.42	0.34
1997/98	17.44	149.82	89.33	1.45	0.30	0.32
1998/99	27.92	144.48	145.17	2.54	0.52	0.42
1999/00	39.76	111.56	70.63	1.66	0.64	0.48
2000/01	13.23	258.14	256.93	2.56	0.55	0.53
2001/02	32.71	213.23	134.27	1.86	0.48	0.60

Tableau 9.10. Résultats des courbes de type puissance ($C= aQ^b$) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels (Qa), les maxima journaliers de concentration en MES ($g.l^{-1}$) et de débit ($m^3.s^{-1}$) à la station de Sidi Aek Djillali. (Les concentrations maximales ne correspondent pas forcément aux débits maximaux).

Année	Qa	Qmax	Cmax	A	B	R ²
1970/71	4.25	17.70	31.00	2.18	0.86	0.42
1971/72	3.77	14.21	58.04	1.27	1.41	0.62
1972/73	2.05	13.80	33.34	2.6	0.72	0.22
1973/74	8.69	12.07	87.50	2.10	0.67	0.37
1974/75	3.49	22.76	129.80	3.82	0.84	0.40
1975/76	5.50	17.98	111.23	1.6	0.98	0.30
1976/77	4.40	21.89	132.40	2.48	0.87	0.36
1977/78	2.08	45.20	127.32	3.21	0.56	0.33
1978/79	4.32	32.76	118.76	4.34	0.85	0.40
1979/80	6.42	27.65	108.07	2.74	0.91	0.51
1980/81	4.36	53.12	115.85	5.32	1.12	0.53
1981/82	2.36	36.23	133.57	2.96	0.78	0.46
1982/83	9.57	63.34	101.28	2.33	0.55	0.50
1983/84	6.76	55.76	112.43	1.9	0.64	0.40
1984/85	2.74	24.95	119.74	5.17	0.43	0.50
1985/86	6.26	64.41	262.62	13.52	0.4	0.18
1986/87	7.35	64.41	122.17	13.5	0.51	0.40
1987/88	3.91	28	102.76	14.03	0.31	0.28
1988/89	3.88	34.75	175.85	15.25	0.60	0.42
1989/90	14.70	58.35	133.04	16.00	0.42	0.28
1990/91	7.03	64.73	109.58	14.00	0.33	0.21
1991/92	0.80	28.05	104.73	13.44	0.67	0.31
1992/93	0.62	13.26	180.28	10.34	0.54	0.42
1993/94	6.48	62.75	129.73	6.43	0.65	0.47
1994/95	5.35	44.56	109.29	9.27	0.88	0.56
1995/96	1.60	15.16	117.30	4.98	0.94	0.47
1996/97	1.52	12.39	177.63	8.23	1.11	0.32
1997/98	1.04	11.74	279.00	3.65	0.58	0.30
1998/99	0.38	23.76	93.93	2.87	0.74	0.36
1999/00	0.51	28.12	82.82	3.21	0.88	0.41
2000/01	1.62	15.97	183.14	6.78	1.09	0.45
2001/02	0.26	18.22	44.41	2.96	0.89	0.54

Tableau 9.11. Résultats des courbes de type puissance ($C= aQ^b$) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels (Qa), les maxima journaliers de concentration en MES ($g.l^{-1}$) et de débit ($m^3.s^{-1}$) à la station d'Ain Hamara. (Les concentrations maximales ne correspondent pas forcément aux débits maximaux).

Année	Qa	Qmax	Cmax	A	b	R ²
1970/71	5.47	45.12	47.23	2.01	0.67	0.51
1971/72	14.54	34.17	25.13	2.34	0.58	0.41
1972/73	9.10	27.86	16.74	1.92	0.42	0.52
1973/74	6.52	17.64	11.43	1.85	0.51	0.61
1974/75	9.86	32.11	21.75	2.01	0.62	0.48
1975/76	8.23	46.32	34.02	1.88	0.73	0.50
1976/77	6.94	50.05	30.00	2.79	0.42	0.43
1977/78	4.61	24.66	83.89	1.62	0.76	0.64
1978/79	6.80	29.33	37.38	1.19	0.91	0.62

1979/80	19.18	77.57	32.96	0.74	0.83	0.72
1980/81	4.90	19.67	10.95	1.09	0.68	0.51
1981/82	12.41	57.36	22.63	1.50	0.71	0.58
1982/83	8.18	43.84	20.66	1.82	0.77	0.62
1983/84	3.78	11.25	15.67	1.09	0.66	0.41
1984/85	4.75	24.51	25.87	2.71	0.48	0.35
1985/86	14.82	44.57	44.57	1.69	0.67	0.55
1986/87	7.82	33.28	23.44	2.07	0.57	0.64
1987/88	5.65	48.11	31.88	2.34	0.87	0.48
1988/89	6.78	52.33	36.46	2.12	0.93	0.38
1989/90	9.69	29.54	22.45	1.56	0.48	0.61
1990/91	9.43	31.47	48.75	3.90	0.65	0.33
1991/92	7.52	33.60	24.67	2.13	0.68	0.31
1992/93	12.53	76.89	56.08	2.28	0.81	0.46
1993/94	16.07	50.60	33.46	2.17	0.70	0.30
1994/95	35.54	187.48	57.90	1.71	0.76	0.54
1995/96	21.07	66.37	43.29	1.37	0.76	0.42
1996/97	27.84	247.23	43.31	1.72	0.62	0.48
1997/98	13.00	123.44	64.73	1.85	0.68	0.52
1998/99	4.82	40.12	35.07	2.36	0.74	0.44
1999/00	31.38	192.01	34.07	2.60	0.41	0.71
2000/01	19.25	308.15	80.10	0.77	0.78	0.62
2001/02	27.45	165.22	75.23	1.28	0.67	0.70

Tableau 9.12. Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$) où figurent les coefficients a et b , les débits annuels (Q_a), les maxima journaliers de concentration en MES (g/l) et de débit (m^3/s) à la station de Takhmert. (Les concentrations maximales ne correspondent pas forcément aux débits maximaux).

Année	Q_a	Q_{max}	C_{max}	A	b	R^2
1970/71	4.96	28.77	23.12	2.01	0.87	0.55
1971/72	13.80	52.23	67.54	2.32	0.92	0.42
1972/73	5.01	36.73	56.72	2.11	0.82	0.48
1973/74	4.25	31.23	45.16	2.54	0.74	0.56
1974/75	3.32	20.21	22.12	2.01	0.82	0.71
1975/76	3.79	24.55	48.12	2.35	0.93	0.61
1976/77	6.13	29.86	51.12	2.18	0.87	0.59
1977/78	4.29	36.56	62.12	1.98	0.67	0.60
1978/79	3.48	28.67	42.12	2.81	0.66	0.64
1979/80	7.27	38.77	53.12	2.35	0.72	0.59
1980/81	5.13	47.66	78.20	2.12	0.84	0.70
1981/82	3.78	24.76	39.84	2.02	0.69	0.62
1982/83	3.03	39.82	58.91	1.87	0.68	0.53
1983/84	6.05	57.28	65.41	2.87	0.59	0.46
1984/85	2.07	16.82	39.25	2.21	0.67	0.14
1985/86	8.22	76.22	46.74	1.83	0.62	0.45
1986/87	12.50	219	65.35	2.56	0.56	0.46
1987/88	5.13	81	30.62	1.77	0.80	0.72
1988/89	19.09	268.60	52.12	1.98	0.57	0.61
1989/90	26.24	263.40	40.89	2.17	0.53	0.68
1990/91	15.78	94.40	31.49	1.13	0.67	0.40
1991/92	3.70	45.38	20.21	3.13	0.60	0.42
1992/93	2.02	26.52	21.08	5.26	0.35	0.29
1993/94	6.11	98.50	2294	0.62	0.94	0.40
1994/95	13.85	239.28	54.02	2.1	0.59	0.60
1995/96	24.83	48.06	23.17	1.96	0.47	0.42
1996/97	15.87	132.32	20.81	0.41	0.87	0.60
1997/98	14.43	156.24	55.34	0.36	0.78	0.27
1998/99	28.32	24.51	23.08	2.41	0.87	0.59
1999/00	2.98	47.65	24.47	2.76	0.74	0.57

2000/01	20.31	138.10	83.91	0.70	0.84	0.42
2001/02	25.66	308.0	50.70	1.02	0.66	0.36

Tableau 9.13. Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels (Q_a), les maxima journaliers de concentration en MES ($g.l^{-1}$) et de débit ($m^3.s^{-1}$) à la station de Sidi Ali Ben Amar. (Les concentrations maximales ne correspondent pas forcément aux débits maximaux).

Année	Q_a	Q_{max}	C_{max}	A	b	R^2
1970/71	14.86	38.13	21.23	1.45	0.45	0.33
1971/72	4.55	45.61	32.12	2.01	0.78	0.42
1972/73	6.81	55.23	17.82	1.84	0.34	0.28
1973/74	5.56	16.72	12.00	2.11	0.54	0.60
1974/75	5.39	22.98	13.2	1.43	0.76	0.43
1975/76	4.65	28.77	18.71	1.65	1.01	0.51
1976/77	6.38	48.89	22.28	1.17	0.67	0.59
1977/78	7.99	56.71	18.92	1.43	0.93	0.62
1978/79	6.66	28.67	14.53	1.76	1.05	0.23
1979/80	8.75	39.88	16.72	2.23	0.74	0.44
1980/81	8.71	56.23	28.93	2.18	0.82	0.38
1981/82	5.38	35.61	23.11	1.73	0.12	0.26
1982/83	4.48	26.73	17.83	2.06	1.23	0.53
1983/84	3.96	22.33	12.43	1.18	0.75	0.31
1984/85	7.14	48.75	21.83	2.06	1.04	0.61
1985/86	13.76	90.2	25.89	1.23	0.36	0.19
1986/87	7.02	26.75	22.66	0.95	0.7	0.13
1987/88	9.6	74.9	31.24	1.99	0.73	0.56
1988/89	17.2	123	122.38	2.64	0.77	0.53
1989/90	6.57	30.1	55.74	1.56	0.73	0.64
1990/91	10.05	62.12	27.63	1.98	0.81	0.42
1991/92	5.95	114.76	33.83	0.29	1.2	0.28
1992/93	6.54	58.06	37.88	1.64	0.84	0.46
1993/94	5.3	189	58.38	0.49	1.07	0.41
1994/95	6.72	58.46	23.15	3.66	0.3	0.16
1995/96	5.91	12.02	7.21	0.92	0.23	0.14
1996/97	9.32	72.12	37.82	1.43	0.45	0.53
1997/98	4.85	32.45	18.94	0.96	0.72	0.44
1998/99	9.12	41.23	23.44	1.23	0.83	0.59
1999/00	6.7	26.53	14.76	1.43	0.56	0.24
2000/01	7.19	37.81	22.73	2.01	1.05	0.62
2001/02	6.41	30.12	18.97	2.12	1.00	0.60

9.8- Détermination des courbes de transport tronquées

La répartition des concentrations en MES en fonction des débits met en évidence des relations complexes sur le bassin versant de l'Oued Mina. L'ajustement de la fonction puissance ne s'est pas révélé la plus pertinente pour décrire cette relation, comme l'illustre à titre d'exemple les données instantanées (1971-2002) sur la station d'Oued El Abtal (figure 9.3 (A)). Comme il a été déjà signalé plus haut, les faibles valeurs de débits ont un fort poids sur l'ajustement des courbes de transport, nous avons donc essayé d'améliorer ces relations par la suppression de ces valeurs faibles. Cette nouvelle approche est appelée courbe de transport tronquée (Coynel, 2005), elle consiste à rehausser les courbes de régression vers les concentrations élevées, afin de donner plus d'avantage aux événements de crue qui peuvent avoir un faible poids lorsqu'on prend en considération toutes les données.

Vu la grande variabilité du régime hydrologique à l'échelle du bassin étudié, marqué par les grands écarts entre les débits annuels et les débits instantanées ou journaliers, nous avons effectué plusieurs essais en filtrant toutes les concentrations en MES correspondant à des débits inférieurs à un multiple de débit interannuel. Nous avons choisi par la suite de

filtrer les concentrations en MES correspondant à des débits inférieurs à 6 fois le débit interannuel, pour toutes les stations retenues. Cependant, lors de l'étude de la relation $C = aQ^b$ (tableau 9.10) (répartition des flux en MES en fonction des débits), nous avons constaté, qu'au niveau de la station de Sidi Aek Djillali, se sont les débits moyens qui contribuent d'une façon importante dans la charge solide totale transitée. Alors, c'est la raison pour la quelle nous avons jugé utile de prendre aussi en considération les débits moyens dans la détermination des courbes tronquées. Ceci pourra se faire par une suppression des concentrations associées aux débits inférieurs à 1.5 fois le débit interannuel. Il faut noter que, la gamme de débit concernée par les deux types de suppressions, ayant peu d'impact en termes de flux. À titre d'exemple, à la station de S. A. Djillali les flux de MES correspondant aux débits inférieurs à $6Q_m$ ont contribué à 199 034 t en 1993-94 (soit 5.7% du flux annuel), et ce, en 323 jours.

Après la suppression des valeurs de concentrations et de débits concernés (figure 9.3 (B)), un changement de repère a été effectué en retranchant la valeur du débit pluriannuel aux débits instantanés ou journaliers des périodes étudiées (figure 9.3(C)). Ces nouvelles courbes de régression ont l'avantage d'être facile à interpréter que celles décrites précédemment, car l'ordonnée à l'origine représente ici la concentration en MES ($C_{\#}$) liée à un débit de $6 Q_m$ (ou $1.5Q_m$) (Figure 9.3 (C)). Il faut noter cependant, que la pente de la droite de régression représente l'augmentation en MES qui résulte à une élévation de débit (Coynel, 2005).

La forme des droites de régression est donnée par les équations suivantes :

$$\text{Log } C = \alpha (\text{log } Q - \text{log } 6 Q_m) + \text{log } C_{\#} \quad (9.6)$$

$$C = C_{\#} \times (Q/6 Q_m)^\alpha \quad (9.7)$$

D'où :

C : est la concentration en MES (g.l^{-1}) à prédire ;

$\text{log } C_{\#}$: l'ordonnée à l'origine (g.l^{-1}) ;

Q : le débit (journalier ou instantané ; $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) pour lequel la concentration en MES est recherchée ;

Q_m : le débit interannuel ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) ;

α : la pente de la droite.

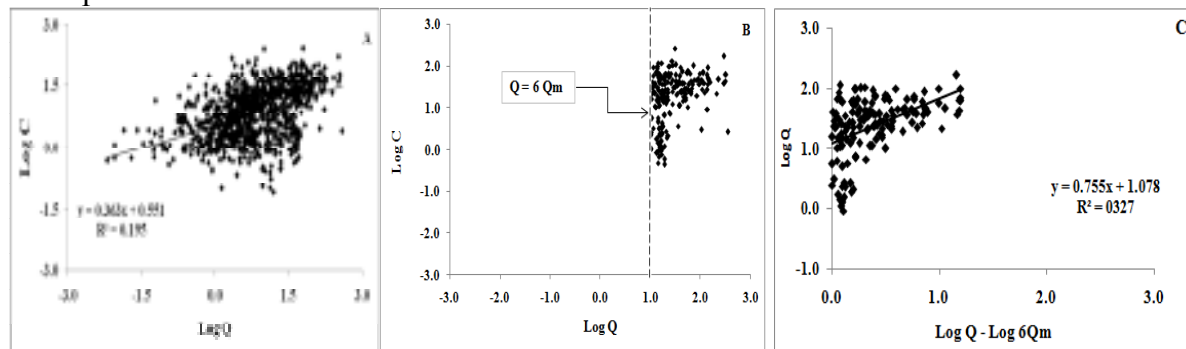


Figure 9.3 : Méthodologie pour accéder aux coefficients de régression des courbes de transport tronquées à partir des données des concentrations et débits journaliers (A) ; cas de la station d'O. El Abtal), limitée aux valeurs de débits supérieures à 6 fois le débit pluriannuel Q_m (B) et en changeant de repère (C).

Toutes les données ont été traitées dans un premier temps à l'échelle instantanée et journalière sur toute la période d'étude, et en deuxième lieu séparément par année (à l'échelle journalière) ; les coefficients de la pente et $C_{\#}$ des deux méthodes ($1,5 Q_m$ et $6 Q_m$) sont résumés dans les tableaux 9.14 et 9.15.

9.8.1- Variations spatio-temporelles des courbes de transport tronquées

Quelles que soient les valeurs de corrélation, les coefficients des régressions des différentes stations sont comparées entre-elles pour analyser les variations temporelles et spatiales (tableau 9.14 et 9.15). Ces coefficients de régression de l'ensemble des stations étudiées, ont mis en évidence de disparités suivant les stations.

Les droites de régressions moyennes déterminées à partir de l'intégralité des données disponibles pour les cinq stations étudiées, à l'échelle instantanées et journalières, indiquent que la plus forte valeur de concentration en MES ($C_{\#}$) est obtenue à l'échelle journalière, pour la station d'O. Abtal ($\sim 12 \text{ g.l}^{-1}$) liée à un débit de $6 Q_m$ (tableau 9.14). Le bassin de l'oued Mina à la station d'O. El Abtal et Sidi Aek Djillali est caractérisé par des quantités importantes du matériel mobilisable. Il faut rappeler, que la station d'Oued El Abtal est située à la confluence des deux branches principales (oued Mina amont et oued Abd) drainant quatre sous bassin versant de typologies différentes. Ce qui justifie l'importance des valeurs de turbidités par rapport aux trois autres stations (Ain Hamara, Takhmert et Sidi Ali Ben Amar). A l'inverse, les stations de Ain Hamara et Sidi Ali Ben Amar présentent des valeurs faibles de turbidité notamment pour $1.5Q_m$, ceci est dû à l'influence de la pluie, l'humidité du sol et la température de l'eau (Meddi, 1992), ainsi que les facteurs topographiques, du bassin de l'oued el abd à A. Hamara, qui sont moins favorables à l'écoulement (pentes modérées) et un couvert végétal caractérisé par un surpâturage et une discontinuité étendue.

Il faut signaler, qu'il n'existe pas de grandes différences entre les deux régressions appliquées à l'échelle instantanée et journalière, sauf pour les stations d'Ain Hamara et Sidi Ali Ben Amar, où l'écart entre les coefficients semble un peu important. Les données de ces stations s'écartent de ce comportement notamment à l'échelle instantanée, car c'est des stations à fort impact anthropique.

Par ordre croissant de valeur de pente, la succession des stations étudiées est : Sidi Ali Ben Amar < Ain Hamara < Takhmert < Sidi Aek Djillali < Oued El Abtal pour les courbes tronquées liées aux débits inférieurs à $6,0Q_m$. Dans le cas des débits inférieurs à $1,5Q_m$, c'est l'inverse : Oued El Abtal < Sidi Aek Djillali < Takhmert < Ain Hamara < Sidi Ali Ben Amar. (Pour les données journalières), ce résultat confirme l'importance des débits moyens dans le transport des sédiments à l'échelle des stations Ain Hamara et Sidi Ali Ben Amar (tableau 9.15).

Les coefficients des équations de régression obtenus à partir des relations entre les concentrations tronquées et les débits étudiés séparément par année permettent une comparaison plus directe de différentes années. A titre d'exemple pour la station de Sidi Aek Djillali, les valeurs de la pente sont comprises entre -0.14 et 0.78 pour $6Q_m$; elles correspondent respectivement à 1975-76 et 1990-91. Les valeurs de $C_{\#}$ sont comprises entre 21.83 g/l (1975-76) et 3.35 g.l^{-1} (1990-91). L'ajustement des courbes tronquées dépendrait donc des conditions hydrologiques car la plus forte valeur de la pente correspond à une année humide (1990-91), où nous avons enregistré l'apport solide le plus important (débit solide moyen 249.7 kg.s^{-1}) alors que durant l'année 1975-76 l'apport solide était limité (débit solide moyen $=37.7 \text{ kg.s}^{-1}$). Mais cette remarque n'est pas toujours évidente car plusieurs facteurs naturels et anthropiques entrent en jeu dans la dynamique sédimentaire.

Une corrélation négative est observée entre les $C_{\#}$ et les pentes (figures 9.4 et 9.5), la courbe la plus redressée est celle d'oued El Abtal pour $6Q_m$ avec un coefficient de corrélation de -0,84 (figure 9.4). La position du couple de coefficients (pente et $C_{\#}$) varie d'une année à l'autre et pourrait être liée aux caractéristiques du bassin évoluant elles-mêmes avec le temps (disponibilité des sédiments, débit maximum...) (Coynel, 2005).

Tableau9.14. Valeurs des pentes et C# pour 6.0Q_m.

Station Oued El Abtal			Station Sidi Aek Djillali			Station Ain Hamara		
Période Totale	Pente	C#	Période totale	Pente	C#	Période totale	Pente	C#
Echelle Instantané	0.55	26.92	Echelle Instantané	0.48	12.34	Echelle Instantanée	0.30	6.22
Echelle journalière	0.76	12.97	Echelle journalière	0.75	11.12	Echelle journalière	0.52	10.45
1970-1971	0.26	18.86	1970-1971	0.43	13.27	1970-1971	0.32	6.12
1971-1972	0.34	14.65	1971-1972	0.75	2.41	1971-1972	0.42	7.82
1972-1973	0.58	8.81	1972-1973	0.44	16.67	1972-1973	0.38	6.23
1973-1974	0.62	6.34	1973-1974	0.53	14.65	1973-1974	0.65	4.38
1974-1975	0.42	12.32	1974-1975	0.62	12.34	1974-1975	0.46	6.88
1975-1976	0.32	13.45	1975-1976	-0.14	21.83	1975-1976	0.52	3.33
1976-1977	0.61	5.67	1976-1977	0.52	10.72	1976-1977	0.48	2.43
1977-1978	0.58	7.85	1977-1978	0.46	11.56	1977-1978	0.58	6.33
1978-1979	0.46	10.94	1978-1979	0.36	12.48	1978-1979	0.67	1.77
1979-1980	0.62	10.47	1979-1980	0.62	5.73	1979-1980	0.46	3.55
1980-1981	0.41	13.76	1980-1981	0.55	11.92	1980-1981	0.52	2.23
1981-1982	0.65	8.78	1981-1982	0.34	12.44	1981-1982	0.43	3.22
1982-1983	0.51	13.55	1982-1983	-0.17	22.23	1982-1983	0.59	6.47
1983-1984	0.48	11.87	1983-1984	0.52	12.33	1983-1984	0.36	5.61
1984-1985	0.58	11.88	1984-1985	0.72	7.72	1984-1985	-0.19	22.81
1985-1986	0.26	16.77	1985-1986	0.56	12.22	1985-1986	0.71	3.37
1986-1987	0.33	14.78	1986-1987	0.33	11.34	1986-1987	0.51	1.62
1987-1988	0.68	5.72	1987-1988	0.43	12.44	1987-1988	0.43	3.85
1988-1989	0.34	13.69	1988-1989	0.28	11.88	1988-1989	0.62	2.69
1989-1990	0.22	16.26	1989-1990	0.53	10.44	1989-1990	0.37	4.84
1990-1991	0.55	9.56	1990-1991	0.78	3.55	1990-1991	0.7	3.88
1991-1992	0.47	8.62	1991-1992	0.36	8.23	1991-1992	0.53	2.64
1992-1993	0.54	5.68	1992-1993	0.48	11.47	1992-1993	0.57	4.85
1993-1994	0.56	8.94	1993-1994	0.58	10.23	1993-1994	0.36	3.52
1994-1995	0.45	11.21	1994-1995	0.47	12.41	1994-1995	0.6	2.28
1995-1996	0.31	16.68	1995-1996	0.36	10.34	1995-1996	0.44	3.71
1996-1997	0.52	7.55	1996-1997	0.56	12.67	1996-1997	0.65	4.8
1997-1998	0.38	14.21	1997-1998	0.42	11.37	1997-1998	0.53	5.44
1998-1999	0.71	3.35	1998-1999	0.43	11.51	1998-1999	0.86	1.77
1999-2000	0.42	11.34	1999-2000	0.73	5.66	1999-2000	0.58	6.93
2000-2001	0.56	7.88	2000-2001	0.65	11.45	2000-2001	0.26	7.43
2001-2002	0.62	9.28	2001-2002	0.46	10.23	2001-2002	0.55	8.62

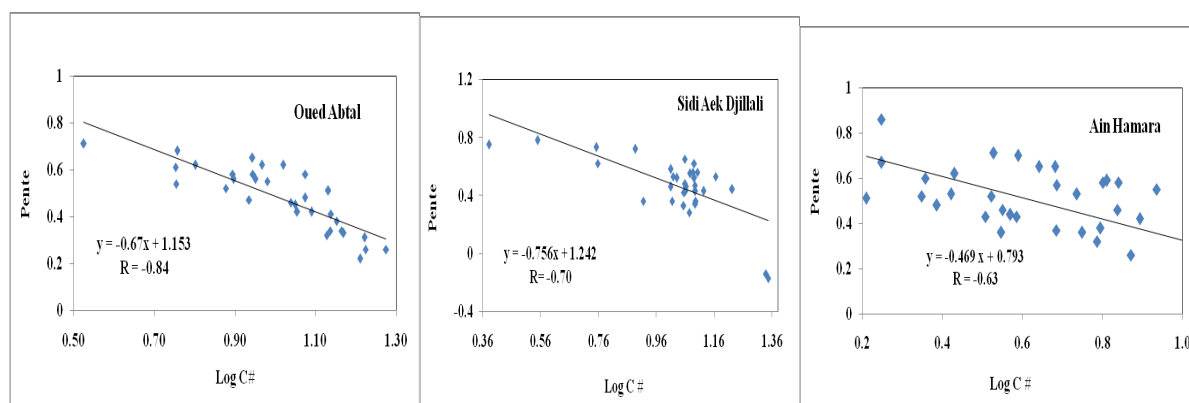
Station Takhmert			Station Sidi Ali Ben Amar		
Période totale	Pente	C#	Période totale	Pente	C#
Echelle Instantané	0.41	11.02	Echelle Instantané	0.25	6.93
Echelle journalière	0.36	11.03	Echelle journalière	0.48	6.89
1970-1971	0.58	5.62	1970-1971	-0.12	10.55
1971-1972	0.46	3.28	1971-1972	0.21	3.53
1972-1973	0.38	8.73	1972-1973	0.11	5.42
1973-1974	0.52	10.28	1973-1974	0.09	10.62
1974-1975	0.72	7.34	1974-1975	0.17	7.84
1975-1976	0.67	11.39	1975-1976	0.44	3.67
1976-1977	0.45	12.48	1976-1977	0.22	5.64
1977-1978	0.39	13.27	1977-1978	-0.15	9.76
1978-1979	0.44	11.47	1978-1979	0.45	7.93
1979-1980	0.56	11.82	1979-1980	-0.28	8.74
1980-1981	0.73	8.37	1980-1981	0.19	2.11
1981-1982	0.82	2.67	1981-1982	0.07	0.73
1982-1983	0.66	11.25	1982-1983	0.11	3.38
1983-1984	0.54	10.28	1983-1984	0.24	5.71

1984-1985	0.37	11.22	1984-1985	-0.14	1.88
1985-1986	0.43	12.28	1985-1986	0.37	3.41
1986-1987	0.53	10.68	1986-1987	0.42	1.79
1987-1988	0.48	11.28	1987-1988	0.53	3.86
1988-1989	0.64	12.33	1988-1989	-0.19	4.93
1989-1990	0.78	4.57	1989-1990	0.06	1.71
1990-1991	-0.19	16.77	1990-1991	0.47	9.86
1991-1992	0.47	11.22	1991-1992	0.23	2.94
1992-1993	0.81	2.34	1992-1993	-0.21	8.75
1993-1994	0.65	11.28	1993-1994	0.33	3.79
1994-1995	0.54	10.24	1994-1995	0.11	4.45
1995-1996	0.66	5.38	1995-1996	0.21	15.67
1996-1997	0.43	10.12	1996-1997	-0.15	25.69
1997-1998	0.28	13.44	1997-1998	0.36	6.78
1998-1999	0.62	11.35	1998-1999	0.40	11.71
1999-2000	0.48	10.66	1999-2000	0.17	18.94
2000-2001	0.56	7.81	2000-2001	-0.11	32.84
2001-2002	0.43	5.47	2001-2002	0.46	9.33

Tableau9.15. Valeurs des pentes et C# pour 1.5Q_m.

Station Oued El Abtal			Station Sidi Aek Djillali			Station Ain Hamara		
Période Totale	Pente	C#	Période totale	Pente	C#	Période totale	Pente	C#
Echelle Instantané	0.48	13.87	Echelle Instantané	0.51	16.65	Echelle Instantanée	0.19	5.34
Echelle journalière	0.38	14.28	Echelle journalière	0.58	9.61	Echelle journalière	0.62	8.47
1970-1971	0.34	11.28	1970-1971	0.42	10.65	1970-1971	0.16	5.64
1971-1972	0.22	10.63	1971-1972	0.28	11.67	1971-1972	0.21	3.41
1972-1973	0.48	5.72	1972-1973	0.61	3.85	1972-1973	0.26	4.24
1973-1974	0.69	5.44	1973-1974	0.32	10.93	1973-1974	0.46	3.57
1974-1975	0.27	9.68	1974-1975	0.47	8.76	1974-1975	0.32	8.92
1975-1976	0.21	8.77	1975-1976	0.28	9.85	1975-1976	0.28	4.23
1976-1977	0.42	6.21	1976-1977	-0.17	26.34	1976-1977	0.43	2.77
1977-1978	0.46	5.73	1977-1978	0.31	8.96	1977-1978	-0.19	22.43
1978-1979	0.51	7.23	1978-1979	0.26	13.78	1978-1979	0.47	3.23
1979-1980	0.28	12.35	1979-1980	0.18	16.84	1979-1980	0.32	2.56
1980-1981	0.35	8.65	1980-1981	0.48	6.78	1980-1981	0.18	7.21
1981-1982	0.44	6.77	1981-1982	0.22	8.43	1981-1982	0.21	2.11
1982-1983	0.32	10.21	1982-1983	0.29	15.48	1982-1983	0.33	3.45
1983-1984	0.61	3.69	1983-1984	0.59	5.76	1983-1984	0.25	2.21
1984-1985	0.43	7.54	1984-1985	0.48	5.67	1984-1985	0.28	6.73
1985-1986	0.17	18.54	1985-1986	0.37	5.76	1985-1986	0.55	2.54
1986-1987	0.24	8.74	1986-1987	0.21	8.36	1986-1987	0.26	2.11
1987-1988	0.52	6.44	1987-1988	0.36	4.55	1987-1988	0.32	2.56
1988-1989	0.09	18.72	1988-1989	0.17	12.38	1988-1989	0.43	4.28
1989-1990	0.32	11.37	1989-1990	0.27	6.78	1989-1990	0.28	3.22
1990-1991	0.48	5.41	1990-1991	0.46	8.29	1990-1991	0.38	2.11
1991-1992	0.35	6.72	1991-1992	0.25	7.55	1991-1992	0.24	4.32
1992-1993	0.42	10.32	1992-1993	0.53	5.76	1992-1993	0.62	1.12
1993-1994	0.28	10.48	1993-1994	0.38	6.78	1993-1994	0.21	2.22
1994-1995	0.33	8.55	1994-1995	0.21	9.66	1994-1995	0.38	3.45
1995-1996	0.62	6.24	1995-1996	0.45	12.34	1995-1996	0.26	4.03
1996-1997	0.41	5.67	1996-1997	0.36	5.68	1996-1997	0.48	2.25
1997-1998	0.18	10.62	1997-1998	0.28	6.72	1997-1998	0.32	3.11
1998-1999	0.21	14.43	1998-1999	0.52	4.23	1998-1999	-0.16	12.06
1999-2000	0.32	8.76	1999-2000	0.58	3.42	1999-2000	0.09	13.65
2000-2001	0.13	15.68	2000-2001	0.25	5.67	2000-2001	0.11	4.23
2001-2002	0.34	6.43	2001-2002	0.19	13.22	2001-2002	0.22	3.65

Station Takhmert			Station Sidi Ali Ben Amar		
Période totale	Pente	C#	Période totale	Pente	C#
Echelle Instantané	0.21	11.32	Echelle Instantané	0.16	8.86
Echelle journalière	0.66	10.54	Echelle journalière	0.67	8.51
1970-1971	0.48	3.52	1970-1971	0.23	7.65
1971-1972	0.52	4.27	1971-1972	0.18	6.78
1972-1973	0.46	5.66	1972-1973	-0.18	17.89
1973-1974	0.37	8.72	1973-1974	0.16	5.78
1974-1975	0.73	2.64	1974-1975	0.23	3.54
1975-1976	0.57	6.78	1975-1976	0.46	2.76
1976-1977	0.54	10.12	1976-1977	0.32	2.78
1977-1978	0.42	9.75	1977-1978	0.28	5.69
1978-1979	0.37	9.84	1978-1979	0.63	2.35
1979-1980	0.61	10.45	1979-1980	-0.19	18.67
1980-1981	0.46	7.85	1980-1981	0.31	3.27
1981-1982	0.58	4.56	1981-1982	0.21	2.42
1982-1983	0.52	5.67	1982-1983	0.18	4.33
1983-1984	0.71	2.78	1983-1984	0.54	3.76
1984-1985	0.63	5.72	1984-1985	0.23	5.46
1985-1986	0.54	8.79	1985-1986	0.08	9.96
1986-1987	0.44	7.82	1986-1987	0.26	6.8
1987-1988	0.37	9.64	1987-1988	0.68	3.67
1988-1989	0.56	8.76	1988-1989	0.23	4.11
1989-1990	0.64	5.67	1989-1990	0.34	2.35
1990-1991	0.36	10.93	1990-1991	0.72	3.64
1991-1992	0.52	5.78	1991-1992	0.58	1.22
1992-1993	0.45	6.43	1992-1993	0.42	4.59
1993-1994	0.53	4.35	1993-1994	0.56	2.13
1994-1995	0.60	5.88	1994-1995	0.44	2.16
1995-1996	0.48	6.56	1995-1996	0.18	9.84
1996-1997	0.55	8.79	1996-1997	0.42	12.89
1997-1998	0.42	13.65	1997-1998	0.54	3.56
1998-1999	0.34	13.89	1998-1999	0.62	4.73
1999-2000	0.55	5.68	1999-2000	0.37	10.91
2000-2001	0.46	5.62	2000-2001	0.27	18.95
2001-2002	0.51	3.24	2001-2002	0.67	3.72



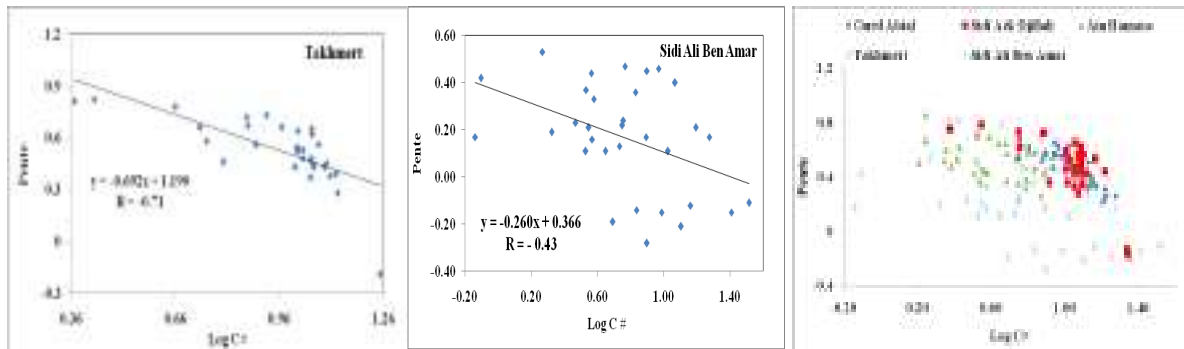


Figure 9.4. Relation entre les C# et les pentes des courbes de transport tronquées (6.0Qm)

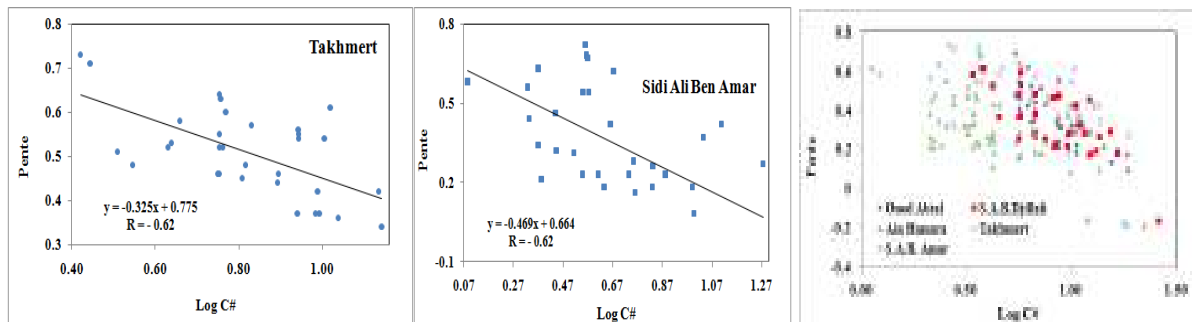
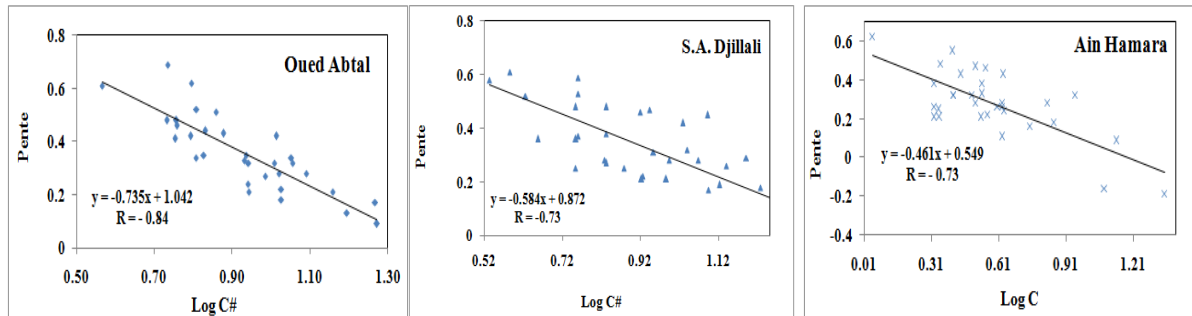


Figure 9.5. Relation entre les C# et les pentes des courbes de transport tronquées (1.5Qm)

9.9- Calcul des flux par la méthode $\log(C)=f \log(Q)$ et $\log(Q_s)=f \log(Q)$

La quantification des flux de MES dans les systèmes fluviaux est réalisée à partir des mesures de concentrations et de débits. Le choix d'une méthode de calcul performante est devenue une préoccupation majeure, afin d'estimer au mieux les flux annuels. Cependant, les méthodes de calcul des flux sont un domaine en plein développement grâce aux moyens de calculs toujours plus performants, aux séries de plus en plus longues, donc plus informatives et à l'inventivité des chercheurs. Certaines études de synthèse ou comparatives marquent de réelles avancées telles que : Walling et Webb, 1981, Walling, 1984; Ferguson, 1986; Moatar et Meybeck, 2005, Coynel, 2005 ; Mano, 2008 ; Moatar *et al*, 2008 ; Raymond, 2011. Dans cette partie, les flux sont calculés en utilisant les courbes sédimentaires $\log(C)=f \log(Q)$ et $\log(Q_s)=f \log(Q)$, les incertitudes des deux méthodes sont évaluées à partir des données journalières de débits (solides et liquides) et des concentrations en MES.

En plus de la période totale, nous avons sélectionné pour chaque station, trois années de données $\log(C)$, $\log(Q_s)$ et $\log(Q)$, représentant différentes conditions hydrologiques, une année sèches, (Oued El Abtal : 1993-94, Sidi Aek Djillali : 1992-93, Ain Hamara : 1993-94, Takhmert : 1998-99 et Sidi Ali Ben Amar :1992-93) ; une année humide (1995-96 pour les stations de Oued Abtal, Ain Hamara et Takhmert et l'année 1994-95 pour les stations de Sidi

Aek Djillali et Sidi Ali Ben Amar) et une année normale (Oued Abtal et Ain Hamara : 1990-91, Sidi Aek Djillali et Takhmert : 1997-98 et Sidi Ali Ben Amar : 1995-96). Pour chaque année, deux courbes de régression ($\log(C)=f \log(Q)$ et $\log(Q_s)=f \log(Q)$) ont été effectuées, les mêmes régressions ont été également établies sur les périodes totales (figure 9.5, 9.6, 9.7, 9.8 et 9.9). Les concentrations en matières en suspension C , les débits solides Q_s et les flux annuels en matières en suspension (Flux prédit) ont été recalculés à partir des droites de régressions en utilisant les débits mesurés.

Pour les deux types de régressions les flux mesurés sont différents parce que les méthodes de calcul du débit solide sont différentes. Le calcul des débits solides journaliers pour la régression $\log(C)=f \log(Q)$ a été effectué en multipliant directement les débits moyens journaliers par les concentrations moyennes journalières (formule 9.8) :

$$F_j = 86,4 C_j Q_j = 86,4 \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N C_i \right) \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N Q_i \right) \quad (9.8)$$

Dans le deuxième cas les débits solides journaliers sont calculés par la formule suivante :

$$F_j = 86,4 Q_{sj} = 86,4 \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N C_i Q_i \right) \quad (9.9)$$

C_i et Q_i sont les valeurs de concentration et de débit instantanées extraites de la base de données, et qui contient N mesure durant la journée ; 86,4 est un facteur de conversion des unités.

Il faut rappeler que, nous avons utilisé la formule (9.9) pour la quantification des flux à différentes échelles temporelles (cf. Paragraphe 4.2.1 du chapitre 4). Toutefois, les flux calculés par ces deux méthodes ne présentent pas de grands écarts (à titre indicatif, les flux annuels calculés à la station d'oued El Abtal, montrent des différences de -27% à -1,53%, en prenant les flux de la deuxième méthode comme référence).

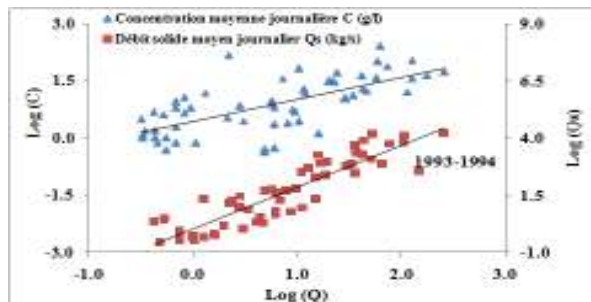
Des différences peuvent être établies entre les paramètres (concentrations en MES et débits solides) mesurés et ceux prédits, mettant en évidence une grande tendance à la sous-estimation qu'à la surestimation notamment pour les débits solides (e.g. sous-estimation de $-3346.2 \text{ Kg.s}^{-1}$, surestimation de 11.56 Kg.s^{-1} en 1993-94 ; figure 9.5(a)). Or, nous avons également soulevé des comportements inverses au niveau de la relation $\log(C)=f \log(Q)$ (e.g. figure 9.5b), mais dans tous les cas on ne préjuge de la pertinence de ces régressions dans l'estimation du flux. L'écart-type des erreurs varie considérablement lors d'une utilisation d'une régression à une autre, d'une station à l'autre et d'une année à l'autre. De même, un des critères de jugement d'un modèle peut être l'erreur faite entre le flux « prédit » et le flux « mesuré », exprimée en %, . Cette erreur apparait faible lors de l'utilisation des régressions pour les années sèches et moyennes, mais il en est l'inverse lors des années humides et les périodes totales. Il faut signaler également que, les comparaisons dans les données (concentrations en MES et débits solides) mesurées et prédites de la station de Sidi Aek Djillali montrent des surestimations importantes pour les deux types de régressions. En effet, ces régressions ne permettent pas, de représenter correctement le comportement des flux au niveau de cette station, car le nuage de point est probablement influencé par le fort poids des faibles valeurs (figure 9.6).

9.9.1- Correction des données par les méthodes de Ferguson et de Duan

L'utilisation de modèle puissance dans un repère arithmétique sous-estime systématiquement les flux annuels. C'est lors de la transformation mathématique de l'espace logarithmique « $\log Y = a \log X + b$ » à l'espace arithmétique « $Y=10^a Q^b$ » que le biais statistique apparait (Coynel, 2005 ; Petelet-Giraudet *et al.*, 2005 ; Mano 2008). Ce biais augmente de plus en plus en fonction du degré de dispersion des points autour de la droite de

régression. Il est donc primordial d'avoir recours à des facteurs correctifs, dans notre cas nous avons utilisé deux facteurs correctif celui de Ferguson CF1 et l'autre de Duan CF2.

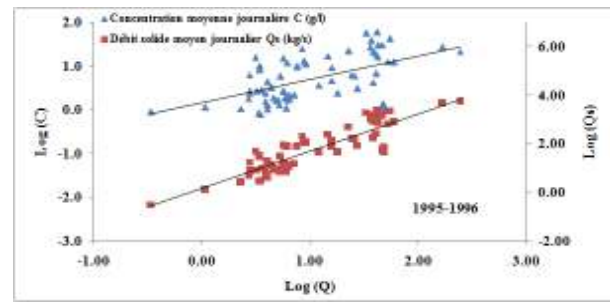
D'une façon générale, les flux prédits à partir des régressions et avec correction (Flux corrigé) minimisent les sous-estimations des flux sans correction (Flux prédit), ce résultat est plus marqué en utilisant le coefficient de correction CF2, et aussi lors des années humides (figures 9.5, 9.6, 9.7, 9.8 et 9.9). Au niveau de la station d'Oued Abtal, la sommation des flux prédits individuellement par année permet d'acquérir des estimations du flux total (de 1971 à 2002) avec une précision de -48% à l'aide des régressions $\log(Q_s)=f \log(Q)$ et avec correction(en utilisant le CF2) et de +78% avec la régression $\log(C)=f \log(Q)$. Les précisions sont respectivement de -53% et +103 % si l'on utilise une unique régression « moyenne », en utilisant respectivement les relations $\log(Q_s)=f \log(Q)$ et $\log(C)=f \log(Q)$, établie à partir du cumul des 32 années de données. On peut donc remarquer que l'utilisation de la sommation de régressions individuelles permet de reproduire avec une meilleure précision le flux total durant la période 1971-2002 que celui obtenu à partir des régressions moyennes. Ce résultat soulignerait la difficulté d'élaborer une courbe de régression moyenne pouvant s'adapter à l'estimation des flux pour des situations hydrologiques distinctes. Cette remarque a été déjà soulevée par d'autres auteurs (Horowitz, 2003; Coynel, 2005), toutefois plus marqué en utilisant le coefficient de correction CF2.



(a)

Flux mesuré: 1 064 000t
 $\text{Log}(C) = 0.576\log(Q) + 0.44$
 $R=0.69$
Flux prédit: 874 492 t (-17.81%)
 Maximum sous-estimation: - 46.83 g/l
 Maximum surestimation: 11.54 g/l
 Ecart-type : 7.93 g/l
Flux corrigé (par CF1): 1 453 731 t (37 %)
Flux corrigé (par CF2): 1 512 738 t (43 %)

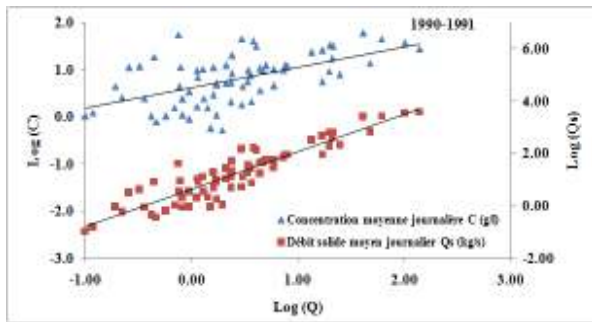
Flux mesuré: 1 210 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 0.576\log(Q) + 0.44$
 $R=0.90$
Flux prédit: 1 109 100 t (-8.34 %)
 Maximum sous-estimation: - 3346.2 Kg/s
 Maximum surestimation: 11.56 Kg/s
 Ecart-type : 273 Kg/s
Flux corrigé (par CF1): 745 823 t (-38.36%)
Flux corrigé (par CF2): 1 434 745 t (19 %)



(b)

Flux mesuré: 1 873 564 t
 $\text{Log}(C) = 0.533\log(Q) + 0.153$
 $R=0.55$
Flux prédit: 1 086 545 t (-42%)
 Maximum sous-estimation: - 38.87 g/l
 Maximum surestimation: 21.76 g/l
 Ecart-type : 5.72 g/l
Flux corrigé (par CF1): 1 987 456 t (6 %)
Flux corrigé (par CF2): 2 143 756 t (14.42%)

Flux mesuré: 3 834 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.533\log(Q) + 0.153$
 $R=0.88$
Flux prédit: 3 567 700t (-7 %)
 Maximum sous-estimation: - 4123.8 Kg/s
 Maximum surestimation: 3.26 Kg/s
 Ecart-type : 434 Kg/s
Flux corrigé (par CF1): 1 1674 834 t (-67.3%)
Flux corrigé (par CF2): 1 345 956 t (-62.3 %)

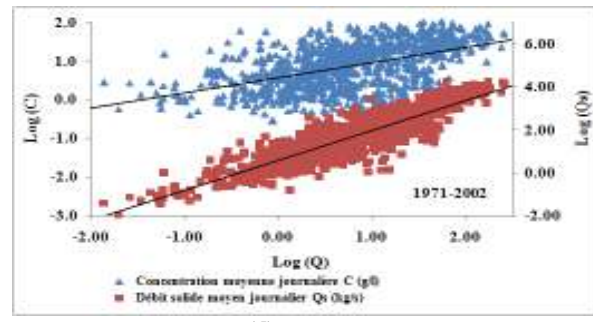


(c)

Flux mesuré: 534 956 t
 $\text{Log}(C) = 0.431\text{log}(Q) + 0.616$
 $R=0.59$
Flux prédit: 747 573 t (39.74%)
 Maximum sous-estimation: - 19.73 g/l
 Maximum surestimation: 13.56 g/l
 Ecart-type : 7.45 g/l

Flux mesuré: 711 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.431\text{log}(Q) + 0.616$
 $R=0.93$
Flux prédit: 683 400 t (-3.88 %)
 Maximum sous-estimation: - 622.8 Kg/s
 Maximum surestimation: 385.98.9 Kg/s
 Ecart-type: 56.44 Kg/s

Flux corrigé (par CF1): 853 183 t (20%)
Flux corrigé (par CF2): 871 321 t (22.55 %)



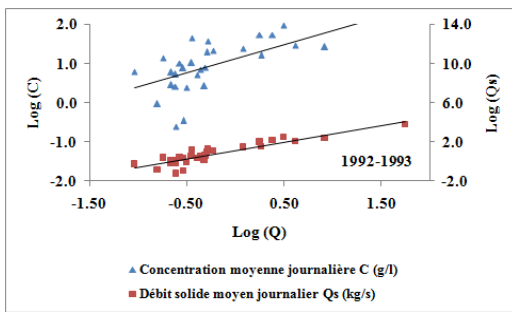
(d)

Flux mesuré: 865 732 t
 $\text{Log}(C) = 0.394\text{log}(Q) + 0.551$
 $R=0.50$
Flux prédit: 653 923 t (-24.47%)
 Maximum sous-estimation: - 22.89 g/l
 Maximum surestimation: 24.56 g/l
 Ecart-type : 2.43 g/l

Flux mesuré: 1 487 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.394\text{log}(Q) + 0.551$
 $R=0.90$
Flux prédit: 873 265 (-41.27 %)
 Maximum sous-estimation: - 3572.7 Kg/s
 Maximum surestimation: 324.46 Kg/s
 Ecart-type : 421.77 Kg/s

Flux corrigé (par CF1): 765 934t (-48.50%)
Flux corrigé (par CF2): 754 867 t (-49.24 %)

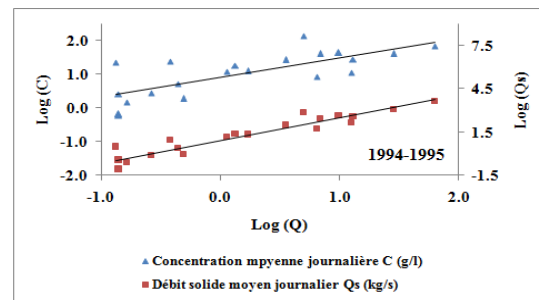
Figure 9.6 Courbes de transport sédimentaire pour la station d'Oued El Abtal



(a)

Flux mesuré: 55 423 t
 $\text{Log}(C) = 0.715\text{log}(Q) + 1.115$
 $R=0.65$
Flux prédit: 48 745 t (-12.05%)
 Maximum sous-estimation: - 13.24 g/l
 Maximum sur-estimation: 8.29g/l
 Ecart-type : 1.67g/l
Flux corrigé(par CF1): 51 678 t (-6.75 %)
Flux corrigé(par CF2): 53 723 t (-3.07%)

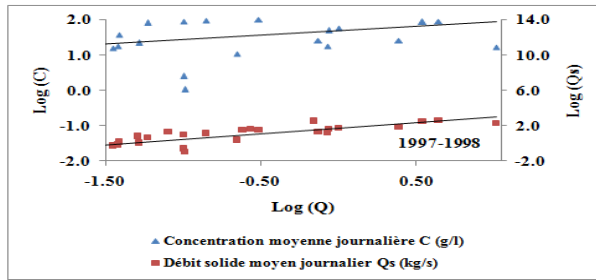
Flux mesuré: 76 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.525\text{log}(Q) + 1.116$
 $R=0.90$
Flux prédit: 46 200 t (-15.53 %)
 Maximum sous-estimation: -531.55 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 202.13 Kg/s
 Ecart-type : 33.15 Kg/s
Flux corrigé(par CF1): 48 956 t(-35.6%)
Flux corrigé(par CF2): 49 892 t (-34.35 %)



(b)

Flux mesuré: 87 675 t
 $\text{Log}(C) = 0.573\text{log}(Q) + 0.91$
 $R=0.74$
Flux prédit: 98 655 t (12.52%)
 Maximum sous-estimation: - 88.34 g/l
 Maximum sur-estimation: 210.87 g/l
 Ecart-type : 7.14 g/l

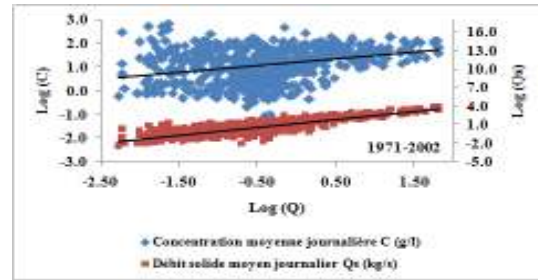
Flux mesuré: 103 000t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.5731\text{log}(Q) + 0.909$
 $R=0.95$
Flux prédit: 89 700 t (-12.91%)
 Maximum sous-estimation: - 1551.82 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 75.39 Kg/s
 Ecart-type : 38.72Kg/s
Flux corrigé(par CF1): 105 778 t (2.7%)
Flux corrigé(par CF2): 110 833 t (7.6 %)



(d)

Flux mesuré: 21 956 t
 $\text{Log}(C) = 0.243\text{log}(Q) + 1.075$
 $R=0.34$
Flux prédit: 28 786 t (31.11%)
 Maximum sous-estimation: - 33.11 g/l
 Maximum sur-estimation: 19.86g/l
 Ecart-type : 3.96g/l

Flux mesuré: 32 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.243\text{log}(Q) + 1.675$
 $R=0.82$
Flux prédit: 17 800 t (-44.38 %)
 Maximum sous-estimation: -529.84 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 321.76 Kg/s
 Ecart-type : 36.75 Kg/s



(e)

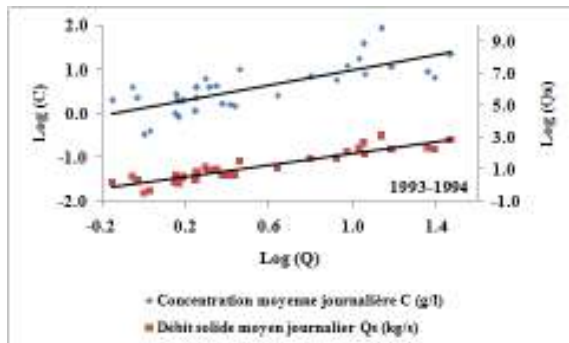
Flux mesuré: 112 766 t
 $\text{Log}(C) = 0.284\text{log}(Q) + 1.285$
 $R=0.42$
Flux prédit: 101 688 t (-9.82%)
 Maximum sous-estimation: - 94.65 g/l
 Maximum sur-estimation: 75.36 g/l
 Ecart-type : 6.87 g/l

Flux corrigé(par CF1): 123 634 t (9.64%)
Flux corrigé(par CF2): 125 321 t (11.13 %)

Flux mesuré: 130 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.294\text{log}(Q) + 1.185$
 $R=0.85$
Flux prédit : 117 865 t (-9.33%)
 Maximum sous-estimation: - 4675 g/l
 Maximum sur-estimation: 83215 g/l

Flux corrigé(par CF1): 123 454 t (-5.04%)
Flux corrigé(par CF2): 125 281 t (-3.63 %)

Figure 9.7. Courbes de transport sédimentaire pour la station de Sidi Aek Djillali



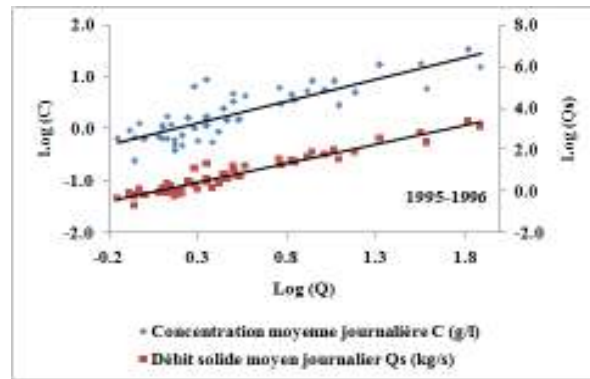
(a)

Flux mesuré: 188 756 t
 $\text{Log}(C) = 0.852\text{log}(Q) + 0.127$
 $R=0.76$
Flux prédit: 172 345 t (-8.7%)
 Maximum sous-estimation: - 24.43 g/l
 Maximum sur-estimation: 11.12g/l
 Ecart-type : 1.43g/l

Flux corrigé(par CF1): 165 432 t (-12.36 %)
Flux corrigé(par CF2): 170 745 t (- 9.54%)

Flux mesuré: 220 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.852\text{log}(Q) + 0.127$
 $R=0.93$
Flux prédit: 135 964t (-38.2 %)
 Maximum sous-estimation: - 439,66 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 106,20 Kg/s
 Ecart-type : 28,79 Kg/s

Flux corrigé(par CF1): 185 089.4 t(-15.67%)
Flux corrigé(par CF2): 181 654.1 t(-17.43 %)

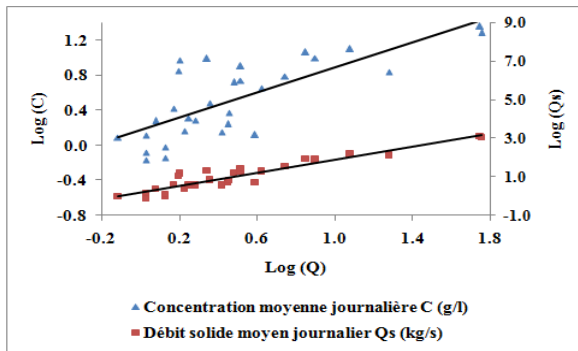


(b)

Flux mesuré:86 576t
 $\text{Log}(C) = 0.834\text{log}(Q) - 0.131$
 $R=0.84$
Flux prédit: 98 455 t (13.72%)
 Maximum sous-estimation: - 35.88 g/l
 Maximum sur-estimation: 120.56 g/l
 Ecart-type : 7.98 g/l

Flux mesuré: 97 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.834\text{log}(Q) - 0.131$
 $R=0,96$
Flux prédit: 95 678 t (-1.36%)
 Maximum sous-estimation: - 1175.5 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 121.3 Kg/s
 Ecart-type : 62.45 Kg/s

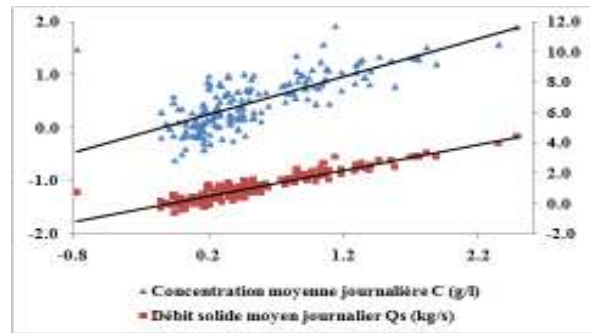
Flux corrigé(par CF1): 123 786 t (27.61%)
Flux corrigé(par CF2): 123 765 t (27.60 %)



(d)

Flux mesuré: 3 126 t
 $\text{Log}(C) = 0.711\text{log}(Q) + 0.177$
 $R=0.76$
Flux prédit: 4 237t (35.54%)
 Maximum sous-estimation: - 24 g/l
 Maximum sur-estimation: 41.42g/l
 Ecart-type : 4.23 g/l

Flux mesuré: 3 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.711\text{log}(Q) + 0.177$
 $R=0.94$
Flux prédit: 3 071t (-1.76%)
 Maximum sous-estimation: - 423.76 g/l
 Maximum sur-estimation: 873.64 g/l
 Ecart-type : 5.67 g/l



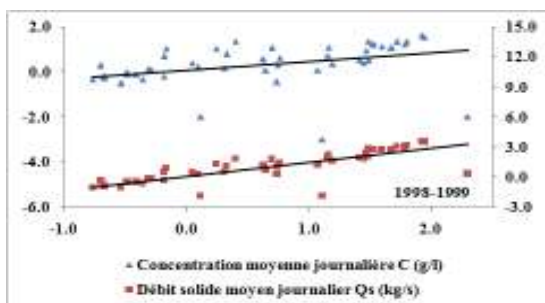
(e)

Flux mesuré: 288 675 t
 $\text{Log}(C) = 0.713\text{log}(Q) + 0.101$
 $R=0.74$
Flux prédit: 278 451 t (-3.54%)
 Maximum sous-estimation: - 76.55 g/l
 Maximum sur-estimation: 89.13 g/l
 Ecart-type : 5.67 g/l

Flux corrigé(par CF1): 299 345 t (3.70%)
Flux corrigé(par CF2): 314 765 t (9.04 %)
 Flux mesuré : 316 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.713\text{log}(Q) + 0.101$
 $R=0.94$
Flux prédit: 311 451 t (-1.44%)
 Maximum sous-estimation: - 3876 g/l
 Maximum sur-estimation: 5 234 g/l
 Ecart-type : 7.88 g/l

Flux corrigé(par CF1): 321 345 t (1.70%)
Flux corrigé(par CF2): 330 765 t (4.67 %)

Figure 9.8. Courbes de transport sédimentaire pour la station d'Ain Hamara



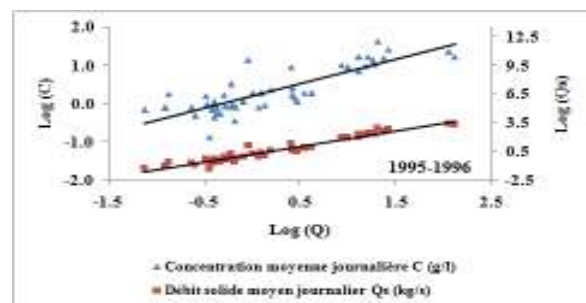
(a)

Flux mesuré: 38 900 t
 $\text{Log}(C) = 0.389\text{log}(Q) + 0.045$
 $R=0.40$
Flux prédit: 36 786 t (-5.44%)
 Maximum sous-estimation: - 19.27 g/l
 Maximum sur-estimation: 47.54g/l
 Ecart-type : 1.94g/l

Flux corrigé(par CF1): 35 678 t (-8.28 %)
Flux corrigé(par CF2): 34 652 t (-10.92%)

Flux mesuré: 54 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.389\text{log}(Q) + 0.045$
 $R=0.82$
Flux prédit: 53 211 t (-24.78 %)
 Maximum sous-estimation: - 563.45 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 678.43 Kg/s
 Ecart-type : 33.67 Kg/s

Flux corrigé(par CF1): 53 591 t(-1.46%)
Flux corrigé(par CF2): 53 128 t (-1.61 %)

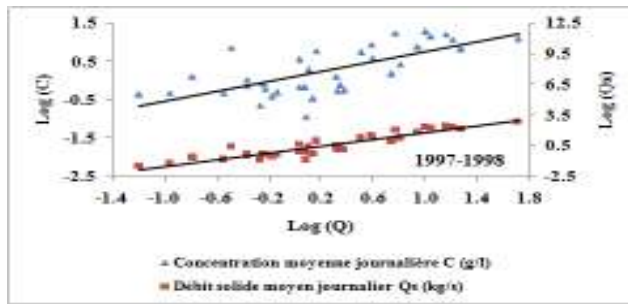


(b)

Flux mesuré: 312 654 t
 $\text{Log}(C) = 0.637\text{log}(Q) + 0.199$
 $R=0.85$
Flux prédit: 423 768 t (67.20%)
 Maximum sous-estimation: - 28.76 g/l
 Maximum sur-estimation: 11.23 g/l
 Ecart-type : 7.18 g/l

Flux mesuré: 553 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.6371\text{log}(Q) + 0.199$
 $R=0.97$
Flux prédit: 540 076 t (-2.34%)
 Maximum sous-estimation: - 87.56 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 1324.8 Kg/s
 Ecart-type : 33.56 Kg/s

Flux corrigé(par CF1): 594 112 t (7.43%)
Flux corrigé(par CF2): 605 173 t (9.44 %)



(d)

Flux mesuré: 1 198 554 t

$$\text{Log}(C) = 0.647\text{log}(Q) + 0.087$$

R=0.70

Flux prédit: 1516 843,7t (26,55%)

Maximum sous-estimation: - 26 g/l

Maximum sur-estimation: 32,06g/l

Ecart-type : 3,96g/l

Flux mesuré: 2 000 t

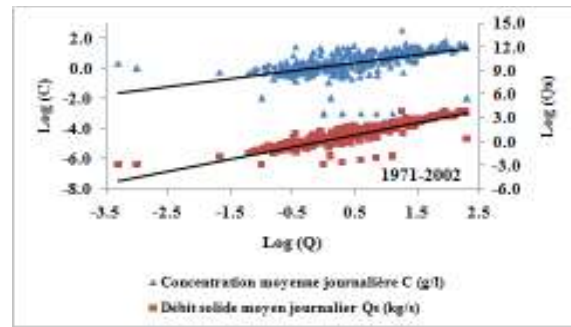
$$\text{Log}(Q_s) = 1.647\text{log}(Q) + 0.087$$

R=0.93

Maximum sous-estimation: - 56.32 Kg/s

Maximum sur-estimation: 824.8 Kg/s

Ecart-type :26.82 Kg/s



(e)

Flux mesuré: 123 567 t

$$\text{Log}(C) = 0.540\text{log}(Q) + 0.095$$

R=0.54

Flux prédit: 123 348 t (-4.67%)

Maximum sous-estimation: - 92.36 g/l

Maximum sur-estimation: 12.65 g/l

Ecart-type :8.01 g/l

Flux corrigé(par CF1): 138 561 t (12.13%)

Flux corrigé(par CF2): 141 849 t (14.80 %)

Flux mesuré : 155 000 t

$$\text{Log}(Q_s) = 1.531\text{log}(Q) + 0.095$$

R=0.88

Flux prédit: 161 221t (4.01%)

Maximum sous-estimation: - 42.34 Kg/s

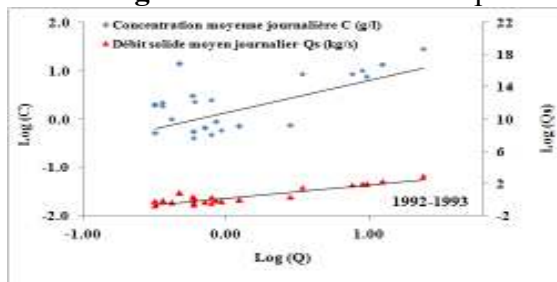
Maximum sur-estimation: 1524.8 Kg/s

Ecart-type :33.56 Kg/s

Flux corrigé(par CF1):165 986 t (7.09%)

Flux corrigé(par CF2): 177 834 t (14.73 %)

Figure 9.9. Courbes de transport sédimentaire pour la station de Takhmert



(a)

Flux mesuré: 113 234 t

$$\text{Log}(C) = 0.673\text{log}(Q) + 0.132$$

R=0.45

Flux prédit: 100 567 t (-11.20%)

Maximum sous-estimation: - 20.91 g/l

Maximum sur-estimation: 12.34g/l

Ecart-type : 3.65g/l

Flux corrigé(par CF1): 102 376 t (-9.60 %)

Flux corrigé(par CF2): 102 588 t (-9.41%)

Flux mesuré: 128 000 t

$$\text{Log}(Q_s) = 1.673\text{log}(Q) + 0.132$$

R=0.78

Flux prédit: 98 734t (-22.86 %)

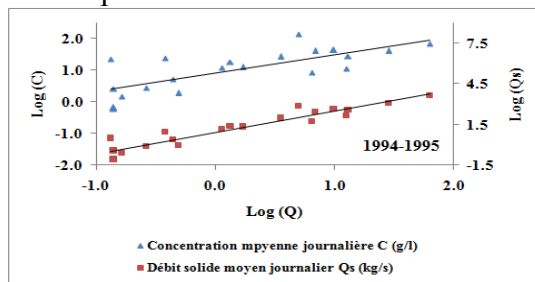
Maximum sous-estimation: - 521.75 Kg/s

Maximum sur-estimation: 92.44 Kg/s

Ecart-type : 31.54 Kg/s

Flux corrigé(par CF1): 104 683 t (-18.22%)

Flux corrigé(par CF2): 104 493 t (-18.37 %)



(b)

Flux mesuré: 198 321t

$$\text{Log}(C) = 0.855\text{log}(Q) + 0.35$$

R=0.89

Flux prédit: 221 783 t (11.83%)

Maximum sous-estimation: - 92.13 g/l

Maximum sur-estimation: 211.8 g/l

Ecart-type : 7.35 g/l

Flux mesuré: 213 000 t

$$\text{Log}(Q_s) = 1.855\text{log}(Q) + 0.35$$

R=0.94

Flux prédit: 202 745 t (-4.81%)

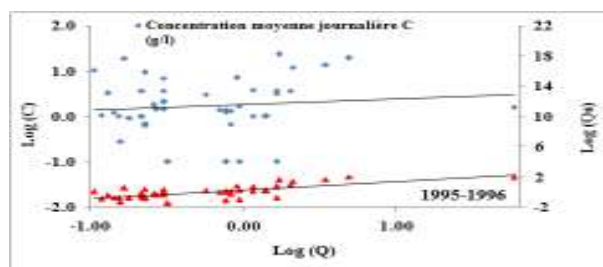
Maximum sous-estimation: - 1451.93 Kg/s

Maximum sur-estimation: 106.23 Kg/s

Ecart-type : 64.12Kg/s

Flux corrigé(par CF1): 255 761 t (20.08%)

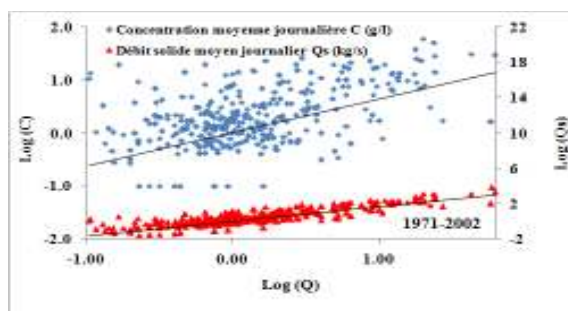
Flux corrigé(par CF2): 265 913 t (24.84 %)



(d)

Flux mesuré: 156 781 t
 $\text{Log}(C) = 0.121\text{log}(Q) + 0.257$
 $R=0.15$
Flux prédit: 188 945.8 t (20.52%)
 Maximum sous-estimation: - 24 g/l
 Maximum sur-estimation: 41.9g/l
 Ecart-type : 5.14 g/l

Flux mesuré: 198 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.121\text{log}(Q) + 0,257$
 $R=0.70$
Flux prédit: 231 725t (17.03%)
 Maximum sous-estimation: - 1251.93 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 156.23 Kg/s
 Ecart-type : 56.43Kg/s
Flux corrigé(par CF1): 222 345 t (12.30%)
Flux corrigé(par CF2): 225 813 t (14.05 %)



(e)

Flux mesuré: 112 453 t
 $\text{Log}(C) = 0.634\text{Log}(Q) + 0.001$
 $R=0.34$
Flux prédit: 127 823 t (13.67%)
 Maximum sous-estimation: - 62.32 g/l
 Maximum sur-estimation: 321.43 g/l
 Ecart-type : 21.61 g/l

Flux mesuré : 151 000 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.634\text{log}(Q) + 0,001$
 $R=0.69$
Flux prédit : 172 321 t (14.12%)
 Maximum sous-estimation: - 651.93 Kg/s
 Maximum sur-estimation: 86.23 Kg/s
 Ecart-type : 55.12Kg/s

Figure 9.10. Courbes de transport sédimentaire pour la station de Sidi Ali Ben Amar

9.10- Calcul des flux par la méthode des relations tronquées

Dans ce qui précède, nous avons constaté que l'élaboration des courbes de transport, peut être fortement influencé par le fort pourcentage des faibles valeurs des concentrations en MES et de débits, qui forment un nuage de points diffus. Ainsi, vu la faible contribution de ces faibles valeurs au flux annuel, l'estimation des flux à partir des régressions tronquées devrait donc dépendre de la validité de ces courbes. Toutefois, le calcul des flux à partir des régressions tronquées a été établi en adoptant une méthodologie de calcul proposé par Coynel, 2005 et dont les résultats étaient satisfaisants. Cette technique de calcul peut être s'opérer en deux étapes :

- 1) la première étape vise à calculer les flux en substituant les valeurs de débits supérieurs à $6Q_m$ dans l'équation de régression tronquée.
- 2) la deuxième étape consiste à estimer les flux en MES pour les jours où les débits étaient inférieurs à $6Q_m$. Cette estimation est effectuée en attribuant une valeur moyenne des concentrations (moyenne arithmétique calculée à partir des valeurs de concentrations correspondant aux débits inférieurs à $6Q_m$), à tous les débits filtrés.

Cette méthodologie de calcul a été appliquée sur les données de la station d'Oued El Abtal a et la station de Sidi Aek Djillali. Les résultats sont regroupés, respectivement dans les tableaux 9.15 et 9.16 où sont présentés les flux prédits, à partir des régressions des débits solides journaliers pour les débits liquides $>6 Q_m$ et à partir des moyennes arithmétiques des concentrations associées aux débits $<6 Q_m$, et les erreurs associées.

Les résultats issus de l'application des deux régressions couplées sur Oued El Abtal et Sidi Aek Djillali, montrent une amélioration bien nette des estimations des flux annuels et pluriannuels, au regard des régressions présentées précédemment. Cependant, la prédiction des flux de quelques années reste médiocre (eg.1993-94, pour oued El Abtal et 1998-99 pour

Sidi Aek Djillali). Cette moins bonne précision est partiellement inhérente au fait que la contribution au flux annuels des débits inférieurs à $6Q_m$, durant ces années est plus importante.

Toutefois les flux totaux correspondant aux périodes (1971-2002) pour Oued El Abtal et Sidi Aek Djillali, sont reproduits respectivement avec des erreurs de -12% et -6,54 % à partir de la somme des estimations individuelles et -12.67%, -21.43% par les estimations basées sur l'intégralité des données. Cette bonne précision notamment pour la somme des flux individuels, pourrait être partiellement liée à l'effet de compensation des erreurs entre les années.

Tableau 9.16: Equations de transport sédimentaire tronquées pour la station de Oued El Abtal sur la période 1971-2002, données rassemblées et traitées individuellement par année; Y : flux prédits à partir des régressions tronquées des débits solides pour des débits supérieurs à $6Q_m$; C_{moy} : moyenne arithmétique des concentrations pour des débits inférieurs à $6Q_m$ et à partir de laquelle est prédit un flux ; le flux estimé correspond à la somme des deux flux prédits.

<p>1970-1971 Flux mesuré: 1 880 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,341\text{log}(Q) + 1,125$ $R=0,92$ Flux prédit: 1 750 832 t (-6.87%) Ecart-type : 276.8 kg/s $C_{moy} : 2.12\text{g/l}$ Flux prédit: 869 221t (-53.76 %) Flux estimé : 1 812 800 (-3.60%)</p>	<p>1971-1972 Flux mesuré: 997 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,93$ Flux prédit: 924983,36t (-7.22%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 2.13\text{g/l}$ Flux prédit: 29 316,64t (-64.562 %) Flux estimé : 956 300 (-4.08%)</p>	<p>1972-1973 Flux mesuré: 3 040 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,91$ Flux prédit: 2 759 083,36t (-9.24%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 4.51\text{g/l}$ Flux prédit: 211 006,90t (-61,42 %) Flux estimé : 3 002 300 (-2.30%)</p>
<p>1973-1974 Flux mesuré: 4 930 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,90$ Flux prédit: 2 224 983,36t (-54.87%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 2.27\text{g/l}$ Flux prédit: 2 338 016.64t (-58.43 %) Flux estimé : 4 563 000 (-7.44%)</p>	<p>1974-1975 Flux mesuré: 4 283 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,90$ Flux prédit: 2 449 083,36t (-42.82%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 1,33\text{g/l}$ Flux prédit: 1 614 816.64t (-61,42 %) Flux estimé : 4 163 900 t (-5.12%)</p>	<p>1975-1976 Flux mesuré: 4 101 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,94$ Flux prédit: 3 604 983.36t (-12.09%) Ecart-type : 268.4 kg/s $C_{moy} : 3.22\text{g/l}$ Flux prédit: 393 316.64t (-71,42 %) Flux estimé : 3 998 300 (-2.5%)</p>
<p>1976-1977 Flux mesuré: 173 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,90$ Flux prédit: 124983,36t (-27.76%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 1.23\text{g/l}$ Flux prédit: 242 816.64t (-63.42 %) Flux estimé : 367 800 (112.6%)</p>	<p>1977-1978 Flux mesuré: 71 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,92$ Flux prédit: 3 4983,36t (-50.73%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 3.23\text{g/l}$ Flux prédit: 252 316.64t (-60.45 %) Flux estimé : 287 300 t (304.65%)</p>	<p>1978-1979 Flux mesuré: 150 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,88$ Flux prédit: 124983,36t (-16.70%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 1.73\text{g/l}$ Flux prédit: 10 516.64t (-58.72 %) Flux estimé : 145 500 (-9.67%)</p>
<p>1979-1980 Flux mesuré: 224 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,94$ Flux prédit: 210 983,36t (-6.20%) Ecart-type : 213.65 kg/s $C_{moy} : 2.74\text{g/l}$ Flux prédit: 2016.64t (-58.40 %) Flux estimé : 212 100 (-5.31%)</p>	<p>1980-1981 Flux mesuré: 190 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,95$ Flux prédit: 174 983,36t (-7.19%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 2.12\text{g/l}$ Flux prédit: 161 416.64t (-60.22 %) Flux estimé : 336 400 t (77.05%)</p>	<p>1981-1982 Flux mesuré: 247 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0,92$ Flux prédit: 100 983,36t (-59.11%) Ecart-type : 299,1 kg/s $C_{moy} : 1.54\text{g/l}$ Flux prédit: 129 916,64t (-41.42 %) Flux estimé : 230 900 (-6.52%)</p>

<p>1982-1983 Flux mesuré: 295 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,184\text{log}(Q) + 1,117$ $R=0.86$ Flux prédit: 144930,35 t (-50.87%) Ecart-type : 312.30 kg/s C_{moy} :1.33g/l Flux prédit: 156 869.65t (-68.74 %) Flux estimé : 301 800 (2.30%)</p> <p>1985-1986 Flux mesuré: 922 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,251\text{log}(Q) + 1,1$ $R=0.97$ Flux prédit: 434073,23 t (-52.92%) Ecart-type : 345.8 kg/s C_{moy} :1.067g/l Flux prédit: 478 026.77 t (-65.40 %) Flux estimé : 912 100 t (-1.07%)</p> <p>1988-89 Flux mesuré: 190 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,56\text{log}(Q) + 0,607$ $R=0.88$ Flux prédit: 154 052,33t (-18.92%) Ecart-type :654.43kg/s C_{moy} :1.211g/l Flux prédit: 99 247.67t (-62.84 %) Flux estimé : 253 300 t (33.32%)</p> <p>1991-1992 Flux mesuré: 13 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.86$ Flux prédit: 20 983,36t (61.41%) Ecart-type : 216.75 kg/s C_{moy} :4.23g/l Flux prédit: 135 316.37t (-64.52 %) Flux estimé : 156 300 t (1102.31%)</p> <p>1994-1995 Flux mesuré: 2 177 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.91$ Flux prédit: 2 092 983.63t (-38.60%) Ecart-type : 178.1 kg/s C_{moy} :2.11g/l Flux prédit: 1783.63t (-61.42 %) Flux estimé : 2 091 200 t (-3.94%)</p> <p>1997-1998 Flux mesuré: 333 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.96$ Flux prédit: 284983,36t (-14.42%) Ecart-type : 365 kg/s C_{moy} :1.87g/l Flux prédit: 113 116.64t (-65.44 %) Flux estimé : 398 100 t (-19.55%)</p>	<p>1983-1984 Flux mesuré: 230 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.91$ Flux prédit: 214983,36t (-6.52%) Ecart-type : 321.8 kg/s C_{moy} :1.43g/l Flux prédit: 6 116.64t (-78.82 %) Flux estimé : 221 100 t (-3.87%)</p> <p>1986-1987 Flux mesuré:1 768 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.95$ Flux prédit:1524983,36t (-13.749%) Ecart-type : 345.87 kg/s C_{moy} :3.24g/l Flux prédit: 184 516.64t (-64.32 %) Flux estimé : 1 709 500 t (-3.31%)</p> <p>1989-1990 Flux mesuré: 200 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.91$ Flux prédit: 124983,36t (-7.50%) Ecart-type : 311 kg/s C_{moy} :1.87g/l Flux prédit: 160 216.64t (-81.42 %) Flux estimé : 345 200 t (72.60%)</p> <p>1992-1993 Flux mesuré: 2 722 000 t $\text{Log}(Q_s) = 2,35\text{log}(Q) -0,36$ $R=0.95$ Flux prédit: 2 52 4983,56t (-7.24%) Ecart-type : 148.71 kg/s C_{moy} :1.29g/l Flux prédit: 369 516.44 t (-68.98 %) Flux estimé : 2 894 500 t (-6.34%)</p> <p>1995-1996 Flux mesuré: 3 834 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.88$ Flux prédit: 3 059872,34 t (-20.20%) Ecart-type : 434 kg/s C_{moy} :4.23g/l Flux prédit: 567 227.66 t (-63.76 %) Flux estimé : 3 627 100 (-5.40%)</p> <p>1998-1999 Flux mesuré: 349 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,56\text{log}(Q) + 0,607$ $R=0.89$ Flux prédit: 394711,51t (13.10%) Ecart-type : 404,11kg/s C_{moy} :2.081g/l Flux prédit: 107 211.51t (-69.12 %) Flux estimé : 287 500 t (17.62%)</p>	<p>1984-1985 Flux mesuré: 108 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.94$ Flux prédit: 98 983.36t (-8.35%) Ecart-type : 342.5 kg/s C_{moy} :5.1g/l Flux prédit: 283.36t (-76.42 %) Flux estimé : 987 000 (-8.61%)</p> <p>1987-1988 Flux mesuré: 3 052 000t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.91$ Flux prédit: 2 814 983.36t (-7.76%) Ecart-type : 311.12 kg/s C_{moy} :2.34g/l Flux prédit: 682 583.36t (-66.73 %) Flux estimé : 2 132 400 t (-30.15%)</p> <p>1990-1991 Flux mesuré: 711 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.93$ Flux prédit: 664 983,36t (-6.47%) Ecart-type : 56.44 kg/s C_{moy} :3.42g/l Flux prédit: 26 216.64t (-61.42 %) Flux estimé : 691 200 t (-2.80%)</p> <p>1993-1994 Flux mesuré: 1 210 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.90$ Flux prédit: 64 9734 t (-46.30%) Ecart-type : 273 kg/s C_{moy} :2.45g/l Flux prédit: 606 966t (-72.51 %) Flux estimé : 1 256 700 t (3.84%)</p> <p>1996-1997 Flux mesuré: 112 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,765\text{log}(Q) + 0,258$ $R=0.93$ Flux prédit: 95 366 t (-14.85%) Ecart-type :421.15kg/s C_{moy} :2g/l Flux prédit: 170 134t (-61.84 %) Flux estimé : 265 500 t 137.05%) 1</p> <p>1999-2000 Flux mesuré: 621 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,759\text{log}(Q) + 0,727$ $R=0.97$ Flux prédit: 407690,8 t(-34.34%) Ecart-type : 145,93 kg/s C_{moy} :2.65g/l Flux prédit: 160 209.20 t (-60.22 %) Flux estimé : 567 900 t (-8.55%)</p>
--	--	--

<p>2000-2001 Flux mesuré: 8 994 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,062\text{log}(Q) + 1,295$ $R=0.90$ Flux prédit: 7 801 844,72t (-13.25%) Ecart-type : 452.48kg/s C_{moy} :5.02g/l Flux prédit: 2 980 144.72t (-73.74 %) Flux estimé : 4 821 700 t (-6.40%)</p>	<p>2001-2002 Flux mesuré: 295 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,062\text{log}(Q) + 1,295$ $R=0.87$ Flux prédit: 271 844,72t (-7.85%) Ecart-type : 321.87kg/s C_{moy} :3.12g/l Flux prédit: 40 355.28t (-62.74 %) Flux estimé : 312 200 t (5.83%)</p>	
---	--	--

Tableau 9.17: Equations de transport sédimentaire tronquées pour la station de Sidi Aek Djillali sur la période 1971-2002, données rassemblées et traitées individuellement par année; Y : flux prédits à partir des régressions tronquées des débits solides pour des débits supérieurs à 6Q_m ; C_{moy} : moyenne arithmétique des concentrations pour des débits inférieurs à 6Q_m et à partir de laquelle est prédit un flux ; le flux estimé correspond à la somme des deux flux prédits.

<p>1970-1971 Flux mesuré: 26 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.91$ Flux prédit: 12 983.78t (-50.06%) Ecart-type : 279,1 kg/s C_{moy} :4.63g/l Flux prédit: 11 516.22t (-62.62 %) Flux estimé : 24 500 t (-5.77%)</p>	<p>1971-1972 Flux mesuré: 39 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.90$ Flux prédit:24 983,34t (-35.94%) Ecart-type : 299,1 kg/s C_{moy} :2.21g/l Flux prédit: 3 516.66t (-72.42 %) Flux estimé : 285 000 t (-2.70%)</p>	<p>1972-1973 Flux mesuré: 8 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.88$ Flux prédit: 3 983.26t (-50.2%) Ecart-type : 223.1 kg/s C_{moy} :1.76g/l Flux prédit: 1 616.74t (-68.42 %) Flux estimé : 5 600 (-30%)</p>
<p>1973-1974 Flux mesuré: 20 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.93$ Flux prédit: 15 982t (-20.09%) Ecart-type :76.83 kg/s C_{moy} :2.03g/l Flux prédit: 1 318t (-72.42 %) Flux estimé : 17 300 t (-13.5%)</p>	<p>1974-1975 Flux mesuré: 22 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.86$ Flux prédit: 14 983.6t (-31.9%) Ecart-type : 123 kg/s C_{moy} :5.09g/l Flux prédit: 5 616.40t (-67.52 %) Flux estimé : 20 600 (-6.36%)</p>	<p>1975-1976 Flux mesuré: 32 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.89$ Flux prédit: 221 783t (-28.80%) Ecart-type : 231 kg/s C_{moy} :3.44g/l Flux prédit: 517t (-81.42 %) Flux estimé : 23 300 t (-27.2%)</p>
<p>1976-1977 Flux mesuré: 24 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.92$ Flux prédit: 17 983t (-25.07%) Ecart-type : 352 kg/s C_{moy} :13.56 g/l Flux prédit: 1 817t (-69.42 %) Flux estimé : 19 800 t (-17.50%)</p>	<p>1977-1978 Flux mesuré: 116 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.96$ Flux prédit: 74 983t (-35.35%) Ecart-type : 276 kg/s C_{moy} :7.89g/l Flux prédit: 23 717t (-67.42 %) Flux estimé : 98 700 t (-14.91%)</p>	<p>1978-1979 Flux mesuré: 73 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.94$ Flux prédit: 24 783t (-66.05%) Ecart-type : 123 kg/s C_{moy} :14.52g/l Flux prédit: 31 917t (-64.02 %) Flux estimé : 56 700 t (-22.33%)</p>
<p>1979-1980 Flux mesuré: 85 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.85$ Flux prédit: 34 983t (-58.84%) Ecart-type :67.84 kg/s C_{moy} :3.2g/l Flux prédit: 34 717t (-48.42 %) Flux estimé : 69 700 t (-18%)</p>	<p>1980-1981 Flux mesuré: 220 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.96$ Flux prédit: 194 983t (-11.37%) Ecart-type : 231 kg/s C_{moy} :6.78g/l Flux prédit: 12 217t (-58.2 %) Flux estimé : 207 200 t (-5.81%)</p>	<p>1981-1982 Flux mesuré: 146 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.95$ Flux prédit: 124 637t (-14.63%) Ecart-type : 345 kg/s C_{moy} :1.21g/l Flux prédit: 43 463t (-75.52 %) Flux estimé : 168 100 t (15.14%)</p>
<p>1982-1983 Flux mesuré: 302 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,184\text{log}(Q) + 1,117$ $R=0.84$ Flux prédit: 144930,35 t (-52.01%) Ecart-type : 312,30 kg/s</p>	<p>1983-1984 Flux mesuré: 192 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.90$ Flux prédit: 194 657.37t (1.40%) Ecart-type : 187 kg/s</p>	<p>1984-1985 Flux mesuré: 140 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\text{log}(Q) + 1,025$ $R=0.84$ Flux prédit: 124 603.17t (-11%) Ecart-type : 321 kg/s</p>

<p>Cmoy :1,18g/l Flux prédit: 122769t (-80.34 %) Flux estimé : 267 700 t (-11.36%)</p> <p>1985-1986 Flux mesuré: 244 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,251\log(Q) + 1,1$ R=0.97 Flux prédit: 214 073,23 t (-12.26%) Ecart-type :234,77 kg/s Cmoy :1,067g/l Flux prédit: 30 926.77 t (-75.40 %) Flux estimé : 245 000 t (0.41%)</p> <p>1988-1989 Flux mesuré: 269 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,56\log(Q) + 0,607$ R=00.90 Flux prédit: 154 052,33t (-42.73%) Ecart-type :555,54kg/s Cmoy :0,691g/l Flux prédit:44 447.67 t (-62.34 %) Flux estimé :198 700 t (-26.20%)</p> <p>1991-1992 Flux mesuré:66 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.91 Flux prédit: 24 983t (-62.14%) Ecart-type :128.7kg/s Cmoy :3.12g/l Flux prédit: 17 117t (-64.52 %) Flux estimé : 42 100 t (-36.21%)</p> <p>1994-1995 Flux mesuré: 103 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.94 Flux prédit: 35 869t (-65.17%) Ecart-type : 38.72 kg/s Cmoy 0.98g/l Flux prédit: 33 331t (-67.62 %) Flux estimé : 69 200 (-32.81%)</p> <p>1997-1998 Flux mesuré: 25 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.88 Flux prédit: 14 983.3t (-40.07%) Ecart-type : 69.7 kg/s Cmoy :0.87g/l Flux prédit: 5 316.70t (-71.02 %) Flux estimé :20 300 t (-18.8%)</p> <p>2000-2001 Flux mesuré: 77 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,062\log(Q) + 1,295$ R=0.88 Flux prédit: 58 844,72t (-3.58%) Ecart-type :317,48kg/s Cmoy :1,61g/l Flux prédit: 50 855.28t (-63.74 %) Flux estimé : 109 700 t (42.47%)</p>	<p>Cmoy :4.33g/l Flux prédit: 9 042.64t (-58.92 %) Flux estimé : 203 700 t (6.10%)</p> <p>1986-1987 Flux mesuré: 250 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.92 Flux prédit: 174 983.36t (-30%) Ecart-type : 123,1 kg/s Cmoy :4.33g/l Flux prédit: 46 116.84t (-65.32 %) Flux estimé : 221 100 t (-11.56%)</p> <p>1989-1990 Flux mesuré: 479 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.96 Flux prédit: 224983t (-53.03%) Ecart-type : 423.7 kg/s Cmoy :5.66g/l Flux prédit: 294 326t (-64.42 %) Flux estimé : 519 309 t (-8.42%)</p> <p>1992-1993 Flux mesuré: 12092,4t $\text{Log}(Q_s) = 2,35\log(Q) -0,36$ R=090 Flux prédit: 34 983t (-53.97%) Ecart-type : 33.15 kg/s Cmoy :0.56g/l Flux prédit: 32 717 t (-68.98 %) Flux estimé : 67 700 t (-10.92%)</p> <p>1995-1996 Flux mesuré: 41 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.93 Flux prédit: 39 872.34 t (-2.75%) Ecart-type : 24 286,66 kg/s Cmoy :2.01g/l Flux prédit: 16 727.66 t (-63.76 %) Flux estimé : 56 600 t (38.05%)</p> <p>1998-1999 Flux mesuré: 32 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,56\log(Q) + 0,607$ R=0.86 Flux prédit: 17 711.51t (-44.65%) Ecart-type : 604,11kg/s Cmoy :1.43 g/l Flux prédit: 7 788.49t (-69.02 %) Flux estimé : 25 500 t (-20.31%)</p> <p>2001-2002 Flux mesuré: 6 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,062\log(Q) + 1,295$ R=0.90 Flux prédit:10 844.72t (80.74%) Ecart-type : 228kg/s Cmoy : 2,31g/l Flux prédit: 43 955.28t (73.74 %) Flux estimé : 54 800 t (813%)</p>	<p>Cmoy :2.43g/l Flux prédit: 29 596.83t (-64.02 %) Flux estimé : 154 200 t (10.14%)</p> <p>1987-1988 Flux mesuré: 260 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.95 Flux prédit: 224 983t (-13.47%) Ecart-type : 532 kg/s Cmoy :3.63g/l Flux prédit: 21 517t (-66.32 %) Flux estimé : 246 500 t (-5.20%)</p> <p>1990-1991 Flux mesuré: 199 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.89 Flux prédit: 154 983t (-22.12%) Ecart-type : 345 kg/s Cmoy :5.87g/l Flux prédit: 32 517t (-75.62 %) Flux estimé : 187 500 t (-5.78%)</p> <p>1993-1994 Flux mesuré: 350 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,292\log(Q) + 1,025$ R=0.96 Flux prédit: 249 734 t (-28.65%) Ecart-type : 139,39 kg/s Cmoy :0,73g/l Flux prédit: 131 466t (-72.51 %) Flux estimé : 381 200 t (8.91%)</p> <p>1996-1997 Flux mesuré: 239 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,765\log(Q) + 0,258$ R=0.92 Flux prédit: 155 366 t (-35%) Ecart-type :489,15kg/s Cmoy :1,651g/l Flux prédit: 98 634t (-69.84 %) Flux estimé : 254 000 t (-6.3%) 1</p> <p>1999-2000 Flux mesuré: 5 000 t $\text{Log}(Q_s) = 1,759\log(Q) + 0,727$ R=0.94 Flux prédit: 7 690,8 t (53.82%) Ecart-type : 245,93 kg/s Cmoy :1,31g/l Flux prédit: 16 009.2 t (80 %) Flux estimé :23 700 (374%)</p>
---	---	--

9.11- Comparaison de la validité des courbes de transport dans l'estimation des flux

Au terme de cette partie concernant les courbes de transport sédimentaire, nous proposons d'effectuer une analyse comparative de la pertinence des différentes techniques appliquées pour l'estimation des flux annuels. Pour cela, nous avons retenu trois méthodes appliquées sur les données des deux stations : Oued El Abtal et Sidi Aek Djillali vu que ces deux stations contrôlent des sous bassins qui sont responsables sur le transport solide dans le bassin de l'oued Mina, en effet la station d'oued Abtal contrôle le 5/6 du bassin de l'oued Mina soit plus de 5000km² ainsi que la station de Sidi Aek Djillali contrôle une zone marneuse d'environ 500km² :

- 1)-les courbes de transport « $\log Q_s = b \log Q + \log a$ » représentant l'intégralité des données : méthode M1.
- 2) -les courbes de transport tronquées : méthode M2.
- 3) -les relations entre les flux annuels et les débits annuels, et les coefficients « *Four* » : méthode M3.

Cette dernière technique(M3) prend en compte à la fois la variabilité des débits, qui à elle seule ne permet pas de retranscrire les variations des flux de sédiments (notamment à plus long terme), mais également celle des précipitations à travers l'indice « *Four* » donné par l'expression suivante :

$$Four = \frac{\sum_{m=1}^{12} (\text{pluie mensuelle moyenne})^2}{\text{pluie annuelle totale}} \quad (9.14)$$

9.11.1- La station d'Oued El Abtal

Nous avons présenté plus haut les flux estimés à partir de la méthode M1 appliquée à quelques années présentant des conditions hydrologiques différentes et aussi sur la période totale (figure 9.10). Ainsi, dans cette partie, les flux en MES prédits et corrigés par les méthodes de Ferguson et Duan, et les erreurs associées à la technique M1, effectuée sur l'intégralité des années, sont illustrés par le tableau 9.18. Les flux déterminés à partir de la méthode M2 ont été aussi présentés précédemment (tableau 9.10) et sont regroupés dans le tableau 9.11. Pour la méthode M3, une régression multiple basée sur la méthode des moindres carrés a été effectuée en tenant en compte des flux annuels mesuré comme variables dépendante et le débit et l'indice *Four* comme variables indépendantes (variables explicatives).L'équation de régression obtenue est alors appliquée pour prédire les flux annuels sur la période d'étude. Le coefficient de corrélation obtenu est 0.81, traduisant la bonne relation entre le flux prédit et les variables explicatives sélectionnées. Le tableau 9.18 présente les résultats obtenus.

Tableau 9.18 : Flux prédits sur la station d'Oued El Abtal à partir de différentes méthodes ; M1 : les courbes de transport « $\log Q_s = \log Q + \log a$ » représentant l'intégralité des données; M2 : régressions tronquées pour des débits supérieurs à 6Qa ; M3 : Régression multiple entre les flux annuels(Y), les débits annuels(X_1) et les coefficients « Four » (X_2) : $Y = 8.391X_1 - 3.3.68X_2 - 34.32$ (R=0,84)

			Flux	Flux		Flux		Flux		Flux		Flux	
			Mesuré	Prédit		corrigé		corrigé		M2	Er(%)	M3	
Année	Qa	Four	(10 ⁴ t)	M1	Er(%)	CF1	Er(%)	CF2	Er(%)	(10 ⁴ t)		(10 ⁴ t)	Er(%)
				(10 ⁴ t)		(10 ⁴ t)		(10 ⁴ t)					
1970/71	24.98	16.11	188	146.43	-22.11	168.32	-10.47	179.33	-4.61	181.28	-3.57	116.00	-38.30
1971/72	45.71	28.3	99.7	63.23	-36.58	82.94	-16.81	90.34	-9.39	95.63	-4.08	245.09	145.83
1972/73	45.92	15.46	304	221.87	-27.02	321.34	5.70	297.83	-2.03	300.23	-1.24	294.10	-3.26
1973/74	18.42	13.84	409.3	367.8	-10.14	376.83	-7.93	400.23	-2.22	405.63	-0.90	69.31	-83.07
1974/75	13.01	16.85	428.3	264.55	-38.23	368.96	-13.85	345.65	-19.30	416.39	-2.78	12.84	-97.00
1975/76	11.82	16.45	410.1	360.1	-12.19	395.78	-3.49	380.92	-7.12	399.83	-2.50	4.33	-98.95
1976/77	13.64	9.3	17.3	18.93	9.42	14.63	-15.43	16.83	-2.72	36.78	112.60	45.91	165.38
1977/78	11.76	7.42	7.1	5.43	-23.52	3.85	-45.77	5.98	-15.77	28.73	304.65	37.05	421.88
1978/79	12.37	8.23	15	12.34	-17.73	10.96	-26.93	13.21	-11.93	14.55	-3.00	39.19	161.27
1979/80	19.54	13.33	22.4	19.29	-13.88	18.43	-17.72	20.69	-7.63	21.21	-5.31	80.59	259.76
1980/81	19.2	12.96	19	15.66	-17.58	17.03	-10.37	16.04	-15.58	33.64	77.05	79.10	316.29
1981/82	15.42	4.62	24.7	20.81	-15.75	20.88	-15.47	21.01	-14.94	23.09	-6.52	78.07	216.07
1982/83	13.18	7.75	29.5	26.18	-11.25	23.41	-20.64	27.88	-5.49	30.18	2.31	47.75	61.88
1983/84	12.36	10.36	23	21.22	-7.74	21.02	-8.61	22.31	-3.00	22.11	-3.87	31.27	35.95
1984/85	40.47	7.83	10.8	10.6	-1.85	10.6	-1.85	12.62	16.85	9.87	-8.61	276.45	2459.74
1985/86	38.84	9.7	92.2	86.79	-5.87	90.54	-1.80	88.74	-3.75	91.21	-1.07	255.89	177.54
1986/87	17.9	11.01	176.8	157.93	-10.67	187.95	6.31	166.15	-6.02	170.95	-3.31	75.36	-57.37
1987/88	27.03	7.47	305.2	288.76	-5.39	298.96	-2.04	276.94	-9.26	213.24	-30.13	165.00	-45.94
1988/89	44.62	8.77	19	18.7	-1.58	22	15.79	20.92	10.11	25.33	33.32	307.82	1520.08
1989/90	20.02	6.72	20	15.33	-23.35	18.23	-8.85	18.49	-7.55	34.52	72.60	108.94	444.70
1990/91	11.58	12.73	71.1	68.34	-3.88	70.11	-1.39	70.9	-0.28	69.12	-2.78	16.00	-77.49
1991/92	14.58	9.52	1.3	2.13	63.85	6.29	383.85	4.56	250.77	15.63	1102.31	52.99	3975.99
1992/93	28.46	5.08	272.2	187.51	-31.11	232.13	-14.72	256.11	-5.91	289.45	6.34	185.79	-31.74
1993/94	46.05	4.91	121	110.91	-8.34	132.64	9.62	115.67	-4.40	115.67	-4.40	334.02	176.05
1994/95	47.12	10.68	217.7	208.76	-4.11	200.99	-7.68	210.93	-3.11	209.12	-3.94	321.76	47.80
1995/96	37.64	27.76	383.4	356.77	-6.95	378.65	-1.24	376.55	-1.79	362.71	-5.40	179.36	-53.22
1996/97	21.31	6.8	11.2	10.32	-7.86	12.31	9.91	12.31	9.91	26.55	137.05	119.47	966.69
1997/98	17.44	10.98	33.3	27.83	-16.43	30.27	-9.10	23.45	-29.58	39.81	19.55	71.61	115.06
1998/99	27.92	5.35	34.9	29.16	-16.45	31.21	-10.57	30.94	-11.35	28.75	-17.62	180.27	416.53
1999/00	39.76	4.68	62.1	32.34	-47.92	54.64	-12.01	58.74	-5.41	56.79	-8.55	282.09	354.24
2000/01	60.49	10.11	899.4	90.45	-89.94	394.68	-56.12	456.23	-49.27	482.17	-46.39	436.05	-51.52
2001/02	32.71	8.46	29.5	20.18	-31.59	25.67	-12.98	25.43	-13.80	31.22	5.83	209.02	608.54
Somme			4758.5	3286.65	-30.93	4042.25	-15.05	4063.93	-14.60	4281.39	-10.03	4758.50	0.00

La méthode qui semble suivre au mieux les variations des flux est la méthode M2 (figure 9.12). La méthode M3, estime les flux de manière globale au travers du débit moyen annuel et de l'indice « Four », il semble donc que l'équation de régression ne parvient pas à prendre en compte la dynamique du transfert sédimentaire (saisonnalité du transport solide), en outre, les valeurs des erreurs calculées sont très élevées en particulier pour l'année 1984/1985 (Année à faible transport de sédiments).

Les flux de sédiments sont généralement sous-estimés pour les années de fort et faible transport, alors que les années de moyen transport, montrent une forte tendance à la surestimation (e.g.1985-86,1993-94). Au contraire, ces années moyennes sont estimés d'une manière précise et acceptable en utilisant la méthode M1 sans correction (tableau 9.12 et figure 9.10).

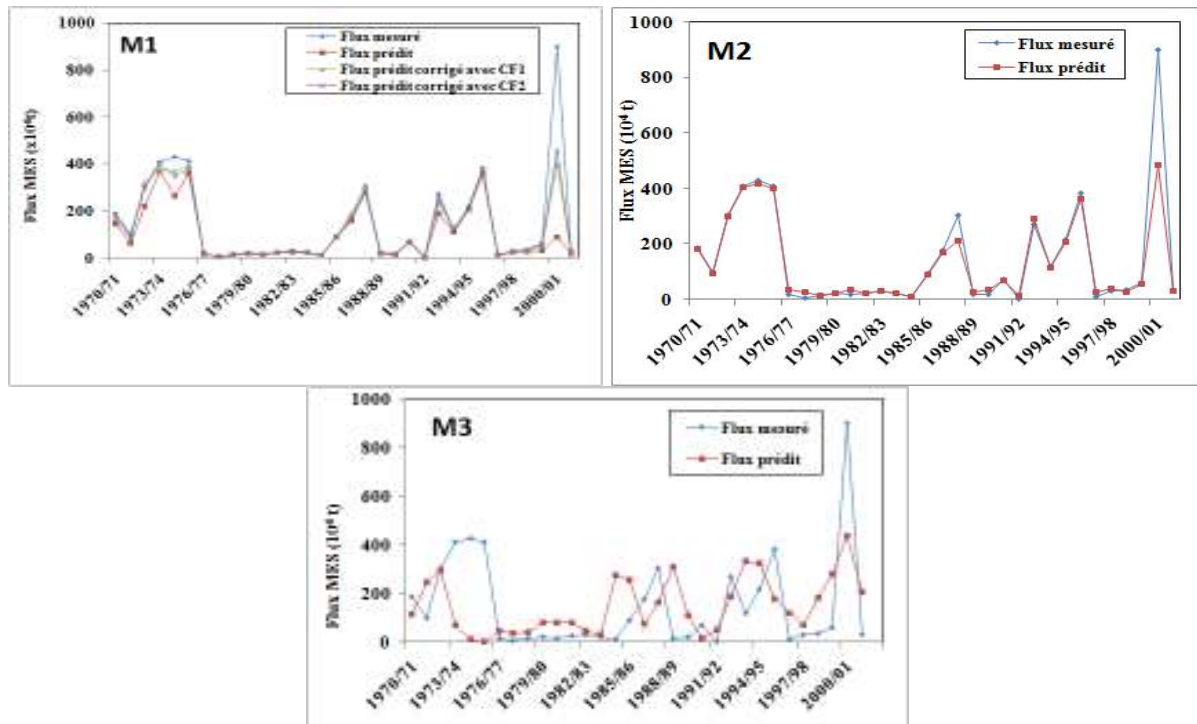


Figure 9.11 : Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de trois méthodes différentes effectuées sur la station d'Oued El Abtal

9.11.2- La station de Sidi Aek Djillali

À part les deux méthodes de correction où les flux sont presque tous surestimés, les autres techniques de calcul que celles utilisées pour la station d'Oued Abtal ont été effectuées sur les données de S.A. Djillali (tableau 9.19 et figure 9.12). Comme, nous l'avons déjà constaté pour la station d'oued Abtal, la méthode M2 semble apporter d'importantes améliorations par rapport à la méthode M1. La dynamique et la variabilité des flux sont bien reproduites sur les années d'étude. Cependant, la méthode M3 semble prise à défaut, sur l'année 1999-00(année de faible transport), où l'erreur est très importante. De même, les flux de sédiments sont généralement sous-estimés pour les années de fort et faible transport, alors que les années de moyen transport, montrent une forte tendance à la surestimation (e.g.1989-90,1996-97). Sur l'ensemble du sous bassin, les erreurs sur les flux reproduits restent importantes, ceci peut être s'expliquer par le fait que, l'oued Haddad à la station de Sidi Aek Djillali reste responsable de la forte dynamique sédimentaire à l'oued Mina (région marneuse).

Tableau 9.19 : Flux prédits sur la station de Sidi Aek Djillali à partir de différentes méthodes ; M1 : les courbes de transport « logQs=logQ+loga » représentant l'intégralité des données; M2 : régressions tronquées pour des débits supérieurs à 6Qa ; M3 : Régression multiple entre les flux annuels(Y), les débits annuels(X₁) et les coefficients « Four » (X₂) : $Y=2.541X_1-0,027X_2+3.359$ (R=0,88)

Année	Qa	Four	Flux	Flux	Er(%)	Flux prédit	Er(%)	Flux prédit	Er(%)
			mesuré	Prédit		M2		M3	
			(10 ⁴ t)	M1		(10 ⁴ t)		(10 ⁴ t)	
1970/71	4.25	27.99	2.6	2	-23.08	2.45	-5.77	13.60	423.20
1971/72	3.77	29.21	3.9	7.12	82.56	2.85	-26.92	12.36	216.84
1972/73	2.05	21.29	0.8	2.1	162.50	0.56	-30.00	8.14	917.66
1973/74	8.69	17.13	2	3	50.00	1.73	-13.50	25.11	1155.67
1974/75	3.49	22.14	2.2	4.22	91.82	2.06	-6.36	11.79	435.93
1975/76	5.50	33.56	3.2	1.28	-60.00	2.33	-27.19	16.66	420.63
1976/77	4.40	17.18	2.4	1.5	-37.50	1.98	-17.50	14.21	491.97
1977/78	2.08	17.51	11.6	10.75	-7.33	9.87	-14.91	8.30	-28.49
1978/79	4.32	27.88	7.3	10.93	49.73	5.67	-22.33	13.78	88.72
1979/80	6.42	21.87	8.5	12.96	52.47	6.97	-18.00	19.24	126.31
1980/81	4.36	24.86	22	16.42	-25.36	20.72	-5.82	13.94	-36.64
1981/82	2.36	19.04	14.6	17.32	18.63	16.81	15.14	8.98	-38.50
1982/83	9.57	10.86	30.2	28.93	-4.21	26.77	-11.36	27.46	-9.06
1983/84	6.76	20.88	19.2	17.8	-7.29	20.37	6.09	20.12	4.78
1984/85	2.74	8.46	14	10.72	-23.43	15.42	10.14	10.15	-27.49
1985/86	6.26	10.47	24.4	21.32	-12.62	24.5	0.41	19.05	-21.92
1986/87	7.35	16.84	25	20.11	-19.56	22.11	-11.56	21.69	-13.23
1987/88	3.91	15.17	26	23.81	-8.42	24.65	-5.19	12.98	-50.06
1988/89	3.88	16.23	26.9	111.28	313.68	19.87	-26.13	12.90	-52.05
1989/90	6.66	7.97	47.9	47.5	-0.84	51.93	8.41	20.13	-57.98
1990/91	7.03	18.83	19.9	15.66	-21.31	18.75	-5.78	20.85	4.76
1991/92	0.80	12.17	6.6	5.03	-23.79	4.21	-36.21	5.14	-22.07
1992/93	0.62	11.45	7.6	4.62	-39.21	6.77	-10.92	4.71	-37.98
1993/94	6.48	10.34	35	30.56	-12.69	38.12	8.91	19.62	-43.94
1994/95	5.35	10.09	10.3	8.97	-12.91	6.92	-32.82	16.75	62.57
1995/96	1.60	26.17	4.1	2.12	-48.29	5.66	38.05	6.89	68.16
1996/97	1.52	7.67	23.9	18.94	-20.75	25.4	6.28	7.07	-70.42
1997/98	1.04	10.40	2.5	3.21	28.40	2.03	-18.80	5.79	131.69
1998/99	0.38	28.35	3.2	1.78	-44.38	2.55	-20.31	3.77	17.69
1999/00	0.51	6.43	0.5	1.02	104.00	2.37	374.00	4.52	804.95
2000/01	1.62	12.95	7.7	5.67	-26.36	10.97	42.47	7.21	-6.40
2001/02	0.26	16.35	0.6	1.01	68.33	5.48	813.33	3.68	513.96
Somme			416.60	469.66	12.74	408.85	-1.86	416.60	0.00

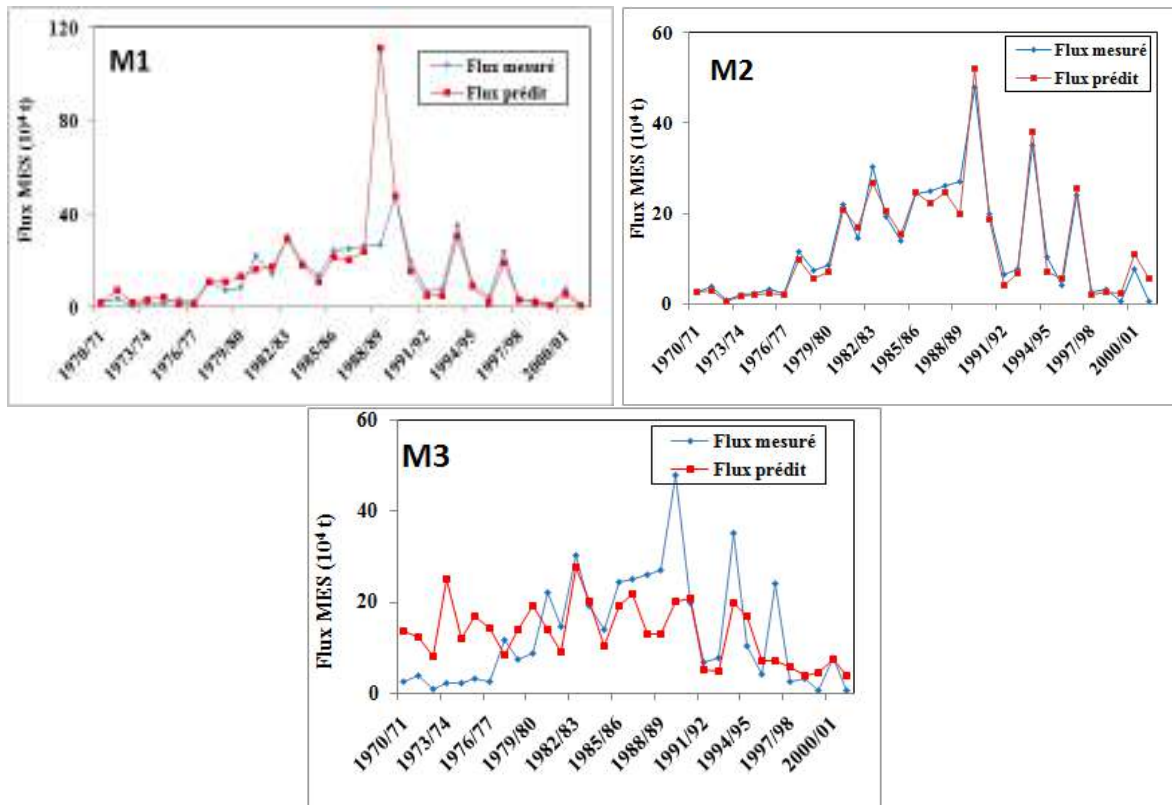


Figure 9.12 : Comparaisons entre les flux prédits et les flux mesurés à partir de trois méthodes différentes effectuées sur la station de Sidi Aek Djillali

CHAPITRE 10. Modèle d'érosion en fonction de la concentration des sédiments en suspension et du débit liquide durant les crues et le phénomène d'Hystérésis

10.1- Introduction

La relation entre la concentration des sédiments en suspension (C) et le débit liquide (Q) d'un cours d'eau est une relation qui permet non seulement de déterminer le transport solide dans l'oued mais également d'étudier l'évolution des concentrations en suspension et des débits liquides pour un événement hydrologique telles que les crues.

Peu de travaux ont été entrepris et publiés. Wood (1977), Olive et Rieger (1985) ont montré des modèles qui reflètent ces relations et ont introduits la notion d'hystérésis dans le bassin de la rivière Rother (Angleterre) et cinq sous bassins de la rivière Wallagaraugh (Pays de Galles). Des crues ont été également étudiées dans trois stations de jaugeage sur la rivière Pejibaye (Costa Rica) par Jansson (2002). L'auteur a apporté une considérable contribution à l'explication du phénomène d'hystérésis.

En Algérie, nous disposons des travaux de Benkhaled, (2003) ; Bouanani, (2004) ; Achite *et al.*, (2005) et (2007) , Touaibia *et al.*, (2011) ; Bouchelkia *et al.*,(2011) qui ont montré la variabilité temporelle de C et Q caractéristique de leurs bassins d'études. Ce sont donc des épisodes clés pour comprendre les mécanismes de transfert des MES sur un bassin versant.

Dans cette partie, nous cherchons à caractériser la relation C/Q à travers une série d'événements de crues. En effet, nous allons en premier lieu analyser la relation puissance débit/concentration à l'échelle des crues individualisées et ensuite, l'analyse sera orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique que donnerait la mise en figure selon l'ordre chronologique de C et de Q. C'est une technique, qui permettrait une connaissance plus approfondie de cette relation à l'échelle de la crue (Benkhaled *et al.* , 2003 ; Bouanani, 2004).

10.2- Données

Dans ce chapitre, 175 crues contenant des mesures de concentration en suspension sont analysées, réparties de la manière suivante :

- 46 crues dans le bassin de l'Oued Abd aval enregistrées par la station d'Oued Abtal
- 37 crues dans le bassin de l'Oued Abd aval enregistrées par la station de Sidi Aek Djillali.
- 48 crues dans le bassin de l'Oued Oued Haddad enregistrées par la station d'Ain Hamara.
- 24 crues dans le bassin de l'Oued Oued Haddad enregistrées par la station de Takhmert.
- 19 crues dans le bassin de l'Oued Mina amont relevées par la station de Sidi Ali Ben Amar.

10.3- Ajustement du modèle puissance ($C=aQ^b$) à l'échelle de la crue

L'examen des données instantanées des débits et des concentrations mesurés aux niveau des cinq stations à savoir: Oued El Abtal, Sidi Aek Djillali, Ain Hamara, Takhmert et Sidi Ali Ben Amar durant les périodes considérées, nous ont permis de sélectionner les crues figurant dans les tableaux 3-3 à 3-5 portés en annexe3. La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent également suivant un modèle de puissance $Y = a X^b$ (Etchanchu *et al.*, 1986 ; Walling *et al.*, 1981 ; Wood,1977). En effet, nous avons analysé cette relation (débit / concentration) pour des crues individualisées sur les données des cinq stations étudiées(les résultats sont résumés dans le tableau 3-1 portés en annexe 3).

Les résultats trouvés, montrent la prédominance des crues automnales avec plus de 48 %, 45%, 46%, 58% et 26% du total recensé, respectivement pour Oued El Abtal, Sidi Aek Djillali, Ain Hamara, Takhmert et Sidi Ali Ben Amar. On observe cependant, l'absence de fortes crues durant la saison d'hiver notamment pour les stations de Takhmert et Sidi Ali Ben

Amar, ceci est due essentiellement aux pluies de fortes intensités de la saison d'automne (Meddi, 1992). L'examen des coefficients de détermination montre que l'ajustement au modèle puissance à l'échelle de la crue est acceptable, malgré que la signification statistique reste médiocre à faible pour quelques crues. Cependant, l'augmentation des débits s'accompagne de l'accroissement des concentrations en matière en suspension dont le pic de concentration peut s'observer soit en concomitance avec celui des débits soit déphasé avec la possibilité d'être avant ou après le pic de débit. La dispersion de la relation concentration-débit peut être liée à l'écart entre les concentrations en sédiments pour des mêmes valeurs de débits situées soit lors des phases montantes, soit lors des phases descendantes (d'où le phénomène d'hystérésis).

Des différences dans les coefficients des équations de régression apparaissent à la fois au travers des différentes stations et à l'échelle même d'une station, se traduisant par des dynamiques sédimentaires différentes en fonction de la crue. Mais aucune spécificité selon la saison ne peut être décelée. On note cependant, qu'à la valeur la plus forte de a correspond la valeur la plus faible de b et vice versa ($a=36.79$, $b=-0.02$), ($a=0,355$, $b= 1,116$) pour Oued Abtal, ($a= 20.85$, $b=-0.266$), ($a=0.51$, $b=1.52$) pour S A Djillali. Toutefois, une corrélation négative est observée entre les coefficients a et b . Il faut rappeler qu'une relation similaire a été présentée dans la section précédente des courbes tronquées (cf. paragraphe 9.7.1 et figure 9.4). Quelques explications physiques existent aussi sur les paramètres a et b à l'échelle de crue : a exprime l'état du sol d'un bassin d'une manière générale et son degré de saturation en particulier, et l'exposant b peut être relié directement à la superficie drainée en période de crues, mais il exprime aussi l'importance du taux de transport solide (Benkhaled *et al.*, 2003). En effet, plus le sol devient saturé plus il devient cohésif, ce qui peut engendrer un taux de transport solide moins important. Ce comportement des sols, de l'écoulement et du transport solide expriment cette relation inversement proportionnelle des deux paramètres (a et b) du modèle puissance.

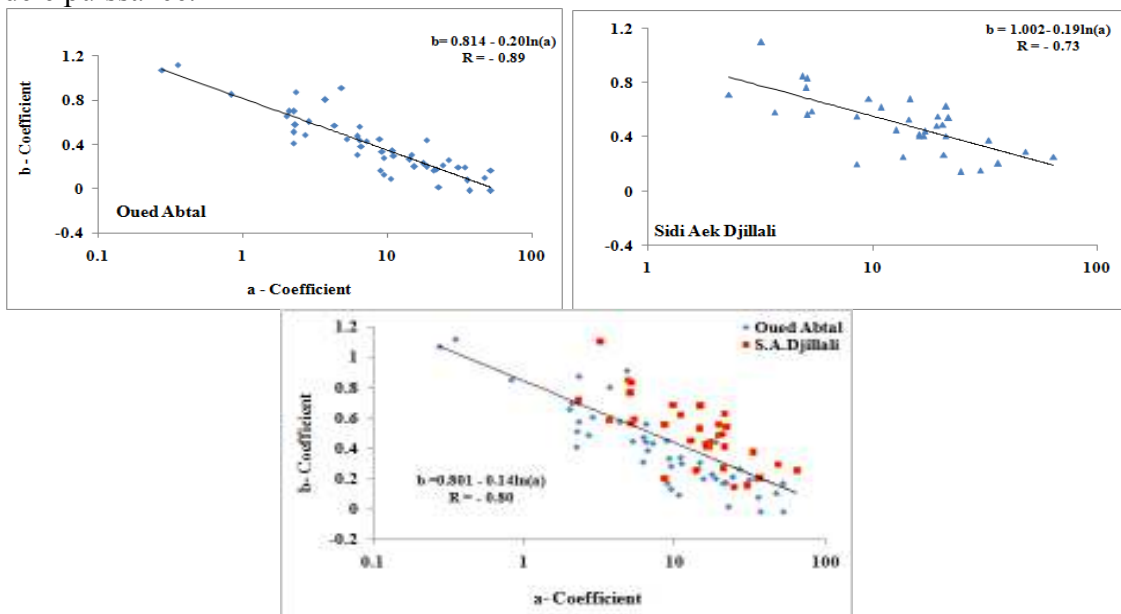


Figure 10.1. Relation entre a et b pour les différentes crues des stations étudiées.

10.4- Modélisation par régression multiple à l'échelle de la crue

Une partie de la variabilité des relations entre les concentrations en MES et les débits à l'échelle de la crue semblent pouvoir être reliées aux conditions antécédentes à l'échelle du bassin versant (le phénomène d'hystérésis et la notion du stock sédimentaire). Deux événements similaires d'un point de vue hydroclimatique, peuvent engendrer des quantités de flux de MES très différentes, et ceci en fonction du stock de sédiments facilement

mobilisables. Ainsi, en se basant sur la relation puissance une modélisation par régression multiple peut être également envisagée. Il s'agit de prendre en considération l'influence des événements passés dans l'application de ce modèle (Hiromu *et al.*, 2002), en introduisant les différentes durées dans la corrélation multiple (cf. paragraphe 3.2.5.2. chapitre 3).

D'après Hiromu *et al.* 2002, la durée D_2 permet une explication de variance maximale dans la corrélation multiple. La corrélation sera meilleure en utilisant la forme :

$$C = aQ^b D_2^c \quad (10.1)$$

L'application de la relation (10.1) a amélioré considérablement les coefficients de détermination à l'échelle de toutes les crues sélectionnées (tableau 10.1), un résultat similaire présenté dans une publication ((Hiromu *et al.*, 2002)), a déjà été relevé. L'introduction de D_2 dans la relation puissance a permis de tenir compte des phénomènes de dépôt/reprise. Néanmoins la remise en suspension des sédiments déposés lors de la décrue d'un événement précédent peut influencer considérablement la relation concentration-débit. Une crue peut être caractérisée par des exports exceptionnels après une longue période déficitaire.

Tableau 10.1. Relation débit/concentration sur des crues de l'Oued Mina aux stations : Oued El Abtal et Sidi Aek Djillali

Crues	Station d'Oued El Abtal		Station de S.A Djillali		
	$C = aQ^b$	$C = aQ^b D_2^c$	$C = aQ^b$	$C = aQ^b D_2^c$	
	R	R	R	R	
21 /10 /1985	0,75	0,78	03/11/1982	0,91	0,97
31 /01 /1986	0,13	0,48	27/11/1982	0,75	0,88
05 /02 /1986	0,60	0,79	29/11/1982	0,75	0,93
09 /02 /1986	0,15	0,43	03/06/1984	0,98	0,98
12 /02 /1986	0,20	0,88	11/11/1984	0,84	0,92
06 /03 /1986	0,86	0,90	06/01/1985	0,93	0,98
04 /10/ 1986	0,66	0,81	02/05/1985	0,72	0,92
09 /10/1986	0,53	0,72	31/01/1986	0,85	0,89
16 /10/1986	0,72	0,77	05/02/1986	0,80	0,875
18 /10 /1986	0,13	0,61	09/02/1986	0,43	0,621
11 /01 /1996	0,83	0,85	11/03/1986	0,98	0,988
13 01 /1996	0,43	0,66	10/10/1986	0,95	0,95
04 /02 /1992	0,52	0,89	13/10/1986	0,95	0,963
07 /02 /1996	0,76	0,88	16/10/1986	0,94	0,95
20 /02 /1996	0,79	0,83	11/02/1987	0,28	0,447
28 /02 /1996	0,73	0,89	11/07/1987	0,96	0,971
09/03 / 1996	0,86	0,92	30/09/1987	0,86	0,967
13/03 / 1996	0,85	0,92	01/01/1988	0,65	0,784
10 /05/1996	0,85	0,89	30/10/1988	0,76	0,804
17 /07/1996	0,90	0,98	20/03/1989	0,84	0,983
10 /09/1996	0,92	0,97	29/03/1989	0,93	0,96
21 /04 /1997	0,85	0,96	03/01/1990	0,37	0,536
25 /04 /1997	0,76	0,86	01/05/1990	0,68	0,831
17 /08 /1997	0,94	0,97	17/07/1990	0,70	0,852
22 /08/1997	0,84	0,92	11/11/1990	0,14	0,423
25 /08 /1997	0,87	0,88	01/03/1991	0,55	0,691
16 /09 /1997	0,65	0,71	14/03/1991	0,83	0,925
18 /09 /1997	0,85	0,91	19/10/1993	0,93	0,956
01 /10 /1997	0,62	0,76	23/09/1994	0,75	0,891
07 /10 /1997	0,70	0,79	29/09/1994	0,70	0,843
23 /10 /1997	0,49	0,58	17/10/1994	0,91	0,98
22 /11 /1997	0,97	0,98	12/03/1995	0,44	0,681

27/11/1997	0.64	0.77	09/03/1996	0.06	0.297
13/12/1997	0.11	0.38	20/04/1997	0.64	0.784
19/01/1999	0.34	0.56	25/08/1997	0.87	0.942
01/03/1999	0.23	0.68	07/10/1997	0.93	0.96
15/03/1999	0.86	0.86	23/10/2000	0.12	0.382
28/03/1999	0.94	0.96			
27/09/1999	0.93	0.96			
08/10/1999	0.82	0.89			
17/10/1999	0.94	0.98			
18/12/1999	0.91	0.94			
29/09/2000	0.50	0.64			
29/01/2001	0.86	0.97			
28/02/2001	0.52	0.73			

C : concentration en matières en suspension (g/l^1) ; Q : Débit liquide (m^3/s) ; R : coefficient de Corrélation

10.5- Evolution de la concentration des sédiments et du débit liquide à l'échelle de la crue

Parmi ces crues, 25 événements ont été analysés représentant des épisodes ayant différentes caractéristiques (tableau 10.2). Cette sélection n'est pas exhaustive, mais elle permet de fournir le maximum d'informations sur la relation C-Q, en identifiant le modèle d'hystérésis dominant, en insistant en particulier sur l'effet saisonnier.

Léopold et al. (1964) ont analysé les enregistrements concentration des sédiments en suspension-débit liquide dans plusieurs bassins des Etats Unis et ont constaté qu'une grande partie de la charge annuelle de sédiments s'est produite durant les crues modérées avec répétition fréquente.

Tableau 10.2. Chronologie des crues sélectionnées

Station	N°	Crues	Nombre d'observations	Station	N°	Crues	Nombre d'observations
Oued El Abtal	1	21-22/10/1985	12	Takhmert	19	6-7/03/1986	19
	2	6-8/03/1986	12				
	3	4-5/02/1996	28				
	4	9-10/03/1996	21				
	5	17-18/07/1996	17				
	6	22-23/08/1997	27				
Sidi Aek Djillali	5	18-19/09/1997	21	S.A.B. Amar	23	6-7/03/1986	16
	6	2-3/11/1982	14				
	7	28-29/11/1982	17				
	8	10-11/03/1986	10				
	9	3-4/10/1987	11				
	10	1-2/01/1988	15				
A. Hamara	11	16-17/10/1994	14	25	22-23/09/1993	26	
	12	23-24/08/1997	09				
	13	30-1/10/1976	10				
	14	29-30/01/1978	13				
	15	6-7/03/1986	15				
	16	28-29/09/1994	20				
17	24-25/08/1997	35					
18	28-29/03/1999	34					

La démarche d'obtention des relations C-Q est purement graphique. Elle se présente en trois étapes :

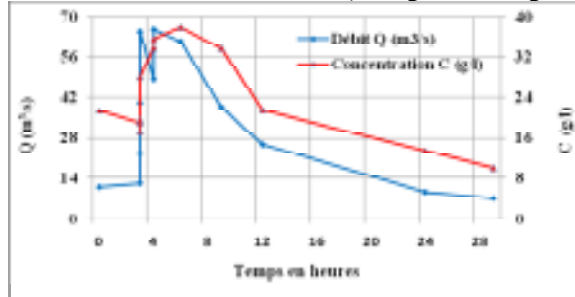
1- les données de débit et de concentration sont mises en graphe avec en ordonnée la concentration en g.l^{-1} et le débit en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, et en abscisse le temps comme variable indépendante. On obtient les graphes temporels de C et de Q. Pour la représentation graphique de l'hystérésis, la concentration C en g.l^{-1} est prise en ordonnée et le débit Q en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ en abscisse.

- 2- Un graphique chronologique idéal est établi, en faisant varier l'étalement.
- 3- Les associations idéales C-Q réalisées sont retenues et analysées.

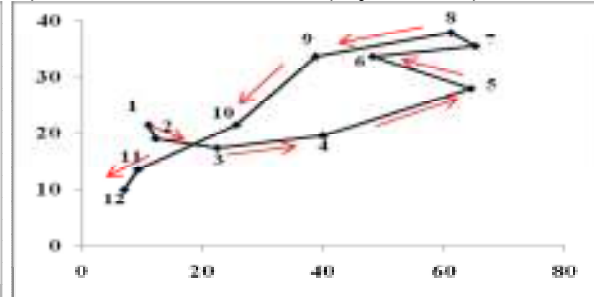
10.5.1- Identification des classes de la relation C-Q

L'identification des différentes classes de relations C-Q est élaborée sur la base des résultats graphiques et statistiques des deux variables mises en relation. Les figures 10.2, 10.3, 10.4.5 et 10.6 représentent les graphes temporels et l'hystérésis des événements sélectionnés pour chaque sous bassin.

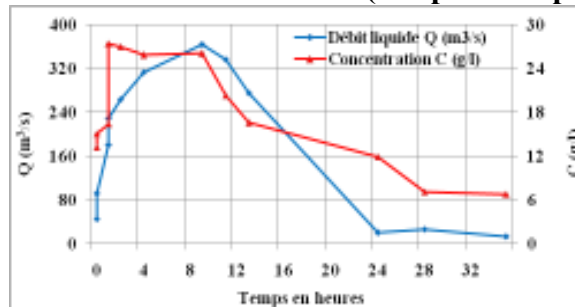
Crue du 21-22 Oct.1985 : (Graphes temporels)



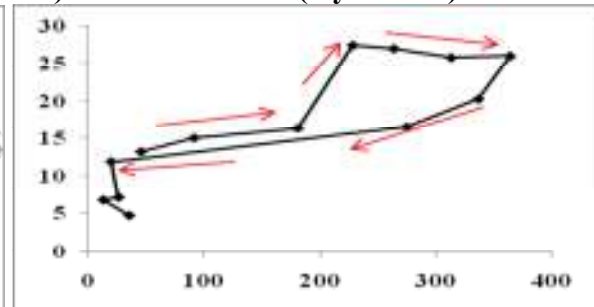
(Hystérésis)



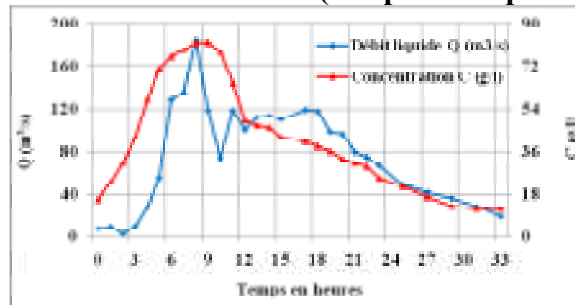
Crue du 06-08 Mars 1986 : (Graphes temporels)



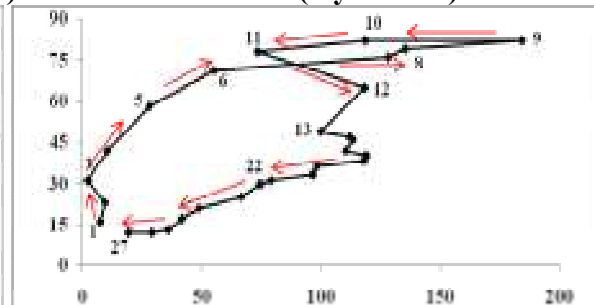
(Hystérésis)



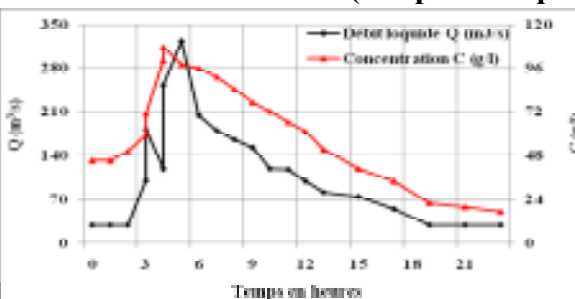
Crue du 4-5 Fév. 1996 : (Graphes temporels)



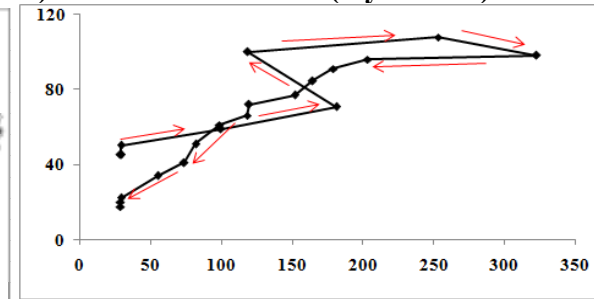
(Hystérésis)



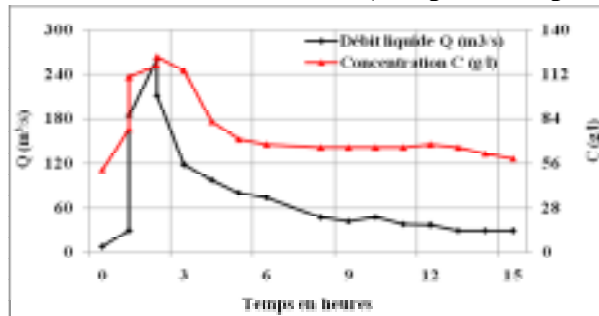
Crue du 9-10 Mars 1996 : (Graphes temporels)



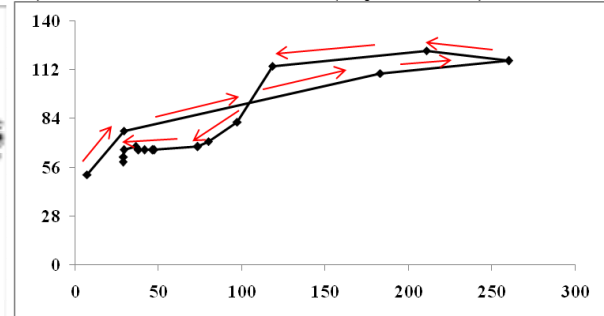
(Hystérésis)



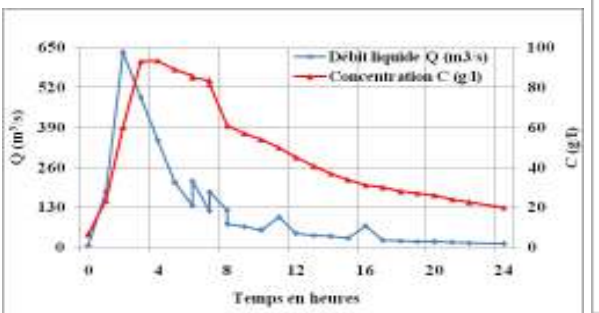
Crue du 17-18 Juil. 1996 : (Graphes temporels)



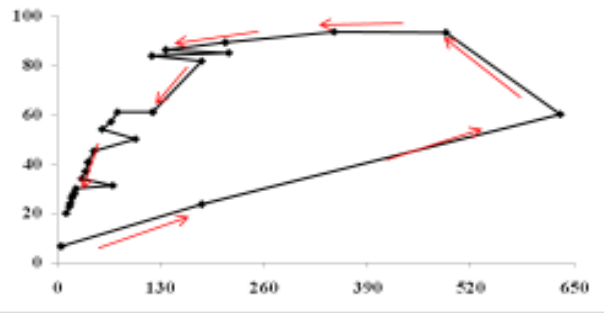
(Hystérésis)



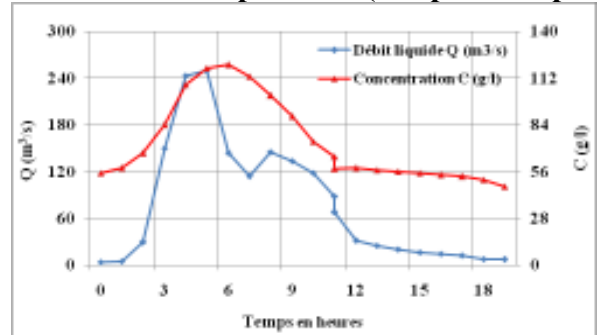
Crue du 22-23 Août 1997 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)



Crue du 18-19 Sept 1997 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)

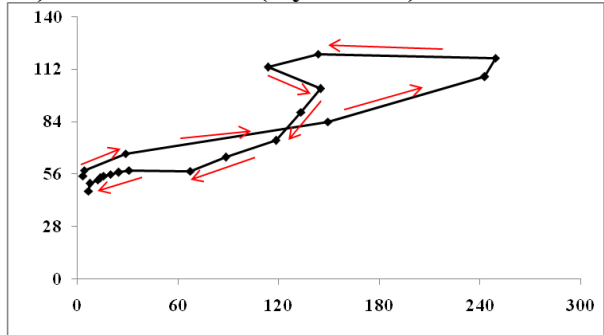
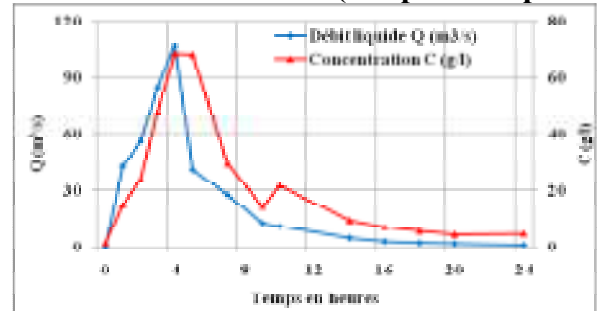
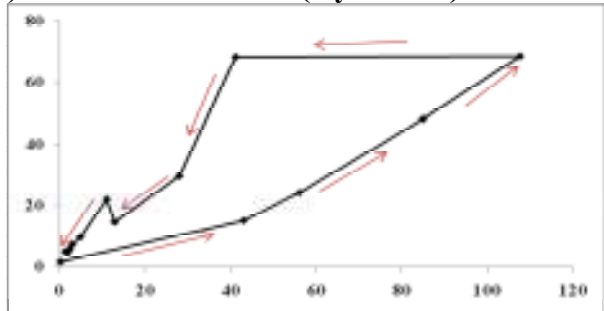


Figure 10.2. Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Oued El Abtal

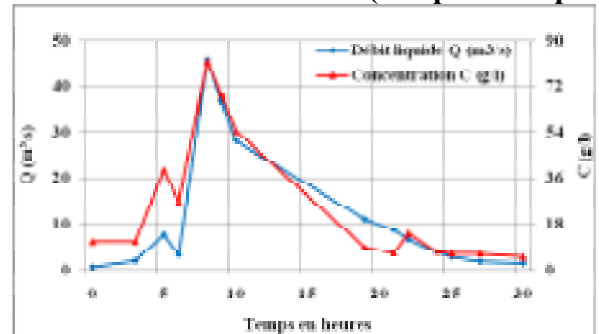
Crue du 2-3 Nov. 1982 : (Graphes temporels)



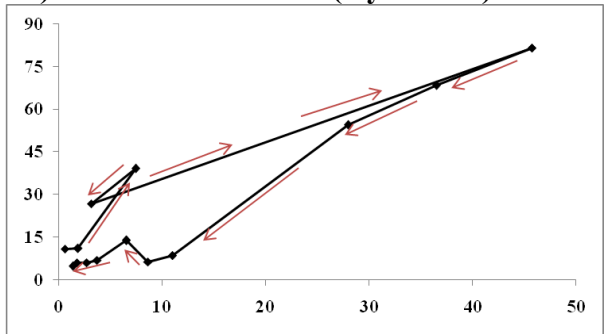
(Hystérésis)



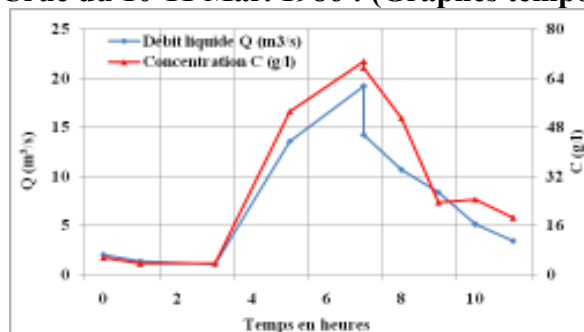
Crue du 28-29 Nov. 1982 : (Graphes temporels)



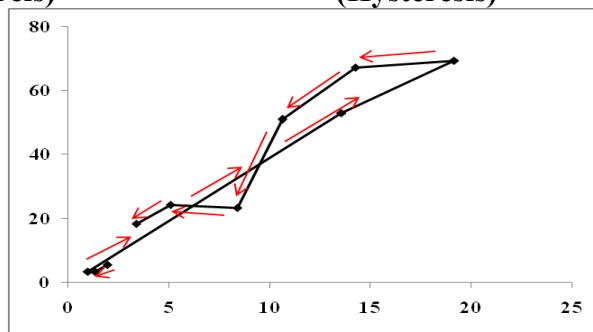
(Hystérésis)



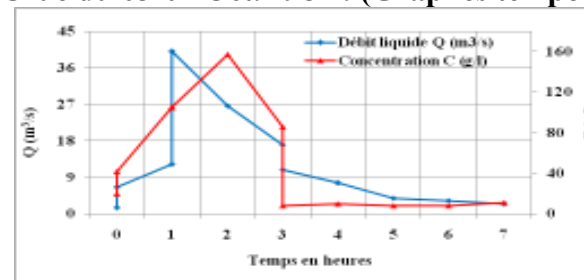
Crue du 10-11 Mar. 1986 : (Graphes temporels)



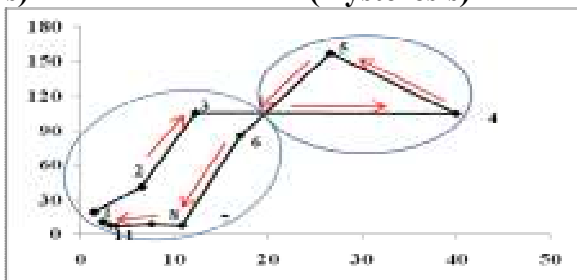
(Hystérésis)



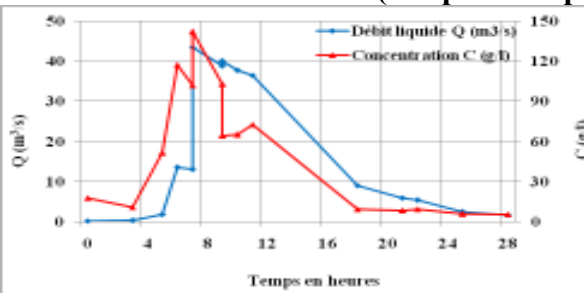
Crue du 03-04 Oct. 1987 : (Graphes temporels)



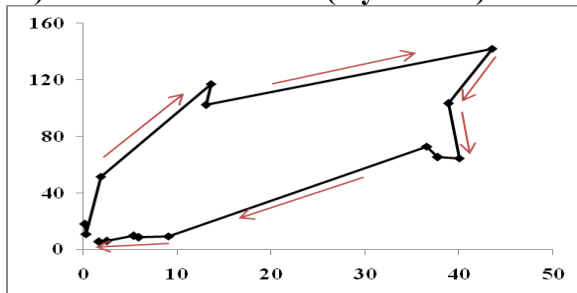
(Hystérésis)



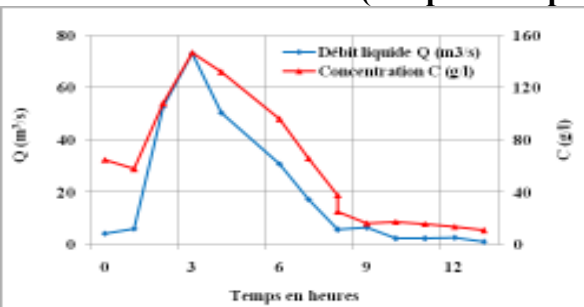
Crue du 01-02 Janv. 1988 : (Graphes temporels)



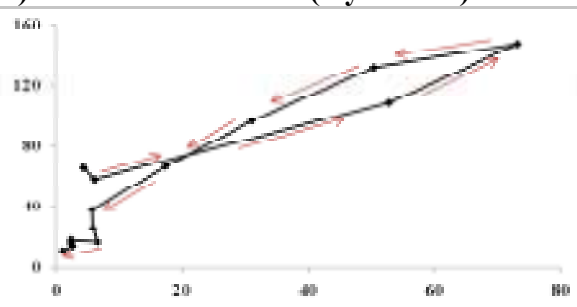
(Hystérésis)



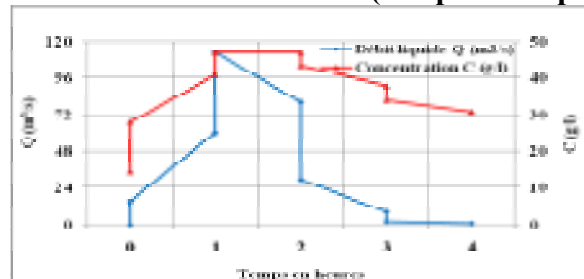
Crue du 16-17 Oct. 1994 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)



Crue du 23-24 Août 1997 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)

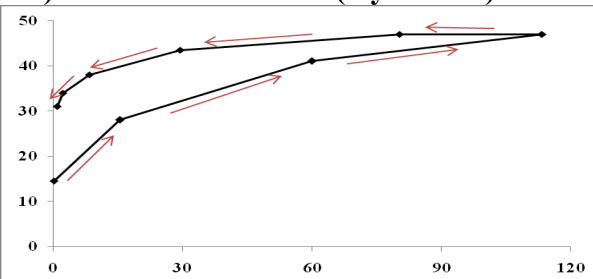
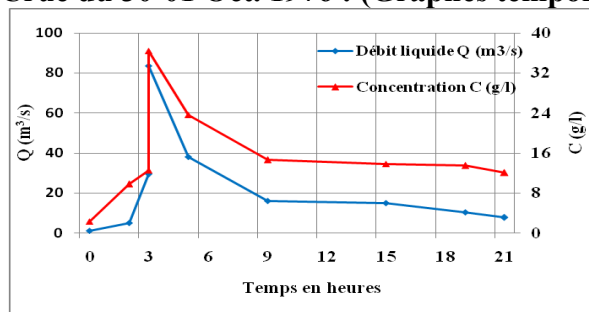
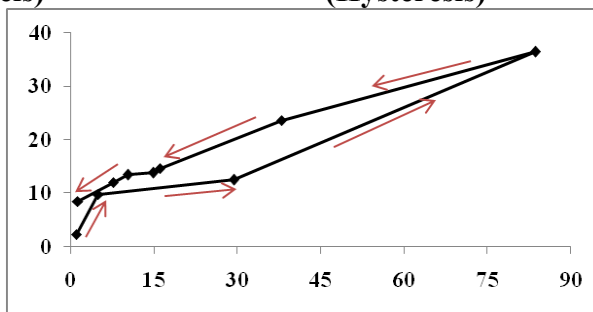


Figure 10.3. Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Sidi Aek Djillali

Crue du 30-01 Oct. 1976 : (Graphes temporels)



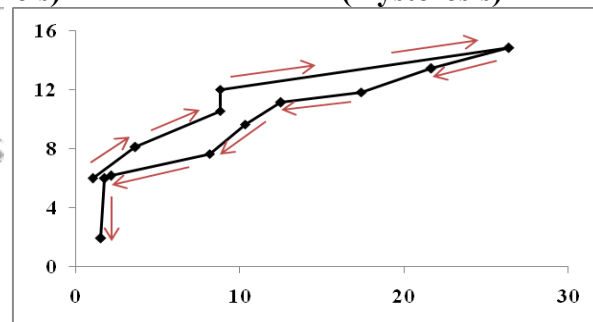
(Hystérésis)



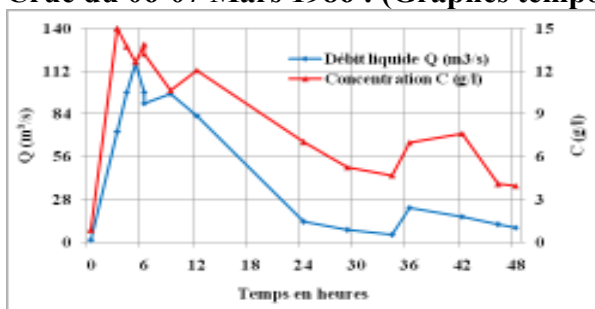
Crue du 29-30 Janv. 1978 : (Graphes temporels)



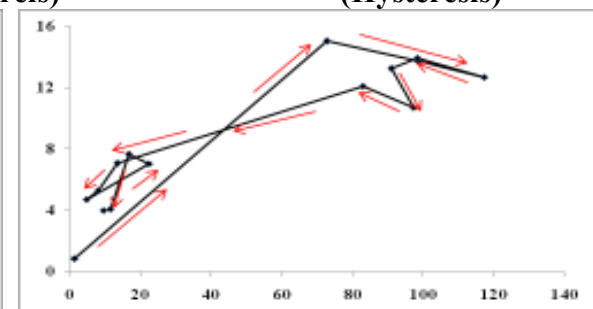
(Hystérésis)



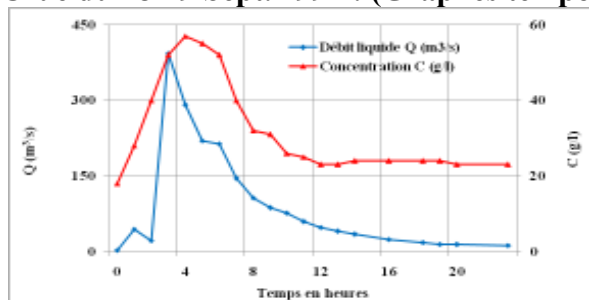
Crue du 06-07 Mars 1986 : (Graphes temporels)



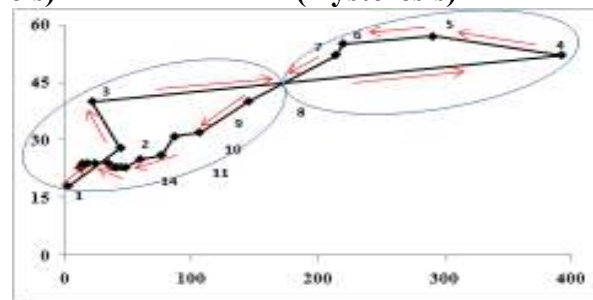
(Hystérésis)



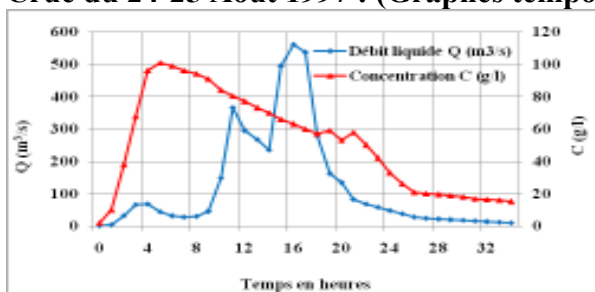
Crue du 28-29 Sept. 1994 : (Graphes temporels)



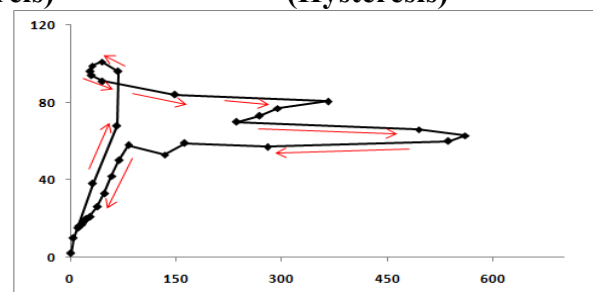
(Hystérésis)



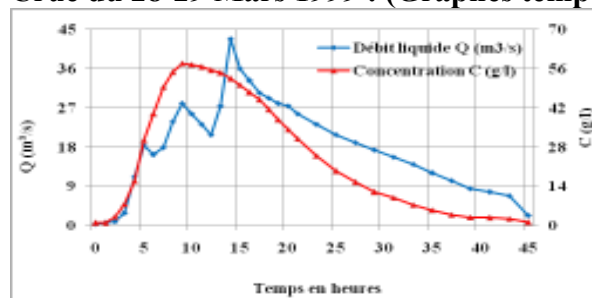
Crue du 24-25 Août 1997 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)



Crue du 28-29 Mars 1999 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)

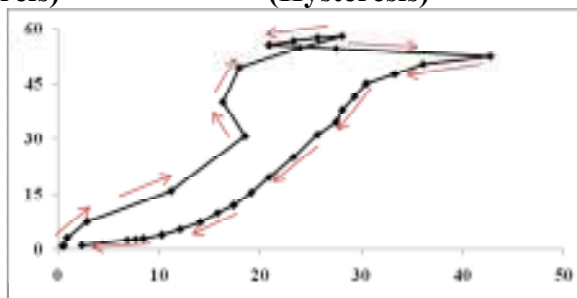
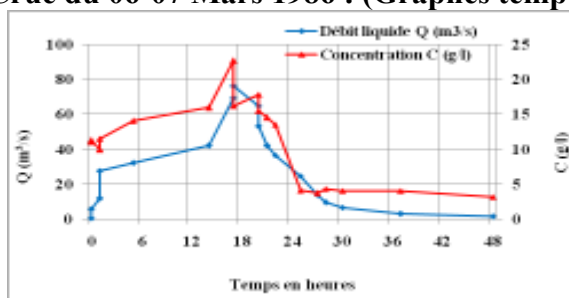
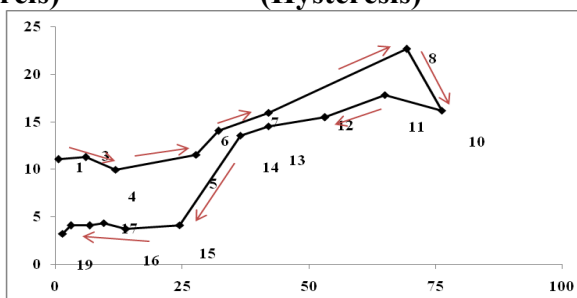


Figure 10.4. Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Ain Hamara

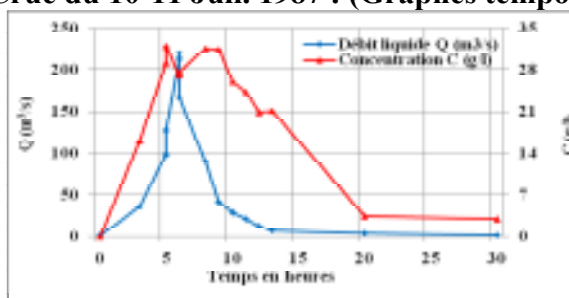
Crue du 06-07 Mars 1986 : (Graphes temporels)



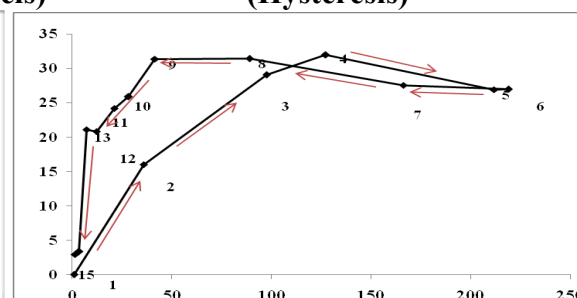
(Hystérésis)



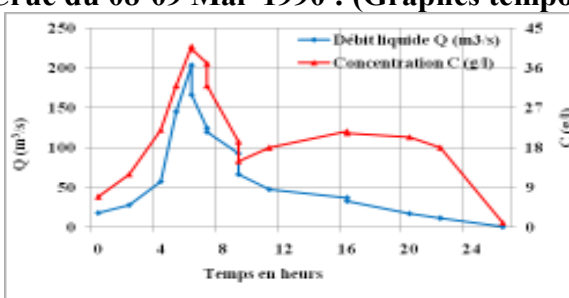
Crue du 10-11 Juil. 1987 : (Graphes temporels)



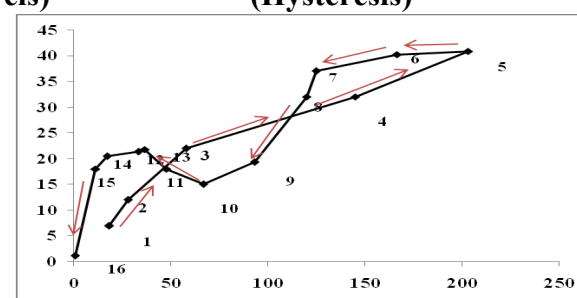
(Hystérésis)



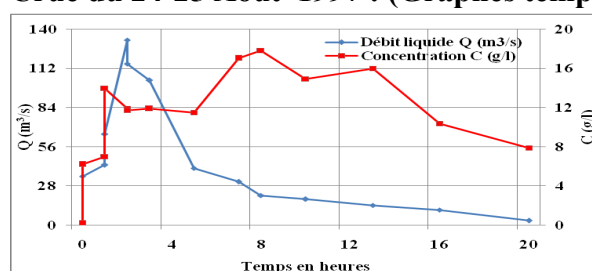
Crue du 08-09 Mai 1990 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)



Crue du 24-25 Août 1997 : (Graphes temporels)



(Hystérésis)

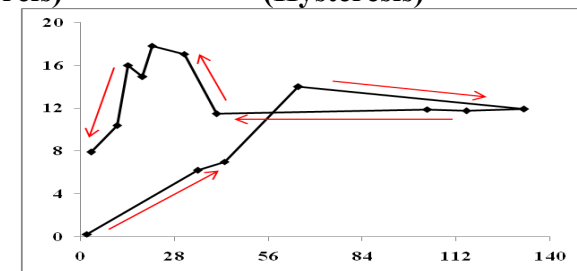


Figure 10.5. Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Takhmert

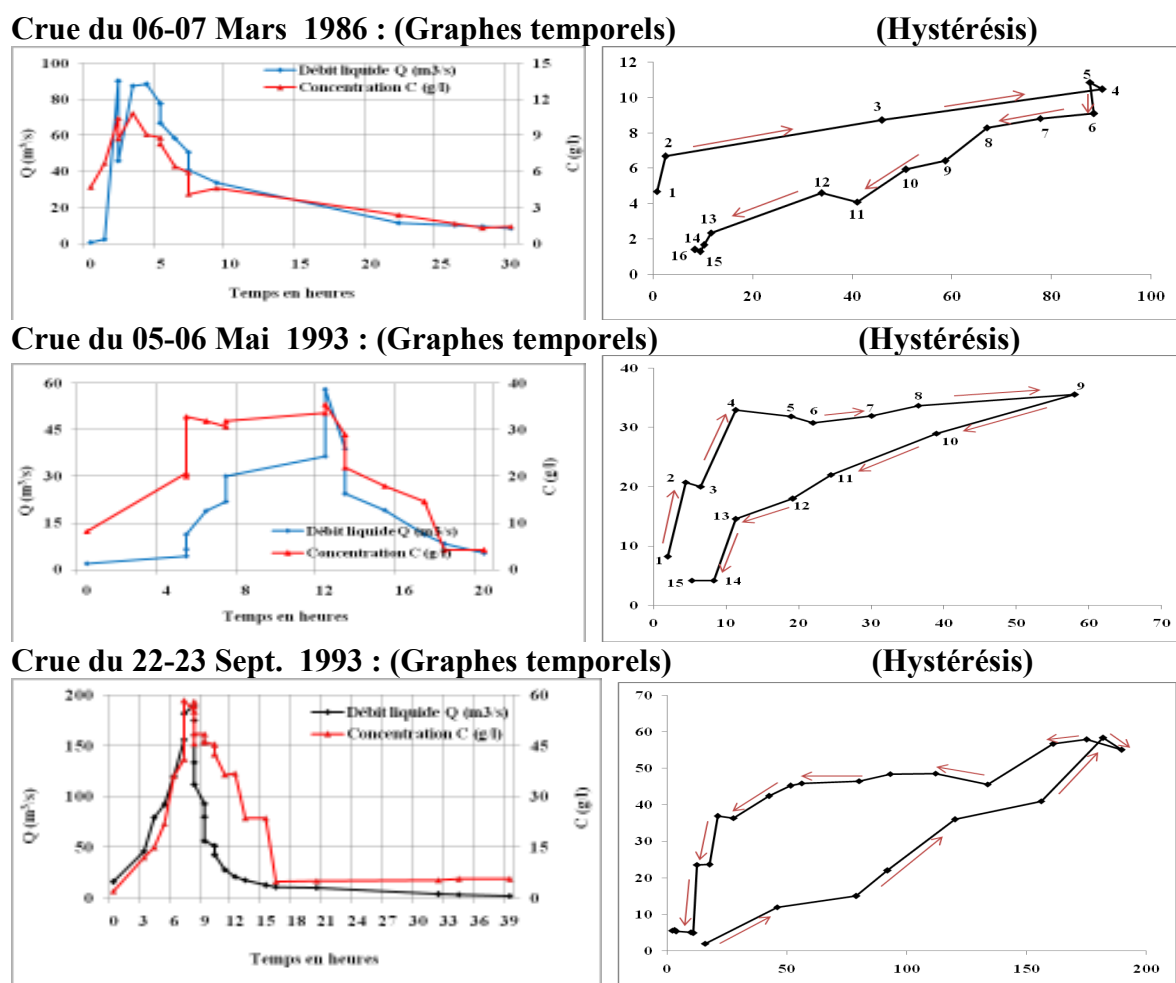


Figure 10.6. Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant quelques crues à Sidi Ali Ben Amar

Le tableau 10.3, présente les grandeurs statistiques des crues retenues dans cette analyse. Ces paramètres fournissent des informations très importantes pour l'identification des classes d'hystérésis. Les paramètres aplatissement et asymétrie ont été considérés comme outils d'analyse statistique, bien que le nombre des couples de valeurs des variables C et Q est relativement petit. Les problèmes de fréquence d'échantillonnage se répercutent sur la signification d l'utilisation de ces deux paramètres dans ce cas.

Tableau 10.3. Paramètres statistiques des crues sélectionnées

Stations	Crues	Variables	Moyenne	Ecart Type	Médiane	Cv	Asymétrie	Aplatis.	Max
Oued El Abtal	21/10/1985	Q	67.7	39.6	69.2	0.58	1.14	1.31	65.26
		C	24.2	9.33	21	0.38	0.13	1.42	38
	08/03/1986	Q	160	133	136	0.83	0.27	1.20	364
		C	16.3	7.93	15.7	0.5	0.16	1.46	27.44
	04/02/1996	Q	76.2	47.6	76.9	0.62	0.088	2.03	184.5
		C	42.7	23	39	0.54	0.45	1.82	82
	09/03/1996	Q	114	81.7	100	0.71	0.93	2.89	322.8
C		62.3	27.5	61	0.44	-0.017	1.75	107.65	
17/08/96	Q	79.67	72.9	46.4	0.91	1.48	3.20	260	
	C	78.4	22.6	68	0.28	1.11	5.77	123.06	
22/08/1997	Q	121.47	152	67.4	1.25	2.17	6.26	632.5	
	C	50.00	26.4	45	0.53	0.36	1.67	93.5	
18/09/1997	Q	77.22	77.7	31	1.01	0.96	2.48	249.4	
	C	55	24.65	58	0.65	0.99	1.70	120	
Sidi Aek Djillali	02/11/1982	Q	28.4	34.3	11.9	1.21	1.3	2.75	107.60
		C	23	22.8	14.8	0.99	1.25	2.48	68.42
	28/11/1982	Q	13.1	15.6	6.53	1.19	1.25	1.87	52.52
		C	26.4	27.7	11.00	1.05	1.23	2.19	56.40

	10-11/03/86	$\frac{Q}{C}$	7.88 32	6.32 26	6.75 23.9	0.80 0.81	0.53 0.35	1.53 1.24	19.14 69.42
	03/10/87	$\frac{Q}{C}$	12 50.7	11.9 53.1	7.57 19.6	0.99 1.05	1.57 0.95	2.83 1.86	40.02 157.06
		$\frac{Q}{C}$	16.7 52.4	17.1 47	9.09 51.5	1.03 0.89	0.63 0.55	1.34 1.64	43.50 142.06
	17/10/1994	$\frac{Q}{C}$	18.7 57.9	23.6 46.5	5.97 48	1.26 1.40	0.8 0.76	2.68 1.83	73.16 147.00
		$\frac{Q}{C}$	34.5 36	40.9 10.5	15.6 38	1.19 0.29	1.10 -1.02	1.90 2.30	113.25 47.00
Ain Hamara	01/10/1976	$\frac{Q}{C}$	20.7 14.7	25.1 9.33	12.6 13	1.21 0.63	2.04 1.48	4.06 3.36	83.64 36.40
		$\frac{Q}{C}$	9.56 9.18	8.12 3.62	8.81 9.64	0.85 0.39	0.89 -0.35	2.18 2.05	26.40 14.84
	6-7/3/86	$\frac{Q}{C}$	50.1 28	37.6 14.8	44.8 29.7	0.75 0.53	0.42 -0.127	1.10 1.46	117.30 15
		$\frac{Q}{C}$	93.3 122	107 12.5	46.2 25.5	1.15 0.39	1.65 1.04	3.96 2.17	392.70 57
	25/08/1997	$\frac{Q}{C}$	122 51.7	158 30.6	45.1 57	1.29 0.59	1.69 0.075	4.23 1.58	560.54 101
		$\frac{Q}{C}$	18.5 27.5	10.9 21.4	18.8 27.8	0.58 0.77	-0.004 0.11	2.18 1.32	42.75 58
Takhmert	06/03/1986	$\frac{Q}{C}$	29.7 11.3	21.1 5.82	27.8 11.6	0.81 0.51	0.51 -0.035	1.84 1.77	76.22 22.70
		$\frac{Q}{C}$	70.9 21.3	77.1 10.8	36 25.8	1.09 0.51	0.97 -1.12	2.03 2.23	219 31.93
	08/05/1990	$\frac{Q}{C}$	73.3 22.4	61.7 11.4	53 20.9	0.84 0.51	0.79 0.099	2.03 2.03	203.20 40.89
		$\frac{Q}{C}$	48.9 32.4	44.2 23.7	42.5 31.5	0.9 0.73	0.45 -0.068	2.21 2.69	132.32 17.83
Sidi Ali Ben Amar	06/03/1986	$\frac{Q}{C}$	42.8 5.97	32.9 3.23	43.5 6.18	0.77 0.54	0.15 -0.08	1.37 1.53	90.2 10.87
		$\frac{Q}{C}$	19.8 22.5	15.7 10.9	19 22	0.79 0.48	1.08 -0.55	2.86 1.66	58.06 33.54
	23/09/93	$\frac{Q}{C}$	72.9 31.8	62.7 19.5	53.8 36.7	0.86 0.61	0.57 -0.27	1.77 1.47	189.60 58.38

10.5.2- Caractérisation des boucles d'hystérésis

Le tracé des graphes temporels de la concentration et du débit, pour l'ensemble des sous bassins, a permis de constater les caractéristiques type pour chaque crue. La procédure de classement des crues sélectionnées est effectuée de la manière suivante :

- regrouper les boucles qui ont la même orientation et la même forme.
- séparer les boucles d'une même classe ayant différentes formes en analysant les critères retenues dans la bibliographie (tableau 4.2).

En effet, les caractéristiques des crues classées sont présentées dans le tableau 10.4

10.5.3- Interprétations

Les résultats du tableau 10.4 confirment bien que le rapport C/Q est le critère fondamental dans l'identification des boucles d'hystérésis. Les autres paramètres n'apportent que des détails concernant la largeur et l'orientation de la boucle. Néanmoins, les valeurs du coefficient de variation Cv donnent une idée sur l'intensité des fluctuations des concentrations et de débits, ce paramètre indique aussi, l'orientation des boucles : un coefficient de variation faible indique une orientation presque horizontale (Benkhaled et Remini, 2003), (La crue du 23-24/08/1997 Sidi Aek Djillali et la crue du 17/08/1996 Oued El Abtal, tableau 10.3., figures 10.3. et 10.2 respectivement). L'asymétrie n'affecte ni la forme de la boucle ni son orientation.

Tableau 10.4. Rapport de variation de la concentration et classement des crues

Stations	N°	Crues	Cmax/Cmin lors de la montée	Cmax/Cmin lors de la décrue	Classe
Oued El Abtal	1	21-22/10/1985	2.05	3.8	V
	2	6-8/03/1986	6.34	4.3	II
	3	4-5/02/1996	5.12	6.84	V
	4	9-10/03/1996	2.39	5.48	V
	5	17-18/07/1996	2.25	2.08	V
	6	22-23/08/1997	9.23	3.89	III
	7	18-19/09/1997	2.15	2.55	V
Sidi Aek Djillali	8	2-3/11/1982	43.86	15.43	III
	9	28-29/11/1982	5.89	9.37	II
	10	10-11/03/1986	12.44	3.65	V
	11	3-4/10/1987	5.35	20.18	V
	12	1-2/01/1988	13.06	17.54	II
	13	16-17/10/1994	2.53	11.38	V
	14	23-24/08/1997	3.24	1.52	III
Ain Hamara	15	30-1/10/1976	16.25	2.84	III
	16	29-30/01/1978	2.47	7.00	II
	17	6-7/03/1986	17.44	3.50	V
	18	28-29/09/1994	2.88	2.48	V
	19	24-25/08/1997	10.01	4	II
	20	28-29/03/1999	58	1.91	II
Takhmert	21	6-7/03/1986	2.28	5.52	II
	22	10-11/07/1987	31.93	10.64	V
	23	8-9/05/1990	5.9	35.62	V
	24	24-25/08/1997	60.87	2.57	V
S.A.B. Amar	25	6-7/03/1986	23.50	8.36	II
	26	5-6/05/1993	4.33	6.95	II
	27	22-23/09/1993	29.19	11.85	III

En visualisant les valeurs des concentrations des sédiments en suspension, et particulièrement les plus fortes dans le tableau 10.3, le rapport des concentrations maximales aux concentrations minimales durant la montée de la crue ainsi qu'en décrue est très indicatif. Les crues 12, 16, 21 et 26 de la classe II ont des rapports de variations durant la décrue plus élevés. Par contre, les crues de la classe III (crues 8, 14 et 15) présentent des rapports importants lors de la montée. Les rapports Cmax/Cmin de la classe V (forme en huit) sont généralement plus élevés lors de la montée (crues 5, 6, 10, 17, 18 19, 20, 22, 24, 25 et 27) (tableau 10.4.).

10.5.4- Interprétation de l'hystérésis observées à l'échelle du bassin versant - Classe II

Le modèle « clockwise loop » se présente essentiellement en hiver et au printemps. Cependant, en référant aux crues analysés dans ce chapitre, nous remarquons que les crues enregistrées ayant des mesures de la concentration sont plus fréquentes en hiver et au printemps dans les stations d'oued El Abtal, Takhmert, Sidi Ali Ben Amar, Ain Hamara et Sidi Aek Djillali. Ce modèle apparaît en été et au printemps dans les stations de Sidi Aek Djillali, Sidi Ali Ben Amar et Ain Hamara, sachant que dans la station de Sidi Aek Djillali les crues survenues en automne sont plus importantes que celles d'hiver.

La disponibilité des sédiments après une saison sèche où le sol est particulièrement fragilisé et facilement érodable, associée à des pluies pouvant être violentes capables d'entraîner d'importantes quantités de matières fines, favorise l'apparition du pic des concentrations avant le pic des débits. En outre, l'irrégularité des pluies pendant les mois pluvieux empêche la saturation complète du sol et l'apparition par endroit de l'écoulement hypodermique. Cette situation contribue à l'apparition d'une dynamique érosive sur les versants et l'existence d'une courbe de pavage mobilisable formée sur le lit de l'oued antérieurement à la crue (Khanchoul K., 2007).

Les cinq stations contrôlant des oueds qui sont caractérisés, comme la plupart des cours d'eau algériens, par un régime hydrologique irrégulier, sec en été sauf pour l'oued Mina Haddad au niveau de la station d'Oued El Abtal qui conserve des volumes d'eau dans son lit grâce aux lâchés du barrage de Bekhadda. Cette irrégularité est observée sur les valeurs élevées du coefficient de variation des distributions des débits et des concentrations, qui dépassent généralement 50% (Tableau 10.4).

Suivant que les boucles possèdent un axe à orientation horizontale telle que les crues du 08/03/1986 (O. El Abtal), du 01/01/1988 (Sidi Aek Djillali) et celle du 25/08/1997 (Ain Hamara) ou un axe à orientation verticale (le reste des crues), le caractère cyclique de la relation C-Q peut être illustré en trois phases dans la boucle (ex. crue du 6-8/03/1986 de la figure 10.4.). La première phase est caractérisée par une forte augmentation de sédiments en suspension et du débit (Benkhaled et Remini, 2003). Cette phase reflète l'arrivée successive des premières charges fines de sédiments issus de l'effet du « splash » des pluies torrentielles dans les zones de ruissellement proches de l'exutoire du bassin. Elle peut correspondre également à la re-mobilisation des matériaux déposés sur le fond lors des basses eaux (Kattan *et al.*, 1987). La seconde phase se distingue par une diminution de la concentration en suspension et une forte augmentation du débit. Cette phase de transport correspond à la dilution de la concentration des sédiments et peut être également attribuée à l'érosion des berges du cours d'eau (Kattan *et al.*, 1987). La troisième phase est caractérisée par une diminution de la concentration en suspension et du débit. Elle correspond particulièrement au dépôt des sédiments sur le lit de l'oued et dans les zones alluviales (Benkhaled et Remini, 2003).

- Classe III

Le modèle « counterclockwise loop » devient moins fréquent dans les sous bassins étudiés (tableau 10.4). Les crues de ce modèle surviennent essentiellement en hiver et au printemps, sauf pour les stations de Sidi Aek Djillali, Ain Hamara et Sidi Ali Ben Amar qui montre des crues opérant aussi en automne, par contre la station d'Oued Abtal affiche une crue en été. Contrairement au modèle de la classe II dont la plupart de la charge des sédiments est sujette à un transport sans un dépôt net dans le cours d'eau, le modèle de la classe III, défini par un débit de pointe se plaçant avant la concentration maximale, reflète un dépôt net des sédiments dans le cours d'eau (Jansson, 2002). La boucle « counterclockwise loop » peut se former aussi quand le graphe C et le graphe Q ont des montées simultanées pour atteindre le même maximum. C'est le cas de la crue du 03/11/1982 au niveau de la station de Sidi Aek Djillali et la crue 23/09/1993 à Sidi Ali Ben Amar (Fig. 10.6.).

D'une manière générale, les crues de cette classe sont caractérisées par un temps de montée supérieur au temps de concentration des bassins et une concentration en suspension qui peut atteindre des valeurs assez élevées (environ 100 g.l⁻¹). Cela peut être indicatif quant à l'érodibilité du sol, plus au moins saturé et moins couvert.

Ce modèle représenté par les crues des figures 10.2.3.4.5.6, peut être le résultat de deux possibilités :

- Un transport lointain du sédiment qui n'arrive à l'exutoire qu'au moment de la décrue (Jansson, 2002),
- Une érosion des berges qui se développe pendant les pluies tardives souvent moins intenses dans la région. La supposition de cette érosion non loin de la station hydrométrique ne peut être confirmée par manque d'évidence sur le terrain.

- Classe V

Cette classe en huit comporte des crues qui surviennent principalement en hiver et au printemps avec une certaine proportionnalité, en relation avec ces deux saisons, en automne dans les stations d'Oued El Abtal et Sidi Aek Djillali, Ain Hamara. Concernant ces crues, la montée de crue (sédiment et débit) commence en même temps.

Le taux de montée de la concentration est plus grand que le débit dans la crue du 06-07/03/1986 (Ain Hamara) et la concentration maximale arrive avant le débit de pointe (fig. 10.4). Ceci donne une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre « clockwise loop ». la disponibilité des sédiments après le pic et le transport est assez élevé d'où une diminution moins rapide de la concentration avec le temps. A des débits faibles, les rapports C/Q sont plus grands en décrue qu'en montée de crue. Ceci signifie que les valeurs de C en décrue sont plus élevées que celles pendant la montée de crue. C'est donc la boucle « counterclockwise loop » qui se produit.

Les autres crues présentent une augmentation moins brusque et une montée plus au moins simultanée des deux graphes jusqu'au maximum, après une certaine valeur de C. la décrue apporte encore une importante à assez importante quantité de sédiments, le sol paraît encore érodable ou disposé à alimenter les cours d'eau de matériaux fins.

En plus, l'ensemble des crues analysées montre une convergence des extrémités de la boucle à cause de l'étalement des deux distributions de C et Q, surtout au niveau des crues de Sidi Aek Djillali et Oued El Abtal.

10.5.5- Sources de l'hystérésis

La concentration des sédiments en suspension mesurée en une section transversale résulte de la mobilisation, la rétention, la réduction et l'épuisement des sédiments dans le bassin d'étude.

L'origine des sédiments dans le réseau d'écoulement sont le lit, les berges et les affluents. Particulièrement pour le bassin de l'oued Mina, le ruissellement qui d'échappe des pentes dénudées crée les ravines, les pointes de crues très fortes, le sapement des berges et l'alluvionnement du lit. L'érosion en nappes des versants n'apporte qu'une faible part au transport solide des oueds (Demmak, 1982). Les sources majeures des sédiments directement mobilisés par les oueds lors des fortes crues se trouvent au niveau des ravinements, des éboulements en masse des versants entaillés par la divagation des oueds. Il est communément admis que les sources de sédiments dans les cours d'eau sont l'érosion du sol et l'érosion des berges (Colby, 1963). Les quantités relatives de ces deux sources dans un cours d'eau donné sont rarement connues. Les escarpements argileux sont les plus sollicités par l'érosion, en particulier en période de crue où l'on enregistre les charges sédimentaires les plus fortes. Pour un débit moyen maximal de $80\text{m}^3/\text{s}$, la concentration moyenne maximale avoisine 500 g/l pour tous les événements considérés (Benkhaled et Remini, 2003).

Les matériaux du lit, transportés lors d'une crue, caractérisés par des quantités et des diamètres différents, laissés par des crues et étiages précédents, peuvent être influencés par la capacité de la crue à briser ou rompre la couche de pavage. Les débris organiques peuvent également avoir une influence, si de tels débris piègent ou libèrent des sédiments. L'homme joue également un rôle non négligeable dans le processus de genèse des sédiments par les pratiques culturelles.

10.6- Analyse de la pertinence des courbes de transport dans l'estimation des flux pour les événements de crue

La relation entre la concentration en sédiments, et le débit liquide, de l'oued Mina, durant les crues a été étudiée précédemment de manière qualitative. Quelle que soit la méthode utilisée, les relations entre les concentrations en MES et les débits semblent pouvoir être reliées aux caractéristiques lithologiques et géomorphologiques propres aux bassins. Cependant, ces relations résultent aussi de la réponse hydrologique irrégulière des bassins aux événements pluvieux. Pour étudier qualitativement et quantitativement la réponse du bassin étudié aux débits et matières en suspension, et sa variation temporelle lors des événements des crues, une subdivision saisonnière des crues a été considérée.

Cette étude porte sur les valeurs instantanées des débits liquides (Q en m³.s⁻¹), des concentrations (C en g.l⁻¹) et des débits solides (Q_s en kg.s⁻¹), des crues mesurées au niveau des sous bassins de l'Oued Mina, respectivement aux stations d'Oued El Abtal et Sidi Aek Djillali. Les couples (C,Q) et (Q_s,Q) des crues sélectionnées de chaque saison ont été regroupés par saison afin de déterminer les droites de régression de type :

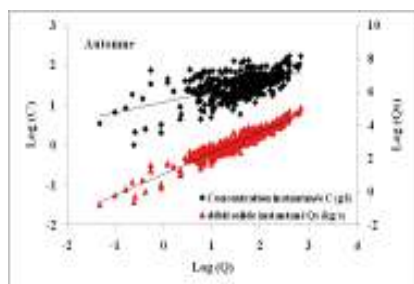
$$\log Q_s = (b+1)\log Q + \log(a) \quad (Q_s = a Q^{b+1}) \quad \text{et} \quad \log C = b\log Q + \log a \quad (C = a Q^b)$$

Des flux ont été déterminés (flux prédits) à partir de l'application des régressions, déterminée pour chaque saison, un flux total prédit à partir d'une régression moyenne sur l'ensemble des crues est également calculé. Outre les coefficients de corrélation, la représentativité du modèle est évaluée par l'erreur sur les flux prédits. Les résultats issus sont regroupés dans les figures 10.7 et 10.8.

Au regard des coefficients de corrélation, les résultats des modèles d'ajustement: débit solide/débit liquide sont assez significatifs, (coefficient de corrélation varie entre 0.87 et 0.95) pour toutes les applications. En ce qui concerne la relation liant les débits liquides aux concentrations, on note une amélioration remarquable en comparaison au modèles appliqués sur l'ensemble de la donnée instantanée (cf. figure 9.3 (A)), et ce malgré que les coefficients de corrélation restent faible à médiocre (figures 10.7 et 10.8).

Il apparaît également à travers les résultats que le calcul des flux à partir des courbes de transport à l'échelle des crues, montre de bonnes précisions, notamment pour la station d'Oued Abtal. Les erreurs entre les flux établis et les flux de référence, sont faibles et ce, particulièrement pour les saisons d'hiver et de printemps (figures 10.7 et 10.8).

Comme pour la variabilité interannuelle (cf. paragraphe 9.8.1), l'utilisation de la sommation de régressions individuelles (par saison) permet de reproduire avec une meilleure précision (-15,6% pour la station d'Oued Abtal et -11,88% pour la station de Sidi Aek Djillali) le flux total durant toutes les crues que celui obtenu à partir des régressions moyennes (respectivement -20,5% et -24,3% ; figures 10.7 et 10.8). En termes de contribution des crues dans le flux total transporté au cours de la période d'observation, les crues enregistrées à la station d'Oued Abtal ont pu exporter 86% du flux total en matières solides, avec une contribution, de 54% des crues d'automne. Ainsi, les crues étudiées à la station de Sidi Abdel Kader Djillali ont exporté 37% de la charge solide totale (32% au cours d'automne).



Les crues d'automne

Flux mesuré: 530 400.36t

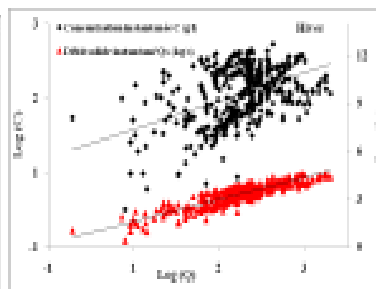
$$\log(Q_s) = 1.264 \log(Q) + 1.075$$

R=0,95

$$\log(C) = 0.264 \log(Q) + 1.075$$

R=0,55

Flux prédit: 485 516.45 t (-13.70%)



Les crues d'hiver

Flux mesuré: 39 000.95 t

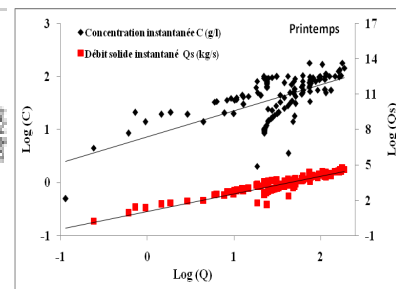
$$\log(Q_s) = 1.379 \log(Q) + 0.888$$

R=0.87

$$\log(C) = 0.379 \log(Q) + 0.888$$

R=0,45

Flux prédit: 28 774.64 t (-20.34%)



Les crues du printemps

Flux mesuré : 215 300.36 t

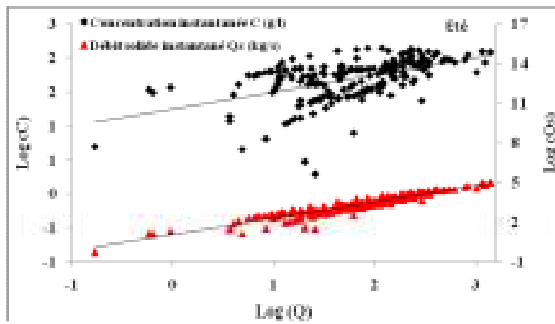
$$\log(Q_s) = 1.487 \log(Q) + 0.767$$

R = 0.92

$$\log(C) = 0.487 \log(Q) + 0.767$$

R = 0.51

Flux prédit: 220 742.23 t (13.12%)

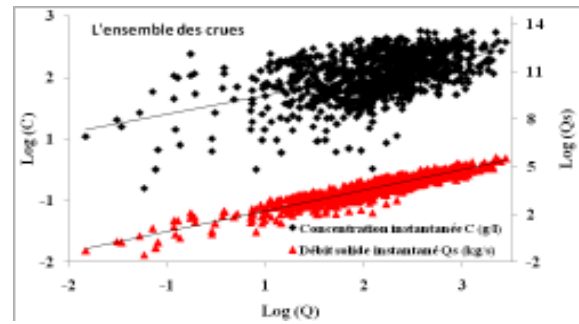


Les crues d'été

Flux mesuré: 142 102.23 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.247\text{log}(Q) + 1.304$
 $R=0,95$
 $\text{Log}(C) = 0.247\text{log}(Q) + 1.304$
 $R=0,52$

Flux prédit: 206 742.12 t (45.45%)

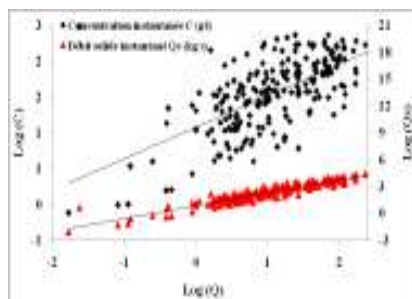
Figure 10.7. Courbes de transport sédimentaire appliquée à l'échelle des crues pour la station d'Oued El Abtal



L'ensemble des crues

Flux mesuré : 1 016 803.90 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.302 \text{log}(Q) + 1.059$
 $R = 0.92$
 $\text{Log}(C) = 0.302 \text{log}(Q) + 1.059$
 $R = 0.49$

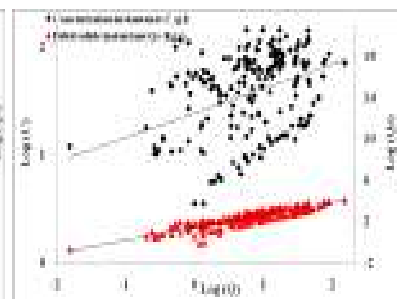
Flux prédit : 1 086 322.90 t (6.84%)



Les crues d'automne

Flux mesuré: 84 134.85 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.439\text{log}(Q) + 1.165$
 $R=0,94$
 $\text{Log}(C) = 0.439\text{log}(Q) + 1.165$
 $R=0,64$

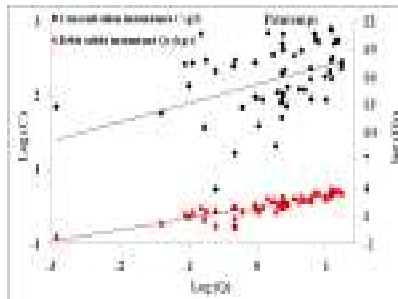
Flux prédit: 85 690.88 t (6.41%)



Les crues d'hiver

Flux mesuré : 24 623.73
 $\text{Log}(Q_s) = 1.229\text{log}(Q) + 1.381$
 $R = 0.89$
 $\text{Log}(C) = 0.229\text{log}(Q) + 1.381$
 $R = 0.35$

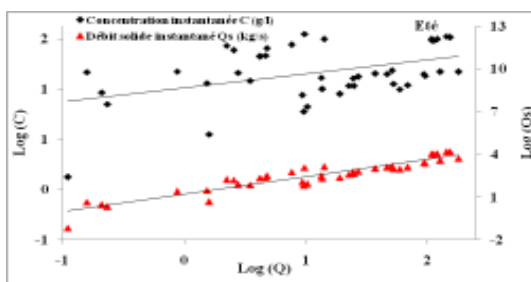
Flux prédit : 25 472.08 t (3%)



Les crues du printemps

Flux mesuré : 66 818.87 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.255\text{log}(Q) + 1.548$
 $R = 0.90$
 $\text{Log}(C) = 0.255\text{log}(Q) + 1.548$
 $R = 0.39$

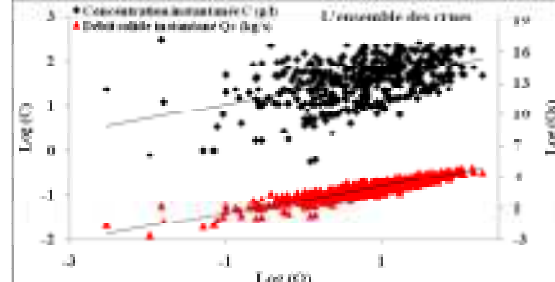
Flux prédit : 65 336.16 t (-3.67%)



Les crues d'été

Flux mesuré: 20 338.98 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.221\text{log}(Q) + 1.465$
 $R=0,93$
 $\text{Log}(C) = 0.221\text{log}(Q) + 1.465$
 $R=0,42$

Flux prédit: 21 714.69 t (8.97%)



L'ensemble des crues

Flux mesuré : 98 916.43 t
 $\text{Log}(Q_s) = 1.312\text{log}(Q) + 1.330$
 $R = 0.92$
 $\text{Log}(C) = 0.312\text{log}(Q) + 1.330$
 $R = 0.49$

Flux prédit : 99 640.87 t (4.17%)

Figure 10.8. Courbes de transport sédimentaire appliquée à l'échelle des crues pour la station de Sidi Aek Djillali

10.7- Estimation des dépôts sédimentaires dans la retenue du barrage d'Essaada (SMBA)

Les sédiments arrachés des versants et des berges des cours d'eau sont piégés par les réservoirs en aval des bassins versants. La sédimentation dans un barrage dépend donc de l'importance dans le bassin et de la qualité du transport des sédiments : une faible proportion des éléments déplacés effectue le trajet total jusqu'au réservoir. En ce qui concerne la proportion des éléments qui, après arrachement, atteignent la retenue, on conçoit qu'elle dépende en premier lieu des quantités d'eau charriées par les rivières, mais aussi des pentes et de la nature plus ou moins développée du réseau de drainage (Grésillon et Reeb, 1981).

La mesure des sédiments au niveau des barrages est un résultat qui intègre tous les processus (érosion-transport-sédimentation). Elle reflète une réalité objective et globale même si elle ne s'intéresse pas à reconstituer dans le détail le cheminement de ces sédiments.

Son seul inconvénient réside dans l'incertitude à évaluer le taux des sédiments déversés vers l'aval par les évacuateurs de crues. L'expérience mondiale évalue ce taux entre 5 et 15% du volume global des sédiments emmagasinés (Kassoul *et al.*, 1997).

Le calcul de l'envasement d'une retenue peut être considéré comme un outil de prévision lors de la planification et l'exploitation de l'ouvrage hydraulique (mise à jour, correction des courbes de remplissage).

Le barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda draine une surface d'environ 6000 km². Les caractéristiques de ce barrage réalisé en 1978 sont mentionnées dans l'annexe 4. Le souci de préservation de ce barrage en exploitation nous oblige à quantifier l'apport de sédiments. De ce fait, quelques formules empiriques usuelles en Afrique, ont été utilisées pour quantifier l'érosion au droit de la retenue. Il s'agit des deux formules proposées par Grésillon et Reeb (1981) et celle de Karambiri (1998).

(i) La première formule de Grésillon et Reeb relie la dégradation spécifique exprimée en m³/km²/an à la surface du bassin versant (S en km²) :

$$D = 260 \times S^{-0.1} \quad (10.2)$$

(ii) La seconde formule de Grésillon et Reeb exprime la dégradation spécifique exprimée en m³.km⁻².an⁻¹, en fonction de la pluie annuelle (P en mm) et de la superficie du bassin versant (S en km²):

$$D = 700 \times \left(\frac{P}{500}\right)^{-2.2} \times S^{-0.1} \quad (10.3)$$

(iii) La formule de Karambiri (1998) décrit la dégradation spécifique exprimée en m³.km⁻².an⁻¹, en fonction de la pluie annuelle (P en mm), de la superficie du bassin versant (S en km²), et de deux paramètres *h* et *r*. Les paramètres *h* et *r* sont fonction des activités anthropiques et du degré d'urbanisation du bassin.

$$D = 137 \times \left(\frac{P}{700}\right)^{-2.02} \times S^{-0.03} \times [0.25 + 1.13 \times (h + r)^{1.15}] \quad (10.4)$$

Et comme nous ne disposons pas des valeurs des facteurs *h* et *r* pour l'oued Mina, on s'est basé lors du calcul sur les deux premières formules.

Ces formules n'intègrent pas toute la chaîne du transport de la matière solide qui aboutit à l'envasement des barrages. Leur limite réside dans l'estimation du transport solide en suspension seul, et ne tient pas compte du transport solide charrié, surtout qu'il est difficile de transformer des charges solides (en tonnes) en volume de sédiments suite à la variabilité spatio-temporelle de la densité des sédiments (Kassoul *et al.*, 1997). L'application des deux formules empiriques sur le barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda a conduit aux résultats du Tableau 10.5.

Tableau 10.5. Evaluation des volumes des sédiments emmagasinés dans le barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda

Modèle	Volume de dépôt annuel (m ³ /km ² /an)	Volume total de dépôt (1978-2002) en m ³	Taux de comblement (%)
Grésillon et Reeb (1)	109	15 686 307.2	6.8
Grésillon et Reeb (2)	673.7	97 010 633.3	41.3
Bathymétrie 2004	52.56	8 200 000	3.5

Les estimations du niveau de comblement avec le modèle de Grésillon et Reeb (1) ne semblent pas donner de bon résultats, par contre le 2ème modèle semble bien se rapprocher des valeurs des résultats trouvés par Remini et Bensafia en 2011 relatifs au taux de comblement atteint au niveau de ce barrage et qui est estimé à environ 50% en 2010. En se basant sur ces formules empiriques, on peut donc prédire que la totalité du réservoir serait envasée dans une trentaine d'années si ce n'était pas moins avec les conditions actuelles. En rappel, les populations locales exploitent le réservoir pour la production des cultures comme l'oignon, la pomme de terre.

10.8- Synthèse sur la modélisation des flux de MES

Ce chapitre a permis de décrire différentes approches de modélisation statistique des flux de MES. Ainsi, à partir d'un jeu de données (donnée de calage), des régressions ont été élaborées et testées sur d'autres jeux de données dans un but de validation. Des différences sont observées dans les courbes de régression annuelles et peuvent être inhérentes au nombre de crues durant l'année d'étude agissant sur l'ajustement des régressions ; l'élaboration des régressions des relations tronquées peut aider à y remédier. En effet, cette approche a permis d'affiner les estimations des flux annuels et minimiser les écarts entre les flux « mesurés » et les flux « modélisés ». La différence de courbes de régression peut également être expliquée par la variété d'affluents. Or, l'oued Mina à la station d'Oued El Abtal est composée d'affluents pouvant contribuer différemment aux apports liquides et solides, cette différence peut être observée d'une crue à l'autre voire d'une année à l'autre, ces affluents sont caractérisés par des propriétés intrinsèques (géomorphologie, lithologie, occupation du sol, ...) intervenant dans les processus d'érosion et de transport solide. L'étude de l'influence de tous ces paramètres nécessitent donc des banques de données précises et à plus long terme possible.

L'examen de l'évolution de la concentration en fonction du débit liquide à l'échelle de la crue, permet de constater l'ampleur de l'action érosive et la rapidité du transport solide provoquées par des averses souvent agressives. Le mécanisme de transport des sédiments en suspension a été également examinée en fonction d'un nouveau facteur D_2 , qui représente la durée depuis la dernière crue dont le débit maximum était supérieur au débit maximum de la crue considérée, a permis une explication de variance maximale dans la corrélation multiple. Les résultats montrent que le coefficient de corrélation R^2 est meilleur en utilisant une relation de la forme $C = a Q^b D_2^c$ qu'en utilisant la simple relation $C = a Q^b$.

L'analyse de l'évolution des concentrations en suspension en fonction des débits liquide durant les crues des cinq sous bassins versants de l'oued Mina a fait montrer trois (03) modèles de courbe (dans le sens d'une aiguille d'une montre 'clockwise loop », dans le sens contraire d'une aiguille d'une montre « counterclockwise loop » et forme de huit). Les modèles des classes II et V sont les plus fréquents, traduisant ainsi une forte disponibilité des sédiments après une saison sèche où le sol est particulièrement fragilisé et l'apparition des concentrations en suspension se pointer avant le débit de pointe. Nous ne pouvons pas négliger le modèle de la classe III qui s'impose également. Il reflète un approvisionnement en sédiments même pendant la décrue.

Ces études, bien que sur du long terme, montrent la nécessité d'acquérir des données supplémentaires, continues et précises, pour permettre une meilleure compréhension des cycles d'apport de MES et pouvoir modéliser finement les relations concentrations en $MES = f(Q)$.

Les transports en suspension de l'oued Mina et de ses affluents présentent des variations spatio-temporelles considérables. Elles seraient dues au régime pluviométrique, au couvert végétal et à la lithologie (Meddi, 1992). En général, les variations saisonnières des apports solides suivent celles des apports liquides. Les valeurs maximales des apports solides, pour l'ensemble des sous bassins, sont observées en début d'automne et à la fin du printemps, cette variabilité s'explique par la variation du couvert végétal (sols nus) durant l'année et à la nature agressive des pluies d'automne (fortes intensités). Ces deux facteurs permettent aux premières crues d'automne de transporter des quantités importantes de sédiments (Plus de 80%) après une longue saison sèche caractérisée par de fortes températures et par la destruction des agrégats du sol (Demmak, 1984; Meddi, 1992).

Enfin, les phénomènes érosifs, conditionnés par les crues, leurs impacts notamment sur les barrages peuvent être considérable. Une bonne gestion de ces réservoirs au cours des crues et une mise en place de dispositifs pour empêcher ces sédiments de s'accumuler s'avère indispensable pour limiter l'alluvionnement très rapide.

Conclusion Générale

Au terme de cette étude, nous pensons avoir contribué à la connaissance des problèmes de transport solide en suspension en particulier dans le bassin de l'oued Mina. On parvient aux conclusions suivantes :

1- Tout d'abord, en ce qui concerne la synthèse bibliographique et qui a traité les différents aspects relatifs au transport solide en suspension. Au travers de cette étude bibliographique nous avons donc pu nous rendre compte des connaissances acquises dans ce domaine. Mais des lacunes subsistent dans la connaissance des processus de transport solide. Il apparaît que le transport solide dans les cours d'eau ne correspond pas à une propriété facilement mesurable. Il est maintenant considéré comme une combinaison de réponses complexes influencées par les caractéristiques intrinsèques des sols et des variables extrinsèques environnementales (pluviométrie, lithologie couvert végétal, pente).

Dans le domaine du transport solide en suspension, le problème fondamental demeure la relation concentration — débit liquide ou débit solide-débit liquide. De récents développements ont été faits en matière de mesure et d'estimation des charges solides. Les approches d'estimation sont multidisciplinaires. L'expose des différentes méthodes d'estimation a permis d'adopter dans le reste du travail une approche par régression qui est à notre avis performante selon le type d'échantillonnage adopté sur le réseau hydrométrique Algérien.

2- L'objectif principal de l'étude étant la compréhension du phénomène et l'estimation du transport solide en suspension, ce travail, basé sur les données observées, durant la période 1971-2002, a été conduit sur le bassin de l'Oued Mina. Ce bassin représente un échantillon des bassins du Nord de l'Algérie qui sont caractérisés par un taux de transport solide élevé en raison de nombreux facteurs mis en jeu.

Ce travail est divisé en trois parties :

1- Tout d'abord, nous avons essayé de caractériser les principaux facteurs physico-géographiques qui ont un rôle déterminant dans le mécanisme hydrologique.

L'étude cartographique des facteurs géomorphologiques (lithologie, pente, couvert végétal) montre que la lithologie est un facteur prépondérant dans l'induction du débit solide.

Le bassin versant est caractérisé par des altitudes allant de 100 m à 1300m, et par des pentes très favorables à l'écoulement dans le bassin versant de l'oued Haddad, et des pentes moins favorables à l'écoulement dans les bassins versants de l'oued El Abd aval.

Du point de vue lithologique, le bassin versant est caractérisé par une dominance de calcaires (jurassique supérieur et moyen, Miocène supérieur marin, Crétacé inférieur marin, Crétacé moyen, Pliocène continental), et des argiles et des marnes en faible pourcentage.

2- dans la deuxième partie, nous avons analysé de manière beaucoup plus détaillée la pluviométrie et les écoulements sur le bassin.

De 1968 à 2007, la variabilité hydroclimatique s'est matérialisée par une alternance d'années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométriques et hydrométriques. Sur l'ensemble des sous bassins du bassin de l'oued Mina et après le milieu des années 70, on enregistre des indices pluviométriques positifs. Ceci est caractéristique de pluies annuelles supérieures à la moyenne interannuelle du fait d'un régime pluviométrique excédentaire pendant cette période. Pour la séquence 1976-1994, près de 90% des années concernées correspondent à des indices pluviométriques et hydrométriques négatifs traduisant un régime pluviométrique déficitaire. Un retour aux années excédentaires a lieu après cette

séquence déficitaire jusqu'en 1998. A partir de 98, on enregistre une alternance d'indices positifs et négatifs.

Par conséquent, le régime hydrologique du bassin de l'oued Mina est directement influencé par celui des précipitations mais subit aussi, avec un effet retard, l'incidence du cumul de déficits pluviométriques répétés.

Un caractère excédentaire des pluies depuis 1968 jusqu'au milieu des années 70. Cependant, certains épisodes à la baisse sont enregistrés durant la fin des années 60 et le début des années 70.

Depuis les années 80 jusqu'à nos jours, cette zone a connu l'une des périodes les plus déficitaire en intensité et en persistance. On constate donc que la variation des pluies traduit bien l'évolution et changement du régime pluviométrique dans cette zone. Mais la sécheresse observée durant ces dernières décennies est principalement due à la baisse des pluies.

3- Cette troisième partie a été consacrée à l'étude du transport solide en suspension.

L'analyse de l'évolution des concentrations en suspension en fonction des débits liquide durant les crues des cinq sous bassins versants de l'oued Mina a fait montrer trois (03) modèles de courbe (dans le sens d'une aiguille d'une montre 'clockwise loop », dans le sens contraire d'une aiguille d'une montre « counterclockwise loop » et forme de huit). Les modèles des classes II et V sont les plus fréquents, traduisant ainsi une forte disponibilité des sédiments après une saison sèche où le sol est particulièrement fragilisé et l'apparition des concentrations en suspension se pointer avant le débit de pointe. Nous ne pouvons pas négliger le modèle de la classe III qui s'impose également. Il reflète un approvisionnement en sédiments même pendant la décrue.

Ces études, bien que sur du long terme, montrent la nécessité d'acquérir des données supplémentaires, continues et précises, pour permettre une meilleure compréhension des cycles d'apport de MES et pouvoir modéliser finement les relations concentrations en $MES = f(Q)$. Les transports en suspension de l'oued Mina et de ses affluents présentent des variations spatio-temporelles considérables. Elles seraient dues au régime pluviométrique, au couvert végétal et à la lithologie. En général, les variations saisonnières des apports solides suivent celles des apports liquides. Les valeurs maximales des apports solides, pour l'ensemble des sous bassins, sont observées en début d'automne et à la fin du printemps, cette variabilité s'explique par la variation du couvert végétal (sols nus) durant l'année et à la nature agressive des pluies d'automne (fortes intensités). Ces deux facteurs permettent aux premières crues d'automne de transporter des quantités importantes de sédiments (Plus de 80%) après une longue saison sèche caractérisée par de fortes températures et par la destruction des agrégats du sol.

Enfin, les phénomènes érosifs, conditionnés par les crues, leurs impacts notamment sur les barrages peuvent être considérable. Une bonne gestion de ces réservoirs au cours des crues et une mise en place de dispositifs pour empêcher ces sédiments de s'accumuler s'avère indispensable pour limiter l'alluvionnement très rapide.

Tout au long de ce travail, nous avons essayé d'exploiter le maximum de données d'observations et de bibliographique. Des lacunes existent, nous en sommes conscients. Beaucoup d'efforts et de progrès ont été accomplis dans ce domaine en Algérie. Une méthodologie de travail existe.

Nous pensons que les résultats obtenus, doivent être améliorés en augmentant la taille des séries de données disponibles et au fur et à mesure que de nouvelles techniques de mesure et d'analyse apparaissent. Nous recommandons :

- D'étudier le processus d'épuisement des sédiments, à la condition qu'un grand nombre de données concernant les surfaces ou états de sol soient disponibles (donc implantation de bassins expérimentaux et disponibilité d'images satellisables).
- Déterminer les formes d'érosion dominantes dans ce bassin.
Détermination des taux d'érosion des berges, car les flux annuels de sédiments en suspension arrivant à l'exutoire du bassin de l'oued Mina, n'ont, pour l'heure, pas été quantifiés.
- Une estimation du transport solide total par la mesure du charriage.
- Un effort supplémentaire doit être fait en matière de qualité des données par l'utilisation d'échantillonneurs automatiques et l'emploi de la méthode d'exploration du champ de vitesses.

De manière globale, cette thèse s'inscrit dans une démarche de recherche à long terme. En effet, la crédibilité des résultats obtenus ne sera concrétisée que par la continuité de la recherche dans le cadre du projet « Grands *fleuves Maghreb* dont l'Oued Cheliff »

En outre, il nous semble très important de souligner les perspectives de notre recherche qui vont permettre de poursuivre les travaux par des chercheurs et utiliser les résultats obtenus dans des cours et conférences aux étudiants de deuxième et troisième cycle.

Références bibliographiques

A.N.R.H., 1993. Carte Pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle 1/500000. Agence Nationale des Ressources Hydriques. Ministère de l'Équipement. Ed. I.N Alger.

A.N.R.H, 2010. Les changements climatiques et leur impact sur les ressources en eau en Algérie. Assises Nationales sur l'Eau. ANRH. Alger, 41 p.

Achite, M., 1999. Analyse multivariée de la variable "transport solide". Cas du bassin versant de l'Oued Mina. Mémoire de Magister, Ecole Nationale Supérieure de l'Hydraulique, Blida, Algérie.

Achite, M., 2002. Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina (Nord ouest algérien). Watmed, Tunisia. 10-13 oct. vol2, pp 894-899.

Achite, M., Meddi, M., 2004. Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). Sècheresse 15 (4), pp 367–373.

Achite M. et Meddi M., 2005. Variabilité spatiotemporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'Oued Mina (nord-ouest algérien). Rev. Sci. Eau, 18, pp 37–56.

Achite M. and Ouillon S., 2007. Suspended sediment transport in a semi arid water-shed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). J. Hydrol, 343, pp 187–202.

Agoumi, A., 2003. Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques. Institut international du développement durable. Winnipeg (Manitoba), Canada.

Albergel, J., Zante P., Collinet J., Attia R., Merzouk A. (2008) - Ravinement et bilan hydro-sédimentaire des lacs de retenue collinaires au Maghreb. *In : Efficacité de la GCES en milieux semi-arides*, É. Roose, J. Albergel, G. De Noni, A. Laouina et M. Sabir édit., Édit. AUF-IRD-ENFI, Paris, pp 378-384.

Alpert, P., Ben-Gai, T., Bahard, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., Manes, A., 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. Geophys. Res. Lett., 29(11), pp 31-1-31-4.

Ambroise, B., 1998. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant – processus, facteurs et modèles. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne. Edition *H*G*A*, Bucarest.

Arabi, M., Roose, E, Kouldri, F., 1989. Influence de quatre systèmes de production en région méditerranéenne de moyenne montagne algérienne. Bull. Réseau Erosion, ORSTOM, Montpellier N° 9, pp 39-51.

Ardoin-Bardin, S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat en Sciences de l'Eau. Université Montpellier II.

Arnborg, L., Walker, H. J., Peipo, J., 1967. Suspended load in the Colville River, Alaska. Geogr. Ann. 49 A, pp 131-144.

Asselman, N.E.M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. Journal of Hydrology N° 234, pp 228-248.

Axelsson, V., 1967. The Laitaure Delta. A study of deltaic morphology and processes. Geogr. Ann. 49A, pp 1-127.

Bekoussa, B., Meddi, M., Jourde, H., 2008. Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi aride : le cas de la plaine de Ghriss (Nord Ouest algérien). Sècheresse, vol. 19, n°3, pp 173-184.

Benkhadra, H., 1997. Battance, ruissellement et érosion diffuse sur les sols limoneux cultivés-Déterminisme et transfert d'échelle de la parcelle au petit bassin versant. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans (France).

Benkhaled, A., Remini, B., 2002. Variabilité de la concentration en sédiments dans le bassin d'oued Ouahrane. Colloque International sur l'eau, Chlef, 5-6 Février.

Benkhaled, A., Remini, B., 2003. Analysis of a sediment rating curve in Wahrane river basin (Algeria). Revue des Sciences de l'Eau N° 16/3. pp 333-356

Benkhaled, A., Remini, B., 2003. Influence des paramètres hydrométéorologiques sur l'estimation des apports solides dans un bassin versant de zone semi aride. L'oued Ouahrane. Colloque International Oasis, Eau et Population. Biskra. 22-23 et 24 Septembre.

Benkhaled, A., Remini, B., 2003. Temporal variability of sediment concentration and hysteresis phenomena in the Wadi Wahrane basin. Algeria. Hydrological Sciences Journal. N° 48(2), pp 243-255

Benkhaled, A., Remini, B., Mehaiguen, M., 2004. Influence of antecedent precipitation index on the hydrograph shape. Case of Ouahrane river basin. Algeria Proceedings of British Hydrological Society International Conference Imperial College 12-16 July 2004 London pp 81-87.

Benett, J.B., Sabol, G.V., 1973. Investigation of sediment transport curves constructed using periodic and aperiodic samples. In: Proceedings of the IAHR Symposium on River Mechanics, Vol. 2, 9-12 January 1973, Bangkok, Thailand, pp. 49-60.

Bergaoui, M., Camus, H., Nouvelot, J.F., 1998. Essai de modélisation du transport solide sur les micro bassins versants de Tebaga (Tunisie centrale). Sècheresse. Volume 9. N° 1, pp 51-57.

Beschta, R.L., 1978. Long-term patterns of sediment production following road construction and logging in the Oregon coast range. Water Resour. Res. N° 14(6), pp 1011-1016.

Bobee, B., El Adlouni, S., Hamdi, Y., Mario, H., Fortin, V., 2008. HYFRAN – PLUS 1.2 INRS-Eau with collaboration of Hydro- Québec Hydraulic Service (Department Hydrology) in the framework of Hydro-Québec/CRSNG statistical hydrology Chair.

Bogardi, J.L., 1974. Sediment transport in alluvial streams. International courses in Hydrology. Budapest, Academiai Kiado Press. 812 p.

Boiffin N. J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse Paris.

Bolinne, A., 1982. Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en moyenne Belgique. Thèse Doctorat Sciences Géographiques. Liege.

Booij, M.J., 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. 303(1-4): 176.

Bouanani A., Mania J., Bensalah M., Baba Hamed K., 2004. Le comportement d'un système hydrologique en climat méditerranéen par l'analyse corrélatoire et spectrale des débits et des pluies : cas de trois sous- bassins sud méditerranéens (oueds Sebdou, Mouilah et Isser – Tafna- NW Algérie). *Revue Science de l'eau* 2005 ; 18 : 215-24.

Bouchelkia M, Belarbi F et Remini B., (2011). Quantification du transport solide en suspension par analyse statistique : Cas du bassin versant de Mouilah. *Revue Scientifique et Technique. LJTE n°19.* Décembre 2011.

Boulaine, J., 1956. Etude des sols de la plaine du Chélif.

Boulvain, F., 2004. Une introduction aux processus sédimentaires. Cours on line Université de Liège. 63 p.

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. *Bulletin ORSTOM*, 17, pp :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, pp 5-11.

Bradu, D., Mundlak, Y., 1970. Estimation in lognormal linear models: *J. Am. Stat. Assoc.*, vol. 65, N° 329, pp 198-211.

Briquet, J.P., Mahé, G., Bamba, F., Diarra, M., Mahieux, A., Des Tureaux, T., Orange, D., Picouet, C., Olivry, J.C., 1997. Erosion et transport particulaire par le Niger : du bassin supérieur à l'exutoire du delta intérieur (bilan de cinq années d'observations). *IAHS Publ. n°246, Regional Hydrology: concepts and models for sustainable water resource management, Proceedings of IIIrd International Conference on FRIEND'97, Postojna, Slovenia*, pp 335-346.

Bruk, S., 1986. Méthodes de calcul de la sédimentation dans les lacs et les réservoirs. Rapport Unesco. Projet PHI. II. Paris. 227 p.

Bruk, S., Miloradov, V., Milisic, V., 1981. Discussion of sedimentation in Iron Gates Reservoir on the Danube. *journal of Hydraulics.ASCE.* vol 107, N° HY 12, pp 1746-1749.

Brunet-Moret, Y., 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, vol.XVI, 3-4, pp 147-170.

Campbell, F.B., Bauder ,H. A., 1940. A rating-curve method for determining silt discharge of streams, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, N° 21, pp 603-607.

Cans, R., 1994. La bataille de l'Eau. *Le Monde* (ed.), Paris, 219 p.

- Chibbani R, Belaidi S., 1997.** Étude de la dynamique du ravinement sur deux couples de ravines expérimentales près de Tlemcen. *Bull Réseau Erosion* 1997 ; 17 : pp 152-60.
- Chibbani R., Djilli K., Roose E., 1999.** Étude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bull. ORSTOM, Rés. Eros.*, 19, pp 85-95.
- Cohn, T.A., 1995.** Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers. *Rev. Geophys.* N° 33 suppl July, pp 1117-1130.
- Cohn, T.A., De Long, L.L., Gilroy, E. J., Hirsh, R.M., Well, D.K., 1989.** Estimating constituent loads. *Water Resources Res.* N° 25, pp 937-942.
- Cohn, T.A., Gilroy, E.J., 1991.** Estimating loads from periodic records: U.S. Geological Survey Branch of Systems Analysis Technical Memo 91.01. 81 p.
- Cohn, T.A., Caulder, D.L., Gilroy, E.J., Zynjuk, L.D., Summers, R.M., 1992.** The validity of a simple statistical model for estimating fluvial constituent loads: An empirical study involving nutrient loads entering Chesapeake Bay. *Water Resources Research* N°28, pp 2353-2363.
- Colby, B.R., 1956.** The relationship of sediment discharge to streamflow. U. S. Geological Survey Open File Report.
- Conway, D.P., Persechino, A., Ardoin-Bardin, S., Hamandawana, H., Dieulin, C., Mahé, G. 2009.** Rainfall and river flow variability in sub-Saharan Africa during the 20th century. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 1, pp 41-59.
- Cossandy C., 1984.** Recherche sur le bilan de l'eau dans l'ouest du massif Américain. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris IV, 1984.
- Coynel A., 2005.** Érosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour- Garonne. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1.
- Crawford, C.G., 1991.** Estimation of suspended-sediment rating curves and mean suspended-sediment loads. *Journal of Hydrology* N° 129, pp 331-348.
- Deguen, S., 1998.** Méthode de multivariées la régression linéaire multiple. *Sang Thrombose*, volume 10, numéro 9.586-90 novembre 1998. Note méthodologique.
- Demmak, A., 1982.** Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Thèse de docteur-ingénieur, Paris.
- Demmak, A., Ouaar, M., Guedjtal, A., 1991.** Quantification de l'érosion l'exutoire de micro-bassins en zone semi-aride. *Seminaire Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride.* Ed John Libbey. Paris, pp 179-188
- Diallo, D., 2000.** Erosion des sols en zone soudanienne du Mali: transfert des matériaux érodés dans le bassin versant de Djitiko (Haut Niger). Université Joseph Fourier; IRD, Grenoble I, France.

Dickenson, W.T., 1981. Accuracy and precision of suspended sediment loads. in *Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium, June 1981)*. IAHS Publication N° 133, pp 195-202

Dolan, D.M., Yui, A.K., Geist, R.D., 1981. Evaluation of river load estimation methods for total phosphorus. *J. Great Lakes Research* N° 7, pp 207-214.

Duan, N., 1983. Smearing estimate : a nonparametric retransformation method: *Journal of the American Statistical Association*, N° 78. 383, pp 605-610

Dubreuil, P., Guiscafre, J., 1971. La planification du réseau hydrométrique minimal. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, vol. VIII, n°2, pp 3-38.

Dupont, J.P., Guezennec, L., 2001. Matériaux fins : le cheminement des particules en suspension. *Rapport Ifremer*. France, 43 p.

El Adlouni, S., Bobée, B., Ouarda, T.B.M.J, 2008. On the tails of extreme event distributions in Hydrology. *Journal of Hydrology*.

Emmett, W.W., 1980. A field calibration of the sediment trapping characteristics of the Helley-Smith bed load sampler. *U.S. Geological Survey*. Prof paper. 1139.

Etchanchu D., Probst J.L. 1986. Erosion 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, *C.R Acad. SCI. Paris, série II*, 30, 17, pp 1063-1068.

Fenn, C.R., Gurnell, A.M., Beecroft, I.R., 1985. An evaluation of the use of suspended sediment rating curves for the prediction of suspended sediment concentration in a proglacial stream. *Geografiska Annaler*. N° 67 A, pp 71-82.

Ferguson, R.I., 1986. River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research* N° 22, pp 74-76.

Ferguson, R.I., 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surf Processes and Landforms*. N° 12, pp 95-104

Frecaut, R., 1964. Les transports solides des cours d'eau et leur signification morphologique. *Revue Geogr Est* N° 4, pp 447-458.

Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., Villeneuve, J.P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *J. Hydrol.*, 286, pp 135–154.

Gessler, J., 1971. Aggradation and degradation in *Rivers Mechanics* by Shen. Vol 1. Colorado University.

Ghorbel, A. et J. Claude 1977. Mesure de l'envasement dans les retenues de sept barrages en Tunisie : estimation des transports solides. Dans : *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters*. IAHS Pub., 122, pp 219-232.

Ghenim A., 2001. Contribution à l'étude des écoulements liquides et des dégradations du bassin versant de la Tafna : cas de oued Isser, oued Mouilah et la Haute Tafna. Thèse de magister, université de Tlemcen, Algérie.

Giddings L, Soto M, Rutherford BM, Maarouf A. 2005. Standardized Precipitation Index Zones for México . *Atmosfera Vol. 18*, pp 33-56. ISSN: 0187-6236

Glysson, G.D., 1989. Sediment transport curves. US Geol. Surv. Open File Rep. N° 87-218, 47 pp.

Godefroy, N., Haaser, F., Henniaux, S., Mosser, N., Stern, O., Vogel, N., 2001. Contribution du deuxième groupe de travail au troisième rapport de synthèse de l'IPCC. Chapitre 4 : Hydrology and water resources.

Gomer, D., 1994. Ecoulement et érosion dans les petits bassins versants à sols marneux sous climat semi-méditerranéen. Coopération technique Algéro-allemande. GTZ-ANRH, Allemagne.

Gomer, D. Smati, A., 1991. Quantification et modélisation du débit liquide et solide des micros bassins de l'oued Mina. Colloque érosion. Alger

Goodess, C.M., Jones, P.D., 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *Int. J. Climatol.* **24**, pp 759–776.

Gordova, J.R., Gonzalez, M., 1997. Sediment yield estimation in small watersheds based on streamflow and suspended sediment discharge measurements. *Soil Technology.* N° 11, pp 57-65.

Graf, W., Pazis, A., 1977. Les phénomènes de déposition et d'érosion dans un canal alluvionnaire. *Journal of hydraulic research.* Vol 15 N° 2.

Greco, J., 1966. L'érosion, la défense et la restauration des sols, le reboisement en Algérie. Ministère de l'Agriculture et de la Réforme Agraire. Alger.

Gresillon, J.M., Reeb J., 1981. Éléments pour l'appréciation des dépôts solides dans les barrages de Haute-Volta. Contribution à l'étude des petits barrages. Bulletin technique n° 5 de l'École Inter-États de l'Équipement Rural, EIER, Ouagadougou, Burkina Faso, 6 p.

GTZ im TZ-Verlag, 1996. L'Aménagement des Zones Marneuses dans les bassins versant des montagnes de l'atlas Tellien semi-aride. TZ Verlagsgesellschaft, numéro 256, Rbdorf, RFA.

Guezennec, L., 1997. Hydrodynamique et transport en suspension du matériel particulaire dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine. Thèse Université de Rouen.

Guilcher, P., 1979. Précis d'Hydrologie marine et continentale. Masson et Cie. 344 p

Guy, H.P., 1964. An analysis of some stormperiod variables affecting stream sediment transport: U.S. Geological Survey, Professional Paper 462-E. 46 p.

Guy, H.P., 1966. System for monitoring fluvial system U.S. Geological Survey Water-Supply paper 1822, pp 84-88

Guy, H.P., 1978. National Handbook of recommended methods for water data acquisition. U.S. Geological Survey

Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., 2013. Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'oued Mina (Nord Ouest d'Algérie). *Revue des Sciences de l'Eau*, 26, 1, pp 33-38.

Hansen, B., Schjønning, P., Sibbesen, E., 1999. Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. *Soil and Tillage Research*, 52, pp 103-111.

Heusch, B. 1970. L'érosion du Pré-Rif occidental : une étude quantitative de l'érosion hydrique dans les collines marneuses du Pré-Rif occidental. *Ann. Rech.s For. Maroc*, 12, pp 9-176.

Heusch, B., Millies-La Croix, A., 1971. Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mines et Géologie (Rabat)*, 33, pp 21-39.

Heusch, B., 1982. Étude de l'érosion et des transports solides en zone semi-aride. Recherche bibliographique sur l'Afrique du Nord. Projet RAB/80/04/PNUD.

Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, W.E. and Lull, H.W., editors, *Forest hydrology*, New York: Pergamon Press, 33, pp 288—293

Hiez, G., 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 14 (2), pp 129-172.

Hiez, G., Cochonneau, G., Sechet, P., Medeiros Fernandes, U., 1992- Application de la méthode du vecteur régional à l'analyse de la pluviométrie annuelle du bassin Amazonien. *Veille Climatique Satellitaire (Ed. ORSTOM/Météo France)*, 43, pp 39-52.

Hiromu O., Tetuaki N., Takashi I. et Tadao Y. (2002). Effect of previous flood on suspended sediment transport during rainstorm runoff. 12th ISCO conference, Beijing.

Hjulstrom, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris: Upsala. Sweden, Geological Institute of Upsala Bulletin. vol. XXV.

Horowitz, J.A., 2002. The use of rating (transport) curves to predict suspended sediment transport concentration : a matter of temporal resolution. *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop*, April 30 - May 2. 2002. Reno. Nevada.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions American*

Hubert, P. Carbonnel, J.P., 1987. Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'ouest. *Hydrol.* 95, pp 165-183.

Hubert, P., Carbonnel, J.P., Chaouche, A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, vol.110, pp 349- 367.

HYDRACCESS: <http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess.htm>. Version 4.3

Jacques, G., 1996. Le cycle de l'eau. ed. Hachette, 157 p.

Jansson, M.B., 1996. Estimating a sediment rating curve of the Reventazon river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology* 183, pp 227–41.

Kao, S.J., Liu, K.K. 2001. Estimating the Suspended Sediment Load by Using the Historical Hydrometric Record from the Lanyang-Hsi Watershed. *TAO*. Vol. 12. No. 2, pp 401-414

Kassoul, M., Abdelkader, A., Belorgey, M., 1997. Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Revue des Sciences de l'Eau* 10 : 339-58.

Kattan, Z., Gac, J.Y., Probst, J.L., 1987. Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin. *Journal of Hydrology*. N° 92, pp 59-76.

Khanchoul, K., 2007. Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants du Nord-Est algérien. Unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Annaba, Algeria.

KHRONOSTAT, 1998. Logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques. IRD ex : ORSTOM Ed. Paris. <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article239>

Kingumbi, A., 2006. Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguelli en Tunisie Centrale. Thèse de Doctorat, Université de Tunis El Manar.

Klemes, V., 1986. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrological Sciences Journal*,31(1), pp 13-24.

Klemm, W., 1986. Rapport de mission. Projet Oued Mina, Rapport interne, GTZ, Allemagne.

Koch, R.W., Smillie, G.M., 1986. Bias in hydrologic prediction using log-transformed models. *Water Resources. Bulletin* N° 22(5), pp 717-723.

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. Thèse, Louis Pasteur Université, Strasbourg, France.

Kouri, L., Vogt, H., 1996. Détermination de la sensibilité des terrains marneux au ravinement au moyen de système d'information géographique. B.V de l'oued Mina ; Tell Oranais Algérie. *Bulletin - Réseau Erosion*, 1996, (16), pp 412-438. .

L'Hote, Y., Mahé, G., Some, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a sahelian rainfall index from 1896 to 2000: the drought continues. *Hydrological Sciences* 47(4): pp 563-572.

L'Hôte Y., *Historique du concept de cycle de l'eau et des premières mesures hydrologiques en Europe*, Hydrologie Continentale, vol. 5, n° 1, 1985, pp. 13-27, N° ISSN 0246-1528.

Laborde J.P., Goubesville P., Assaba M., Demmak A., Belhouli, L., 2010. Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria ; *Current Science*, 98, 8., April.

Lahlou, A., 1990. Modèles de prédiction de la sédimentation des retenues de barrages des pays du Grand Maghreb. Atelier International UNESCO-AISH-ENIT sur l'Application des modèles mathématiques à l'évaluation des modifications de la qualité des eaux. Tunis. 312-324.

Lahlou, A., 2002. Nécessité d'une gestion appropriée du bipole eaux-sédiments en Afrique du Nord. Colloque International sur l'eau Chlef 05-05 Fév. 2002.

Laouina, A., 1998. L'érosion en milieu méditerranéen : une crise environnementale ? Mise au point sur l'érosion des sols à travers l'exemple des versants des collines et des montagnes du nord du Maroc. Actes du 2^{ème} Cong. Géogr. Africains. Rabat- Agadir, pp. 191-219.

Laouina, A., Chaker, M., Naciri, R. et Nafaa, R., 1993: L'érosion anthropique en pays méditerranéen. Le cas du Maroc septentrional. *Bull. Ass. Géogr Français*, Paris, pp. 383-398.

Larras, J., 1977. Fleuves et rivières non aménagées. Edition Eyrolles. Paris 177 p

Léopold, L.B, Wolman, M.G. et Miller, J.P., 1964. Fluvial processes in geomorphology, San Francisco.

Le Bissonnais, Y., Bruand, A., Jamagne, M., 1988. Laboratory experimental study of soil crusting : relation between aggregate breakdown and crust structure. *Catena*, n° 16, p. pp 377-392.

Le Bissonnais, Y., Singer, M. J., 1992. Crusting, runoff and erosion response to soil water content and successive rainfall events. *Soil Science Society of America Journal*, n° 56, p. pp 1898-1903.

Lienou, G., 2007. Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et le transport des matières en suspension de quelques bassins-versants représentatifs des unités climatiques au Cameroun. Thèse de doctorat PhD, université de Yaoundé I.

Liéno, G., Sighomnou, D., Sigha Nkamdjou, L., Mahé, G., Ekodeck, G.E., Tchoua, F. (2003). Système hydrologique du Yaéré (Extrême-Nord Cameroun), changements climatiques et actions anthropiques : conséquences sur le bilan des transferts superficiels. In : *Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions. Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003* (ed. by Servat E., Najem w., Leduc C., Shakeel A.), pp 215-222, IAHS publ. 278.

Lienou, G., Mahé, G., Olivry, J.C., Naah, E., Servat, E., Sigha-Nkamdjou, L., Sighomnou, D., Ndam Ngoupayou, J., Ekodeck, G.E., Paturol J.E., 2005. Régimes des flux de matières solides en suspension au Cameroun : revue et synthèse à l'échelle des principaux écosystèmes ; diversité climatique et actions anthropiques. *Hydrol Sci J*, 50, 111-23.

Liéno, G., Mahé, G., Paturel, J.E., Servat E., Ekodeck, G.E., Tchoua, F., 2009. Variabilité climatique et transport de matières en suspension sur le bassin de Mayo-Tsanaga (Extrême-Nord Cameroun). *Sécheresse*; 20, 1, pp 139-144.

Lienou, G., Mahé, G., Servat, E., Tegofack, R., Sahagu, J., Nwalal, J., Issa, Olivry, J.C., Ecodeck, G.E., 2005. Transport de matières en suspension au Cameroun dans un contexte hydroclimatique déficitaire. In: *Sediment Budgets I*, Walling DE, Horwitz AJ, (eds.), IAHS Publ. 291, pp 161-171.

Lienou, G., Mahé, G., Paturel, J.E., Servat, E., Sighomnou, D., Ecodeck, G.E., Dezetter, A., Dieulin, C., 2008. Changements des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise : un impact du changement climatique en Afrique équatoriale ? *Hydrological Sciences Journal*, 53, 4, 789-801.

Linsley, K.R., Franzini, J.B., 1992. Sediment transport by streams. In *Water resources engineering*, Mc Graw Hill [Ed], pp 196-199.

Linsley, K.R., Kohler, A.M., Paulhus, H.L.J., 1982. Erosion, Sedimentation, and the River Basin. In *Hydrology for engineers*. Mc Graw Hill [Ed], pp 328-331.

Lloyd-Hughes, and. Saunders, M.A. 2002. A Drought climatology for Europe. *International journal of climatology Int. J. Climatol.* 22: pp 1571–1592 (2002).

Lubes, H., Masson, J.M., Servat, E., Paturel, J.E., Kouame, B., Boyer, J.F., 1994. ICCARE : rapport no 3 : caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques : étude bibliographique. Montpellier : IRD ex : ORSTOM, 22 p.

Ludwing, W., Probst, J.L., 1998- River sediment discharge to the oceans : present-day controls and global budgets. *Am. Journ. Sci.*, 298, pp 265-295.

Mahé, G., 1995. Modulation annuelle et fluctuations interannuelles des précipitations sur le bassin versant du Congo. In : Boulègue J. & Olivry J.C. (Eds.) : *Actes du Colloque PEGI Grands Bassins Fluviaux Péri-Atlantiques : Congo, Niger, Amazone*, INSU, CNRS, ORSTOM, 22-24 nov. 1993, Paris, pp 13-26.

Mahé, G., L'Hote, Y., Olivry, J.C., Wotling, G., 2001. Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa – 1951-1989. *Hydrological Sciences Journal*, 46, 2, pp 211-226.

Mahé, G., Singla, S., Driouech, F., Khomsi, K., 2011. Analyse de la persistance de ruptures dans des séries pluviométriques au Maroc en fonction de l'échelle spatiale et de la reconstitution des données. 4eme Colloque international des ressources en eau, Algérie 22-23 février 2011.

Mahieddine, M., 1997. Quantification et variabilité parcellaire sous simulation de pluie dans le bassin versant de l'Oued Mina. Mémoire de Magister, Ecole Nationale Supérieure des Sciences Agronomiques, Alger.

Mahmood, K., 1987. Reservoir sedimentation: impact, extent, mitigation. World Bank Technical Paper no. 71. Washington DC, USA.

Mano, V. 2008. Processus fondamentaux conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues - optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique – Thèse de doctorat. Université Joseph-Fourier – Grenoble

Mano V., Moatar F., Coynel A., Etcheber H., Ludwig W., Meybeck M., Nemery J., Poirel A., Blanc G. et Schafer J. (2005). Space and time variability of suspended particulate matter (SPM) transport in 32 French Rivers (100 to 100 000 km² ; daily to yearly). In Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (Poster Report Booklet), ICCE IAHS International Symposium, Dundee, Scotland, pp. 29–37.

Mc Kee T.B, Doesken N.J, Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scale. Report of the eighth Conference on Applied Climatology. Anaheim (California), 6 p.

Meddi, M., 1992. Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin-versant de l'Oued Mina (Algérie). Thèse de doctorat Uniq, université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

Meddi, M, Khaldi, A, Meddi, H., 1998. Étude du transport solide dans le nord de l'Algérie. In: Summer W, Klaghofer E, Zang W, eds. Proceedings of an International Symposium held at Vienna from « Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes », 13 to 17 July 1998. IAHS publication n° 249, pp 393-397.

Meddi, H., 2001. Quantification des précipitations : application au Nord Ouest Algérien-méthodologie Pluvia. Mémoire de Magister, Centre Universitaire de Mascara.

Meddi, H., Meddi, M., 2007. Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie. Geographia Technica, n°2, pp 49-82.

Meddi, M., 2010. Impact des changements climatiques sur les débits dans le bassin Chéelif. Projet GEF/PUND 00039149.

Meddi, M., Humbert, J., 2000. Etude des potentialités de l'écoulement fluvial dans le Nord de l'Algérie en vue d'une réalimentation des aquifères. In : Eaux sauvages, eaux domestiquées, Hommage à L. DAVY, Publications de l'Université de Provence, pp 177-190.

Meddi, M., Hubert, P., 2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-ouest de l'Algérie Hydrology of die Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003). IAHS Publ. no. 278.

Meddi M, Meddi H. Sécheresse météorologique et agricole dans le nord-ouest de l'Algérie, 2002. Deuxième colloque méditerranéen sur l'eau et l'environnement, Alger.

Meddi M, Hubert P, Bendjoudi H. Évolution du régime pluviométrique du Nord-Ouest de l'Algérie, 2002. Actes du colloque international sur l'eau dans le Bassin Méditerranéen (WATMED) « Ressources et développement durable », Monastir (Tunisie).

Meddi, M., Meddi, H., Assani, Ali, A., 2010. Variabilité temporelle des précipitations dans les bassins de la Macta et la Tafna, Nord Ouest d'Algérie. Water Ressource Management, 24 (14) : pp 3817-3833.

- Megnounif, A., Terfous, A. et 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.
- Meguenni, K., Remini, B., 2008.** Evaluation du débit solide dans le bassin versant de Harreza (Algérie). *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 07, Juin 2008, pp 7-19.
- Mekerta, B., Tisot, J.P., 1993.** Etude de la sédimentation dans les retenues de barrages, propriétés mécaniques des sots fins. Communication Congrès National des Grands Barrages. Alger 24-25 Mai.
- Merzouki T., 1992.** Diagnostic de l'envasement des grands barrages marocains. Recommandations et journée d'étude sur l'érosion du sol et envasement des barrages. *Revue Marocaine Génie Civil* 1992 : 38.
- Meyer, L. D., 1965.** Mathematical relationships governing soil erosion by water. *Journal of soil and water conservation* 20 : 149-50.
- Miller, C.R., 1951.** Analysis of flow-duration sediment-rating curve method of computing sediment yield. US Bureau of Reclamation Report. Denver. CO.
- Milliman, J.D., Meade., R.H., 1983.** World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* N° 91, pp 1-21.
- Milliman, J.D., Qin, Y.S., Ren, ME., Saito, Y., 1987.** Maris influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. *Journa of Geology* N° 95, pp 751-762
- Moukhchane, M., Bouhlassa, S. et Chalouan, A., 1998:** Approche cartographique et magnétique pour l'identification des sources de sédiments: cas du bassin versant Nakhla (Rif, Maroc). *Sécheresse*, 3 (9): 227-232.
- Mossa J., Walker P.H. et Hutka J., 1979.** Raindrop-stimulated transportation in shallow water flows : an experimental study. *Sedimentary Geology* 22, pp. 165–184.
- Mounirou, L.A., 2012.** Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso : Quantification et transposition des données. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II, France.
- Musy, A., Higy, C., 1998.** *Hydrologie appliquée*, Edition H.G.A. Bucarest.
- Musy A. et Higy C., 2004.** *Hydrologie (1. Une science de la nature)*, Presses polytechniques et universitaires romandes, (21), 314 p. », *Géocarrefour*, vol. 81/1 | 2006, 72.
- Musy, A., 2001.** Cours d'hydrologie générale. Lausanne : disponible sur le site du laboratoire.
- Newman, B.D., Campbell, A.R., Wilcox, B.P., 1992.** Lateral subsurface flow pathways in a semi arid ponderosa pine hillslope. *Water Ressources Research*. N° (34) 12, pp 2541-2545.

Ntale H.K., Gan T.Y., 2003. Drought indices and their application to east Africa. *International Journal of climatology* vol. 23. pp 1335-1357

Paturel, J.E., Serval, E., Kouame, B., Lubes, H., Ouedrogo, M. Masson, J., 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea, Part 11: An integrated regional approach. *J. Hydrol.* 191, pp 16-36.

Paturel, J.E., Boubacar, I., Laaouar, A., Mahé, G., 2010. Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Hydrological Sciences Journal*, 55, 8, pp 1281-1288.

Paustian, S.J., Beschta, R.L., 1979. The suspended sediment regime of an Oregon Coast Range stream. *Water Resources Bulletin*. v. 15 N° 1, pp 144-154

Philipps, R., 2009. Analyse et validation des extrêmes et de la variabilité des températures et de la précipitation de modèle régional canadien du climat, mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en sciences de l'atmosphère.

Phillips, J.M., Webb, B., Walling, D., Leeks, G., 1999. Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes* N° 13, pp 1035-1050.

Pouquet J., 1952. Les Monts du Tessala (chaînes sud-telliennes d'Oranie). Essai morphogénétique. Thèse de Doctorat d'État, Édit. SÉDES, Paris.

Preston, S.D., V.J. Bierman Jr, Silliman, S.E., 1989. Evaluation of methods for the estimation of tributary mass loads. *Water Resources Research* N° 25, pp 1372-1389.

Probst J.L., Bazerbach A., 1989. Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, 39, 1, pp 79-98.

Probst, J.L., 1983. Hydrologie du bassin de la Garonne. Bilan de l'érosion. Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Toulouse.

Probst, J.L., Amiotte Suchet, P., 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37, 6, 12, pp 621-637.

Rackoczi, L., 1983. Relationship between variations in bed geometry and the concentration of suspended sediment. *Proceedings of the 20th congress of IMIR*. Vol 6. Moscou, pp 271-277.

Rais, S et Abidi, M., 1989. Prédiction du transport solide sur un bassin versant. Application à l'envasement d'une retenue. *La Houille Blanche*. Numéro 3-4, Juin 1989, pp. 296 – 300.

Remini, B., 2002. L'envasement des barrages et la technique de soutirage. Quelques exemples algériens. *Colloque International sur l'eau, Chlef* 5-6 Février

Remini, B., Bensafia, D., 2011. Envasement du barrage de SMBA Algérie. Comité scientifique projet SIGMED Rabat Maroc. <http://armspark.msem.univ-montp2.fr/SigMED/index.asp?menu=ComiteScientifique>.

Remy-Berzencovitch, E., 1952. In : Nouvelle méthode de calcul du débit solide des cours d'eau. *Osterreichische Wasser-Wirtschaft*, 59-66.

Riad S., Bouanani A., Mania J., Bouchaou L., Bensalah M., et 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).

Richards, R.P., 2001. Estimation of pollutant loads in rivers and streams. U.S. Environmental Protection Agency. 121P.

Richards, R.P., Holloway, J., 1987. Monte Carlo Studies of Sampling Strategies for Estimating Tributary Loads. *Water Resources Research* N° 23, pp1939- 1948.

Rieger, W.A., Olive, L.J., 1984. Channel sediment loads: comparisons and estimation. In: R.F. Warner (Editor), *Fluvial Geomorphology of Australia*, Academic Press Australia. N.S.W.

Roche, M., 1960. Hydrologie de surface. Gauthier VILLARS. Paris.430 p

Roman-Mas, A., Stogner, R.W., Doyle, U.H., Klaine, S.J., 1994. Assessment of agricultural non-point source pollution and Best Management Practices for the Beaver Creek watershed, west Tennessee. In G.L. Pederson, ed. *Proceedings, American Water Resources Association National Symposium on Water Quality*, Nashville. TN April 17-20. American Water Resources Association. Bethesda. MD.

Roose, E., 1999. Montagne méditerranéenne en Algérie. *Cahiers Sécheresse* N°. 10, pp 221-226

Roose, E., Chibbani, R., Bourougaa, L., 1999. Ravinement en Algérie. Typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Bull. ORSTOM*, Rés. Eros., 19, pp 85-95.

Rossel, F., Le Goulven, P., Cadier, E., 1997. Répartition spatiale de l'influence de l'ENSO sur les précipitations annuelles de l'Equateur. *Rev. Sci. Eau*, 12 (1), pp 183-200.

Roubinet, D., 2004. Variabilités climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest et Ouest Centrale, *Hydrosciences Montpellier*, CRNS – IRD – UM1 UMS

Ruiz Figueroa. J.F. 1983. Les micro-organisations pelliculaires superficielles formées sous pluie simulées sur des sols ferrallitiques de savane (Centre Nord de la Côte d'Ivoire. Comportement hydrodynamique et mécanique de ces pellicules de battance en relation avec la texture, la couverture du sol et la levée du riz pluvial. Thèse Paris.

Saidi, H., 2012. Impact des changements climatiques sur le régime des cours d'eau : cas de l'Oued Mina (W.Relizane). Mémoire de Magister. Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique Blida.

Sari, D., 1977. L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis. SNED. Alger.

Sauquet, E., Ribatet, M., Leblois, E., 2007. Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme (RExHySS), Département Ressources en eau, usages et risques ; Unité de Recherche Hydrologie – Hydraulique.

Sayre, W.W., Hubbell, D.W., 1963. Transport and dispersion of labeled bed material, North Loop River, Nebraska. U.S. Geological Survey, Open-file Report. 112 p.

Seltzer, P., 1946. Le climat de l'Algérie. Impr. « La Typo-litho » & J. Carbonel, 219 pages.

Smakhtin V.U., Hughes D.A., 2006. Automated estimation and analyses of meteorological drought characteristics from monthly rainfall data. *Environmental Modelling and Software* 22. pp 880-890.

Snoussi M, Jouanneau JM, Latouche C., 1990. Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (bassin du Sebou et de Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'Océan mondial. *J Africa Earth Sciences* 1990 ; 11 : pp 43-54.

Singla, S., Mahé, G., Dieulin, C., Driouech, F., Milano, M., El Guelai, F.Z., Ardoin-Bardin, S., 2010. Evolution des relations pluie-débit sur des bassins versants du Maroc. In: *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010)*, IAHS Publ. 340, pp 679-687.

SOGREAH, 1969. Etude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. Sogetha-sogreah. 11 volumes Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire. Alger

SOGREAH, 1983. Érosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. Rapport du projet RAB/80/011/PNUD.

Solter, D., 1992. Les bases de la production végétale, le sol – le climat – la plante. Tome 2; Le climat : Météorologie - Pédologie - Bioclimatologie.

Sönmez FK., Kömüscü AÜ, Erkan A, Turgu E. 2005. An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the Standardized precipitation Index. *Natural Hazards* 35: pp 243-264, DOI: 10.1007/s11069-004-5704-7 Sullivan C, Meigh J. 2005. Targeting

Taha, A., 1996. Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux infiltrées à la formation des débits de crues en zone méditerranéenne. Thèse Université Joseph Fourier.

Talia, A., Meddi, M., 2004. La pluvio- variabilité dans le Nord de l'Algérie. Actes du colloque « Terre et Eau » (Annaba, 2004), pp 477-480.

Terfous, A., Meghnounif, A., Bouanani, A., 2001. Etude du transport solide en suspension dans l'oued Mouillah (Nord Ouest Algérien). Rev. Sci. Eau, 14 : pp 173-185.

Terfous A., Megnounif, A., et BOUANANI, A., 2003. Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes algériennes : Hydrology in the mediterranean and semi-arid regions. Servat E., W. Nadjem, C. Leduc et A. Shakeel (Éditeurs). (Proc. Sympo. Montpellier, France, avril, 366-372. IAHS Pub. 278, IAHS Press, Wallingford, UK.

Thomas, R.B., 1985. Estimating total suspended sediment yield with probability sampling. Wat. Resour. Res. N° 21 (9, pp 1381-1388.

Thomas, R.B., 1988. Monitoring baseline suspended sediment in forested basins: the effects of sampling on suspended sediment rating curves. Hydrological Sciences -Journal N° 33 5, pp 499-514

Tixeront, J., 1960. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. In : IAHS Publ., 53 : pp 26-42.

Tool, A.R., 1976. Chesapeake bay radioactive tracer study. U.S Corps of Engineers miscellaneous p H-76-1.

Touaibia, B., 2000. Erosion - Transport solide – Envasement de barrage. Cas du bassin versant de la Mina dans la wilaya de Relizane. Thèse de Doctorat d'Etat en aménagement hydraulique. Institut National Agronomique. Alger.

Touaibia, B., Achite, M., 2003. Contribution à la cartographie de l'érosion spécifique du bassin versant de l'Oued Mina en zone semi-aride de l'Algérie septentrionale. Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques, 48(2) April 2003, pp 235–242.

Touaibia, B., 2004. Manuel pratique d'hydrologie, ISBN 9947-0-03367-1

Touaïbia, B., Dautrebande, S., Mostefaoui, M., 1995. Quantification de l'érosion à partir de quatre retenues collinaires dans la zone des marnes. Bassin versant de l'Oued Mina. Wilaya de Relizane. Algérie. Bulletin no. 15, Réseau Erosion, pp 408–418. ORSTOM, Montpellier, France.

Touaïbia, B., Gomer, D., Aïdaoui, A., Achite, M., 2001. Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride, de l'Algérie du Nord. Hydrol. Sci. J. 46(1), pp 41–53.

Touat, S., 1989. Contrôle de la représentativité des échantillons des transports solides en suspension. Revue Eaux et Sols d'Algérie N° 3, pp 48-54.

Touazi, M., Laborde, J.P., 2000. Cartographie des pluies annuelles en Algérie du Nord. Association Internationale de climatologie, 13, pp 192-198.

Toumi, S., Meddi, M., Mahe, G., Brou, Y.T., 2013. Application de la télédétection et des SIG à la cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina (Algérie). Journal des Sciences Hydrologiques. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2013.824088>

Vanriijn, L., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and seas. AQUA Publications. Amsterdam. 614 p

Vanoni, V.A., 1977. Erosion rates from sediment sources. In Engineering sedimentation, Manual ASCE. New York, pp 472- 480.

Vauchel, P., 2005. Hydraccess version 4.3. Aide disponible sur le logiciel.

Verhoff F.H., Melfi D.A. and Yaksich S.M., 1980. River Nutrient and Chemical Transport Estimation. *Journal of the Environmental Engineering Division*, Vol. 106, No. 3, May/June 1980, pp 591-608.

Walling, D.E., 1974. Suspended sediment and solute yield from a small catchment prior to urbanization. In : Fluvial Processes in Instrumented watersheds. Institute of British Geographers. Special Pub N° 6, pp169-192

Walling, D.E., 1977. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Res.* N° 13, pp 531-538.

Walling, D.E., 1984. The sediment yields of African rivers. I.A.H.S. Publ., Harare Symp., 144, pp 265-283.

Walling, D.E., Webb, D.W., 1981. The reliability of suspended sediment load data. Erosion and sediment transport measurement, Proceedings of the Florence Symposium, June 1981) IAHS Publ. No. 133.

Walling, D.E., Webb, D.W., 1988. The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield; some further comments. In *Sediment Budgets* (ed. Bordas, M.P., Walling, D.E.), IAHS Publication No. 174. IAHS Press. Wallingford. UK, pp 337-350

White, W.E., 1986. Problèmes d'érosion, de transport solide et de sédimentation dans les bassins versants. Rapport Unesco. Projet 5. PHI. Paris. 161 p

Wischmeier W.H. et Smith D.D. (1978) - *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning.* Édit. US Department of Agriculture, Washington, vol. 537, 58 p.

Wood P.A., 1977. Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sussex, England. *Sedimentology*, 24, pp 437-445.

Wotling, G., 1994. Analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine de 1951 à 1989, application de la méthode du vecteur régional (M.V.R.). Mémoire de DEA National d'Hydrologie. Univ. Montpellier II/IRD ex ORSTOM Montpellier, 121p.

Wotling, G., Mahé, G., L'Hote, Y., Lebarbe, L., 1995. Analyse par les vecteurs régionaux de la variabilité spatiotemporelle des précipitations annuelles liées à la Mousson africaine. *Veille Climatique Satellitaire*, ORSTOM/Météo-France 52: pp 58-73.

Wu H, Hayes MJ, Weiss A, Hu Q. 2001. An evaluation of the Standardized Precipitation Index, the China Zindex and the statistical Z-score. *International Journal of Climatology* **21**: 745-758, DOI: 10.1002/joc.658

INDEX DES AUTEURS

N ^o Ordre	Auteur	Page
01	A.N.R.H	57, 66, 76
02	Achite, M. <i>et al.</i>	15, 27, 57, 60, 115, 118, 151
03	Agoumi, A	2
04	Albergel, J. <i>et al.</i>	7
05	Alpert, P. <i>et al.</i>	96
06	Ambroise, B.	64
07	Arabi, M. <i>et al.</i>	3
08	Ardoin-Bardin, S	5
09	Arnborg, L., <i>et al.</i>	42
10	Asselman, N.E.M	31, 39, 117, 123, 124
11	Axelsson, V	40
12	Bekoussa, B <i>et al.</i>	96
13	Benkhadra, H.	7
14	Benkhaled, A <i>et al.</i>	424, 29, 118, 151, 152, 161, 163, 164
15	Benett, J.B. <i>et al.</i>	37
16	Bergaoui, M. <i>et al.</i>	155
17	Beschta, R.L	37, 40, 42
18	Bobee, B <i>et al.</i>	96
19	Bogardi, J.L	88
20	Boiffin N. J.	9
21	Bolinne, A	60
22	Booij, M.J	115
23	Bouanani A <i>et al.</i>	118, 151
24	Bouchelkia M <i>et al.</i>	118, 151
25	Boulaine, J	48, 49
26	Boulvain, F	12, 17
27	Bourouba, M	7, 15, 16
28	Bradou, D. <i>et al.</i>	31
29	Briquet <i>et al.</i>	100
30	Bruk, S. <i>et al.</i>	19, 2
31	Brunet-Moret, Y.	68, 69
32	Campbell, F.B. <i>et al.</i>	30, 31, 42
33	Cans, R.	1
34	Chibbani, R. <i>et al.</i>	8 9, 10, 13
35	Cohn, T.A <i>et al.</i>	31, 37
36	Colby, B.R	31,37 164
37	Conway, D.P. <i>et al.</i>	67
38	Cossandy C.	62
39	Coynel A.	35
40	Crawford, C.G.	30, 31
41	Deguen, S.	122
42	Demmak, A. <i>et al.</i>	2, 3, 4, 7, 19, 24, 25, 26, 29, 115, 118, 164, 169
43	Diallo, D.	2

44	Dickenson, W.T.	34
45	Dolan, D.M. <i>et al.</i>	33,34
46	Duan, N.	31,37, 135, 136, 146
47	Dubreuil, P. <i>et al.</i>	46
48	Duppont, J.P. <i>et al.</i>	4
49	El Adlouni, S. <i>et al.</i>	96
50	Emmett, W.W.	21
51	Etchanchu D. <i>et al.</i>	29, 151
52	Fenn, C.R. <i>et al.</i>	37
53	Ferguson, R.I.	29, 31, 34, 37, 117, 123, 134
54	Frecaut, R.	33
55	Gaume, E. <i>et al.</i>	23
56	Gessler, J.	45
57	Ghorbel A. <i>et al.</i>	7
58	Ghenim A.	7
59	Giddings L. <i>et al.</i>	82
60	Glysson, G.D.	31
61	Godefroy, N. <i>et al.</i>	35
62	Gomer, D <i>et al.</i>	4
63	Goodess, C.M. <i>et al.</i>	101
64	Gordova, J.R. <i>et al.</i>	29
65	Graf, W. <i>et al.</i>	14
66	Greco, J.	3
67	Gresillon, J.M. <i>et al.</i>	167
68	GTZ im TZ-Verlag	49
69	Guezennec, L.	4
70	Guilcher, P.	48
71	Guy, H.P.	21
72	Hallouz, F. <i>et al.</i>	5
73	Hansen, B. <i>et al.</i>	28
74	Heusch, B. <i>et al.</i>	7
75	Hiez, G.	67, 68
76	Hiromu O. <i>et al.</i>	36, 153
77	Hjulstrom, F.	12
78	Horowitz, J.A.	34, 36
79	Horton, R.E.	4
80	Hubert, P. <i>et al.</i>	72, 73
81	Jansson, M.B.	40, 117, 151, 163
82	Jacques, G.	1
83	Kao, S.J. <i>et al.</i>	34
84	Kassoul, M. <i>et al.</i>	167
85	Kattan, Z. <i>et al.</i>	163
86	Khanchoul, K.	162
87	Kingumbi, A.	155
88	Koch, R.W. <i>et al.</i>	34, 37
89	Kouri, L. <i>et al.</i>	27, 49, 54, 55
90	L'Hote, Y. <i>et al.</i>	67

91	Laborde J.P. <i>et al.</i>	96
92	Lahlou, A.	2, 7
93	Laouina, A. <i>et al.</i>	8
94	Larras, J	16
95	Léopold, L.B. <i>et al.</i>	154
96	Le Bissonnais, Y <i>et al.</i>	9,
97	Lienou, G <i>et al.</i>	1, 2, 155
98	Linsley, K.R. <i>et al.</i>	21
99	Lloyd-Hughes <i>et al.</i>	82
100	Lubes, H. <i>et al.</i>	72
101	Ludwing, W. <i>et al.</i>	68
102	Mahé, G. <i>et al.</i>	67, 96
103	Mahieddine, M.	54
104	Mahmood, K.	87
105	McKee T.B <i>et al.</i>	81
106	Mano, V <i>et al.</i>	117, 121
107	Meddi, M <i>et al.</i>	4, 19, 26, 45, 46, 70, 76, 80, 130, 152, 169
108	Meddi, H <i>et al.</i>	70, 76, 80
109	Meguenni, K. <i>et al.</i>	15, 118
110	Megnounif, A. <i>et al.</i>	7, 14, 115
111	Mekerta, B. <i>et al.</i>	2
112	Merzouki, T.	7
113	Meyer, L. D.	8
114	Miller, C.R.	31
115	Milliman, J.D. <i>et al.</i>	7
116	Moukhchane M. <i>et al.</i>	7
117	Mossa.J. <i>et al.</i>	115
118	Mounirou, L.A.	115
119	Musy, A. <i>et al.</i>	64
120	Newman, B.D. <i>et al.</i>	4
121	Ntale H.K. <i>et al.</i>	81
122	Paturel, J.E. <i>et al.</i>	67, 72
123	Paustian, S.J. <i>et al.</i>	40
124	Phillips, J.M. <i>et al.</i>	31, 123
125	Pouquet J.	62
126	Preston, S.D. <i>et al.</i>	34
127	Probst J.L. <i>et al.</i>	7, 13, 14, 114, 115
128	Rackoczi, L.	151
129	Rais S. <i>et al.</i>	7
130	Remini, B.	2, 7, 168
131	Remy-Berzencovitch, E.	7
132	Riad S. <i>et al.</i>	7
133	Richards, R.P <i>et al.</i>	32, 34
134	Rieger, W.A. <i>et al.</i>	37
135	Roche, M.	62
136	Roman-Mas, A. <i>et al.</i>	35
137	Roose, E. <i>et al.</i>	3

138	Rossel, F. <i>et al.</i>	68
139	Ruiz Figueroa. J.F.	9
140	Roubinet, D.	31
141	Saidi, H.	51, 117
142	Sari, D.	3
143	Sauquet, E. <i>et al.</i>	67
144	Sayre, W.W. <i>et al.</i>	22
145	Seltzer, P.	65
146	Smakhtin V.U <i>et al.</i>	81
147	Snoussi, S. <i>et al.</i>	7
148	Singla, S. <i>et al.</i>	96
149	SOGREAH	26, 7
150	Solter, D.	2
151	Sönmez FK. <i>et al.</i>	82
152	Taha, A.	4
153	Talia, A. <i>et al.</i>	70
154	Terfous, A. <i>et al.</i>	4, 7, 15, 16, 118
155	Thomas, R.B.	37
156	Tixeront, J.	7, 11
157	Tool, A.R.	22
158	Touaibia, B <i>et al.</i>	27, 45, 55, 118, 151
159	Touat, S.	24
160	Touazi, M. <i>et al.</i>	76
161	Toumi, S. <i>et al.</i>	46, 53 55
162	Vanriijn, L.	158
163	Vanoni, V.A.	166
164	Vauchel, P.	68, 69
165	Verhoff F.H. <i>et al.</i>	117
166	Walling, D.	7, 29, 31, 32, 33,34, 37, 39, 42, 114, 115, 117, 123, 124, 134, 151
167	White, W.E.	18, 31, 34
168	Wischmeier W.H. <i>et al.</i>	10, 62
169	Wood P.A.	29, 40, 41, 42, 151
170	Wotling, G <i>et al.</i>	67, 68, 69
171	Wu H. <i>et al.</i>	82

Annexes

Annexe 1

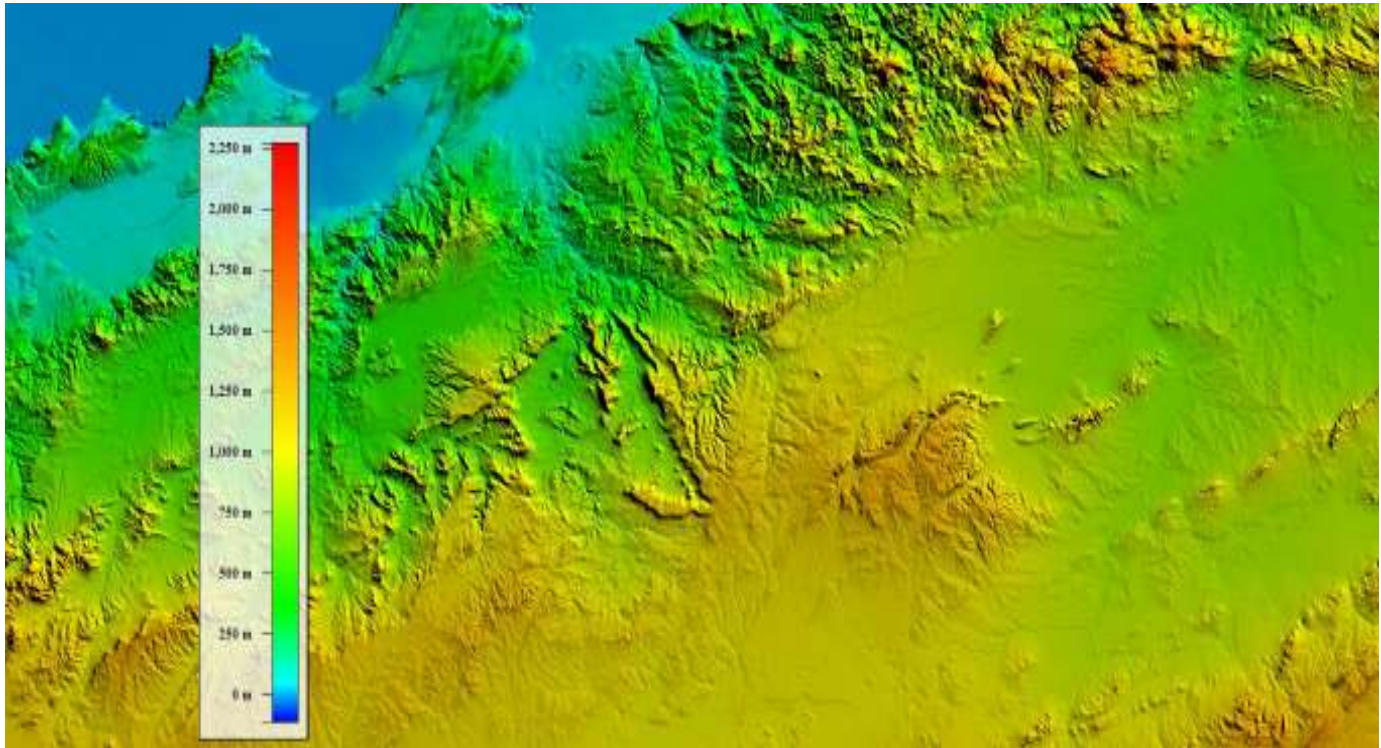


Figure 1.1 : MNT du bassin de l'Oued Mina

Annexe 2

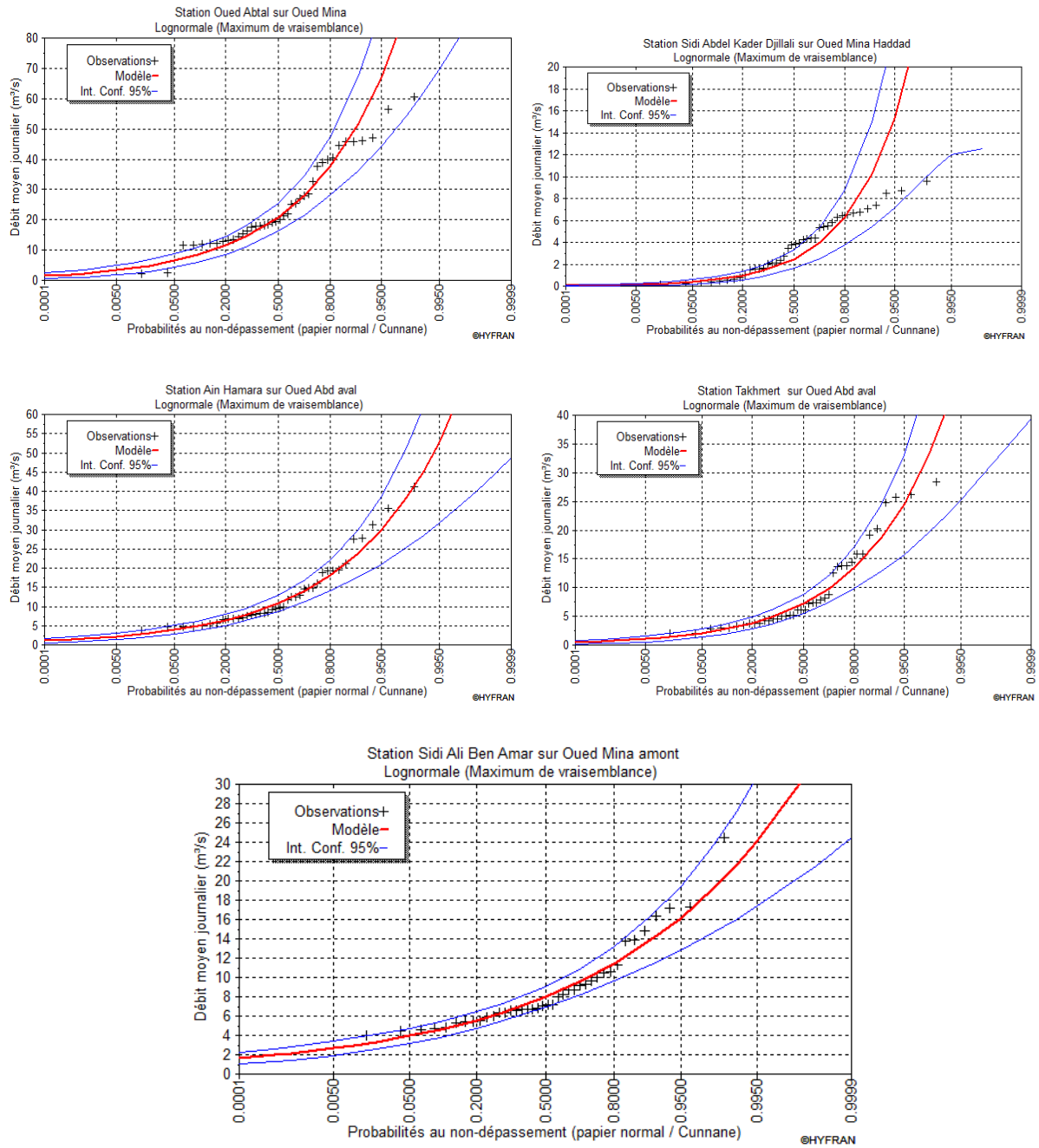


Figure. 2.1: Ajustement des débits moyens annuels à une loi log-normale

Annexe 3

Tableau 3.1 : Crues des sous bassins du bassin versant de l'oued Mina

STATION AIN HAMARA		
Crue	a	b
01/10/1976	4.151	0.459
28/10/1976	1.46	0.832
24/11/1977	1.526	0.542
31/01/1978	3.948	0.406
16/02/1979	2.336	0.516
02/03/1979	3.94	0.392
06/09/1979	2.002	0.693
25/10/1979	1.641	0.707
16/11/1979	1.094	0.566
06/03/1980	2.553	0.251
18/04/1982	3.558	0.219
23/04/1982	1.61	0.679
06/06/1982	2.541	0.53
13/11/1984	2.882	0.508
09/01/1986	1.344	0.668
09/02/1986	2.618	0.46
06/03/1986	1.01	0.58
17/02/1994	4.182	0.542
22/09/1994	3.222	0.523
28/09/1994	12	0.237
17/10/1994	1.902	0.744
03/11/1994	9.746	0.396
02/03/1995	11.76	0.316
12/03/1995	4.76	0.467
12/04/1995	11.57	0.248
05/09/1995	4.384	0.543
13/10/1995	2.184	0.566
05/12/1995	8.975	0.334
13/01/1996	1.87	0.436
07/02/1996	1.544	0.591
09/03/1996	6.901	0.353
10/09/1996	2.1	0.491
21/04/1997	2.894	0.767
17/08/1997	5.582	0.471
25/08/1997	6.341	0.462
01/03/1999	0.481	1.459
15/03/1999	3.722	0.585
28/03/1999	1.219	0.996
27/09/1999	1.73	0.756
08/10/1999	6.809	0.29
24/10/2000	1.914	0.627

STATION TAKHMERT		
12/02/1986	1.22	0.629
06/03/1986	4.16	0.292
04/10/1986	5.461	0.418
09/10/1986	2.296	0.61
15/10/1986	5.823	0.317
11/07/1987	0.303	0.484
04/10/1987	1.032	0.943
08/06/1988	2.375	0.836
03/10/1988	1.334	0.053
30/09/1989	4.939	0.212
30/04/1990	3.582	0.405
08/05/1990	1.978	0.585
14/03/1991	0.008	1.969
27/09/1994	1.313	0.639
10/09/1996	0.429	0.806
17/08/1997	1.62	0.516
16/09/1997	0.278	1.092
24/05/1998	0.0001	2.606
28/09/2000	0.966	0.923
23/10/2000	0.415	1.107
28/02/2001	2.159	0.395
30/08/2001	0.0001	2.734
06/05/2002	1.168	0.627

SAB AMAR		
Crue	a	b
01/01/1986	1.631	0.642
22/02/1986	1.916	0.396
06/03/1986	2.056	0.272
12/02/1987	0.573	0.918
03/10/1987	2.358	0.833
11/04/1989	2.84	0.691
17/06/1989	2.97	0.939
19/08/1989	3.358	0.603
02/05/1990	2.69	0.79
11/05/1990	2.091	1.048
05/10/1991	4.072	0.422
08/04/1992	1.147	0.821
05/05/1993	4.799	0.516
23/09/1993	2.492	0.597
01/12/1993	0.615	1.098
08/02/1994	8.037	0.08

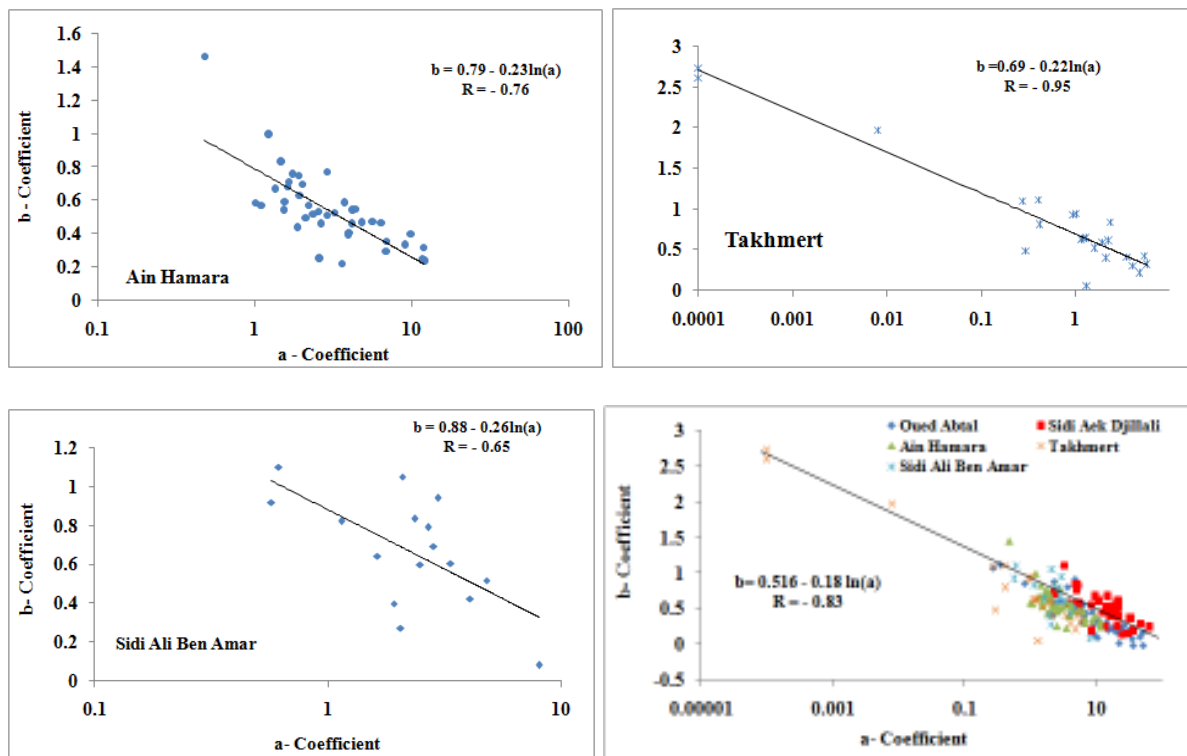


Figure 3.1. Relation entre a et b pour les différentes crues des stations étudiées.

Annexe 4

Caractéristiques générales du barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda (ESSAADA)



- Type : Homogène en terre
- Capacité : **153.710 Hm³** à la cote normale 180,00 m (NGA).
- Volume régularisable : 80 hm³.
- Longueur de la digue : 890 m.
- Largeur de la digue sur la basse : 200 m
- Largeur de la digue en crête : 10 m.
- Evacuateur de crues en rive gauche : Circulaire forme de tronc de cône, débit = 4400 m³/s.
- Vidange de fond :
 - Vidange R. gauche : 250 m³/s.
 - Vidange R. droite : 105 m³/s.
- Prise d'eau : 11 m³
- Coût de réalisation : 370.000.000,00 DA.
- Dévasement : par chasse d'eau par vidange de fond.
- --- Début de travaux : 1973.
- Mise en eau : 1978.

Hydrologie de l'Oued Mina

- Bassin versant total** : 6190 Km².
- Dont** : contrôle par le barrage BEKHADDA 1200Km².
- Apport annuel** : 100 a 300 millions de m³.
- Débit moyen annuel** : 6 m³/s.
- Fourniture régularisée** : 120 millions de m³.
- Fréquence** : dimillennale.
- Debit maximum**: 6200 m³/s.

Capacité initiale et actuelle du. Barrage S.M.BA

- Capacité initiale à la cote normale = **241,025 hm³** en 1978.
- Capacité actuelle à la cote normale = **153,710 hm³**.

Le Barrage a subi trois opérations de levées bathymétriques depuis la mise en eau. Première levée en 1986 pour un volume de vase de 16 hm³ sur la capacité initiale qui est de **241,025 hm³**. Reste = **225,580 hm³**.
Deuxième levée en **2000** pour un volume de vase de **72 hm³**. Reste = **153,710 hm³**. Troisième levée en **2003** pour un volume de vase de **72 hm³**. Reste = **153,710 hm³**.

Annexe 5

BARRAGE DE BAKHADDA

Le Barrage mixte de Bekhadda qui se situe dans la wilaya de Tiaret faisait partie du programme dit « Le programme de 1920 » avec les barrages des Béni-Bahdel, de Bou-Hanifia, de l'Oued-Fodda, du Ghrib, du Ksob, des Zardézas et de Foum-El-Gueiss qui formaient un ensemble remarquable, qui a augmenté considérablement le potentiel économique de l'Algérie grâce à la législation spéciale sur l'exploitation en vue de l'irrigation.

Le barrage de Bekhadda, sur la Mina affluent du Cheliff, est un barrage en enrochement de 45 mètres de haut. Le masque étanche d'une technique un peu plus ancienne, est en béton armé souple.

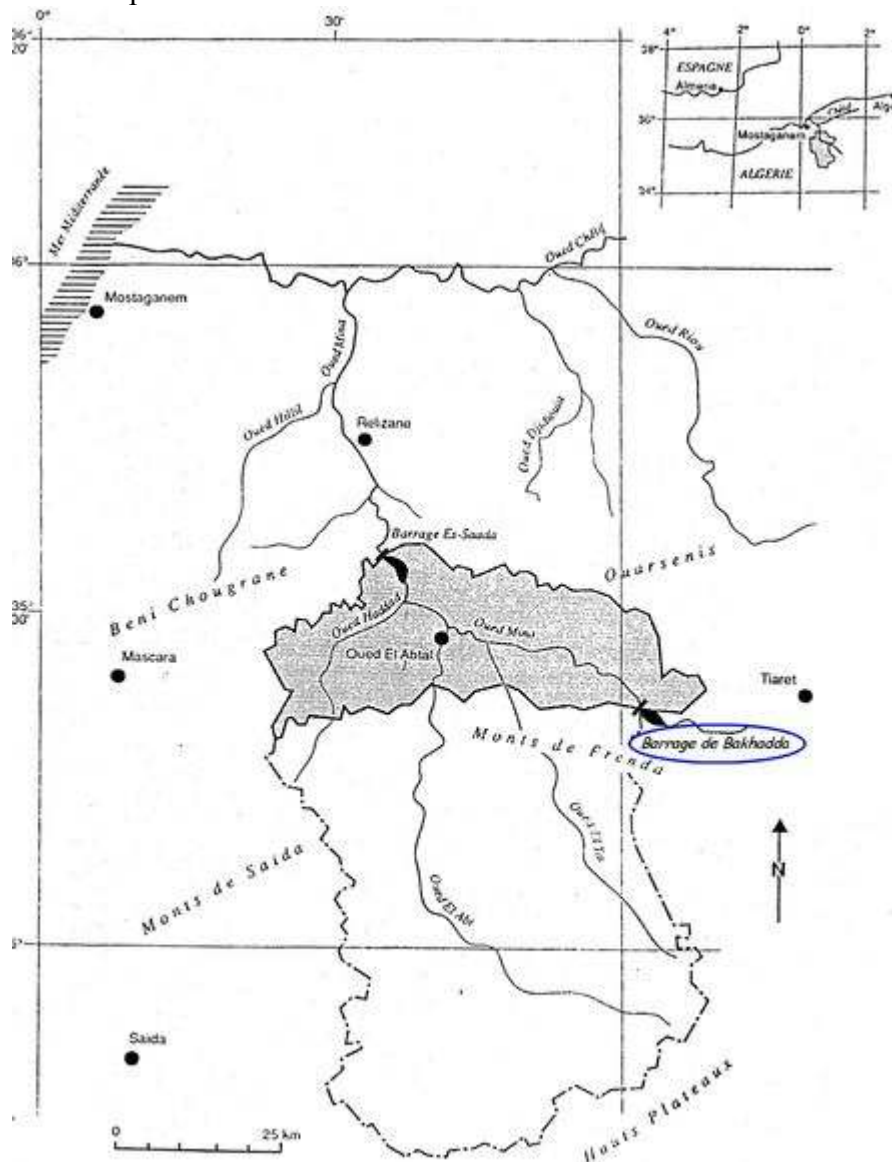


Figure 5.1 : Situation du barrage de Bekhadda



La surélévation du barrage sur la haute Mina, en 1960 fut un travail intéressant puisqu'il permis, moyennant une dépense relativement faible, d'augmenter de 14 millions de m³ la capacité de la retenue, celle-ci étant portée de 37 à 51 millions de m³.

Ainsi pouvait-on irriguer vraisemblablement 3.000 hectares supplémentaires dans le périmètre de la Mina (centré sur Relizane), tout en améliorant les irrigations existantes.

Annexe 6





Photos illustrant l'effet de l'érosion hydrique au niveau du barrage SMBA
(Clichés : Hallouz, F., 2011)