

Table des matières	2
RESUME.....	11
INTRODUCTION GENERALE.....	12
PROBLEMATIQUE DE L'EROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE.....	14
PRESENTATION ET OBJECTIFS DE L'ETUDE.....	15
PREMIERE PARTIE	
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES, GEOLOGIE ET FACTEURS CLIMATIQUES DU BASSIN VERSANT DE L' OUED BOUMESSAOU	
Chapitre I	16
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES.....	16
1.1/SITUATION GEOGRAPHIQUE	16
1.2/CARACTERISTIQUES PHYSIQUES	18
1.2.1 Surface et périmètre	18
1.2.2 Forme du bassin	19
1.2.3 Etude du relief.....	19
1.2.4 Etude du réseau hydrographique	19
1.2.5 Le couvert végétal	31
1.2.6 Conclusion.....	34
1.3/LA GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT	35
1.3.1/Introduction	35
1.3.2/Aperçu géologique de la tafna.....	35
1.3.3/Cadre Géologique Du Bassin De L'oued Boumessaoud.....	36
1.3.4 / Série stratigraphique.....	36
1.4/ CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE	40
1.5/ CONCLUSION	40
Chapitre II	41

CLIMAT DU BASSIN VERSANT DE L'OUED BOUMESSAOUD.....	41
2.1/ INTRODUCTION.....	41
2.2/ CLIMAT DE LA TAFNA.....	41
2.3/ ETUDE DES PRECIPITATIONS.....	42
2.3.1/Caractéristiques pluviométriques du bassin versant.....	42
2.3.2 / Homogénéisation des séries pluviométriques	43
2.3.3/Variations spatio-temporelles des précipitations annuelles	45
2.3.4/Variabilité mensuelle et saisonnière des précipitations.....	46
2.3.5/ Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité...49	
2.4/ ETUDE DU REGIME THERMIQUE	51
2.5 / EVAPOTRANSPIRATION ET DEFICIT D'ECOULEMENT	52
2.6 /CONCLUSION.....	53
DEUXIEME PARTIE	
HYDROLOGIE ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DU	
BASSIN VERSANT DE L' OUED BOUMESSAOUD.....	54
Chapitre III	54
FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT.....	54
3.1/ INTRODUCTION.....	54
3.2 / DEBITS MOYENS ANNUELS	55
3.2.1 / L'irrégularité interannuelle des modules	55
3.2.2 /Bilan moyen annuel de l'écoulement	57
3.3 / DEBITS MOYENS MENSUELS ET SAISONNIERS	58
3.4 / DISTRIBUTION DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS	61
3.5 / COURBE DES DEBITS CLASSES	62

3.6 / ETUDE DES CRUES	62
3.6.1/ Genèse des crues.....	62
3.6.2 / Débits extrêmes.....	63
3.6.3 / Puissance des crues.....	65
3.6.4 /Rapport débit de pointe / débit moyen journalier maximal.....	65
3.6.5 /Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles.....	65
3.6.6 /Résultats et interprétations.....	66
3.6.7/Apports de crues.....	67
3.7/ CONCLUSION	69
Chapitre IV	70
EROSION ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION	70
4.1 / INTRODUCTION	70
4.2/ GENERALITE	70
4.2.1/Principaux Agents De l'érosion Hydrique.....	71
4.2.2/Facteurs Intervenant Dans Le Processus d'altération Des Sols.....	72
4.2.3 / Formes De l'érosion Hydrique.....	75
4.3 /QUANTIFICATION DE L'EROSION HYDRIQUE	76
4.3.1/ Mesures directes.....	76
4.3.2/ Formules empiriques.....	77
4.3.3 / Analyse critique	78
4.4 /MODES DE TRANSPORT SOLIDE	79
4.4.2 / Transport solide en suspension (suspended load).....	80
4.4.1/ Transport solide par charriage (bed load).....	82
4.5 / ESTIMATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION	84
4.5.1 Bilan annuel des apports.....	84
4.5.2 /Variabilité interannuelle des apports solides et liquides	88
4.5.3/ Variation mensuelle des apports solides.....	90
4.5.4 /Variation Saisonnière des apports solides.....	94
4.6 / CONCLUSION	96

TROISIEME PARTIE

MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN VERSANT DE L' OUED BOUMESSAOUD.....97

Chapitre V97

MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION.....97

5.1 / Introduction	97
5.2 / Correlation entre debits solides et debits liquides	98
5.3 / Donnees et methodologie	98
5.4 / Relation entre le debit solide (Q_S) et le debit liquide (Q_L) de l'Oued Boumessaoud	99
5.5/ Analyse a l'echelle annuelle	102
5.6/ Analyse saisonniere	103
5.7 /Analyse a l'echelle mensuelle	105
5.7.1 / Estimation de l'apport solide à la station de Zenata.....	107
5.8 /Relation ($Q_S- Q_L$) à l'echelle des crues	107
5.9 / Perodes d'erosion actives	109
5.10/ Evolution de la concentration des sediments en suspension et des debits liquides durant les crues	112
5.9.1/ Méthodologie.....	112
5.9.2/ Application au bassin de oued boumessaoud.....	114
5.9.3 / Modèle de régression linéaire.....	120
5.11/CONCLUSION	122
CONCLUSION GENERALE	123

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....128

Table des figures.....6

1.1 Situation géographique du bassin versant Oued Boumessaoud..... 17

1.2 Courbe hypsométrique et histogrammes des fréquences altimétriques du bassin de Oued Boumessaoud.....21

1.3 Vue 3D du bassin versant22

1.4 Carte des pentes du bassin Oued Boumessaoud.....26

1.5 Réseau hydrographique du bassin versant28

1.6 Profil en long du Talweg principal.....29

1.7 Carte d'occupation du sol du bassin Oued Boumessaoud33

1.8 Carte géologique du bassin versant.....39

2.1 Caractéristiques pluviométriques des trois stations de mesure.....42

2.2 la méthode du double cumul entre (Zenata, Hennaya) et la station de Tlemcen comme station de référence.....44

2.3 Variabilité interannuelle de la pluviométrie annuelle moyenne dans le bassin versant45

2.4 Variations des précipitations moyennes mensuelles dans le bassin de Oued Boumessaoud.....47

2.5 Variation saisonnière des précipitations48

2.6 Variations mensuelles du coefficient de variation.....48

2.7 Ajustement à une loi normale pour les trois stations d'étude.....50

2.8	Variation mensuelle des températures à la station de Tlemcen.....	52
3.1	Variation inter annuelle des modules de l'oued boumessaoud.....	57
3.2	Variations des débits moyens mensuels de l' Oued Boumessaoud....	59
3.3	Variation mensuelle des lames d'eau précipitées et écoulées.....	60
3.4	Variations des débits moyens journaliers de l'Oued Boumessaoud.....	61
3.5	Courbe des débits classés de l'oued boumessaoud.....	62
3.6	Ajustement graphique de la série des débits maximums instantanés de l'OuedBoumessaoud.....	66
4.1	Variation de l'érosion spécifique en fonction du climat.....	73
4.2	Ravins profonds.....	76
4.3	Diagramme érosion transport sédimentation.....	80
4.4	Forces agissant sur une particule solide en mouvement	81
4.5	Modes de transport solide	81
4.6	Aspects de fonds du cours d'eau.....	82
4.7	Critères de suspension des sédiments	83
4.8	Critères de début d'entraînement et de suspension.....	84
4.9	Relation entre les dégradations spécifiques et les différents types topographiques	86
4.10	Variation de l'écoulement , de la concentration et des apports solides spécifiques dans l'oued boumessaoud.....	88
4.11	Apports liquides et solides annuels de l'oued boumessaoud.....	89
4.12	Apports liquides et solides mensuels de oued boumessaoud.....	91

4.13	Relation entre le coefficient d'écoulement et les transports solides spécifiques moyens mensuels	92
4.14	Coefficient mensuel de pluviosité , de débit et rapport des transports solides spécifiques mensuels aux transports solides spécifiques moyens mensuels.....	93
4.15	Répartition Saisonnière des apports liquides et solides de l'oued Boumessaoud.....	95
5.1	Relations débits solides en fonction des débits liquides dans le sous bassins de oued Boumessaoud.....	100
5.2	Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides.....	104
5.3	Modèle représentatif des couples (Q_L , Q_s) selon (13) classes.....	106
5.4	Taux moyen saisonnier de l'apport liquide et solide des crues.....	110
5.5	Evolution de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides à l'échelle des crues du 23/11/88 et 20/03/89.....	111
5.6	Relations entre débit (Q_L) et concentration (SSC).....	114
5.7	graphes temporels et type d'hystérésis de C_s et Q_L pendant la crue du 22 au 23/11/1988.....	115
5.8	graphes temporels et type d'hystérésis de C_s et Q_L pendant la crue du 06/04/1992.....	118
5.9	Relation entre le débit liquide et la concentration en suspension modèle logarithmique.....	120
5.10	Résidus entre les concentrations mesurées et calculées par le modèle logarithmique en fonction de la concentration calculée.....	121

Liste des tableaux.....	9
1.1 Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Boumessaoud.....	20
1.2 Classification du relief selon Ig par l'ORSTOM.	24
1.3 Classification du relief selon Ds.....	25
1.4 Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Boumessaoud.....	32
1.5 Récapitulation des paramètres hydromorphométriques du bassin de oued boumessaoud.....	34
2.1 Caractéristiques des stations de mesure du bassin d'étude.....	42
2.2 Caractéristiques des pluies annuelles des stations pluviométriques du bassin versant.....	43
2.3 moyenne ,écart type, coefficient de variation de la série pluviométrique (73/00)	49
2.4 Précipitations pour des périodes de récurrence dans les stations du bassin versant.....	51
2.5 Températures moyennes mensuelles à la station de Tlemcen.....	51
3.1 Caractéristiques hydrométriques de la station d'Hennaya.....	55
3.2 Débits moyens annuels de l'oued boumessaoud	56
3.3 valeurs caractéristiques des modules au niveau du bassin versant.....	57
3.4 Bilan moyen annuel de l'écoulement.....	58
3.5 Répartition des débits mensuels de l' Oued Boumessaoud.....	59
3.6 Répartition en (%) du nombre des crues de l'Oued Boumessaoud	63
3.7 Crues de l'Oued Boumessaoud (88/89-04/05) :Station Henaya.....	64
3.8 Ajustement de la série des débits maximums instantanés.....	66

3.9 Estimation des Quantiles de crue.....	67
3.10 volumes totaux écoulés à l'oued boumessaoud.....	68
4.1 Valeurs de α pour différentes perméabilités.....	78
4.2 Valeurs des apports liquides, solides et des dégradations spécifiques au niveau du bassin de Oued Boumessaoud	85
4.3 Dégradation spécifique dans quelques bassins maghrebins.....	87
4.3 Apports liquides et solides moyens mensuels à Oued Boumessaoud Période (1988/89-2003/04) :Station Hennaya.....	90
4.4 Variations mensuelles des précipitations , des débits liquides ,de la concentration et du transport solide.....	91
4.5 Apports liquides et solides moyens saisonniers à oued boumessaoud (période 1988/04).....	94
5.1 Paramètres de la relation débit solide – débit liquide.....	100
5.2 Paramètres du modèle annuel (88/04).....	102
5.3 paramètres du modèle saisonnier (Q_s-Q_L) au niveau du bassin oued Boumessaoud (88/04).....	103
5.4 Paramètres du modèle mensuel (88/89- 03/04).....	105
5.5 classes de débit liquide et solide et erreur induite par le modèle.....	106
5.5.1 Apport solide et dégradation dans le bassin versant (station de Zenata)...	107
5.6 Paramètres des modèles d'ajustement en période de crues.Oued Boumessaoud-(88/89-03/04).....	108
5.7 contribution moyenne annuelle des crues en apport liquide et solide..	110
5.8 Caractéristiques hydrologiques des crues de novembre et mars	112
5.9 fréquence des différentes classes d'évolution de la relation C_s-Q_L des crues au niveau du bassin oued Boumessaoud (Période 88/04).....	115
5.10 Paramètres caractéristiques des 22 crues principales (88/04).....	116
5.11 Paramètres statistiques de régression des crues :période 88/04.....	119
5.12 Caractéristiques de la régression linéaire.....	121

Résumé

Un vaste bassin versant bien représentatif de l'Ouest algérien comme celui de la Tafna d'une superficie de 7245 km² a fait l'objet depuis une décennie d'innombrables études en relation avec l'hydrologie, les écoulements et très spécifiquement celles sur l'érosion et le transport solide, ce dernier qui affecte sérieusement l'état de sol des terres fertiles des sous bassins et aggrave davantage l'envasement des cinq barrages existants dans cette région. Dans un souci de préservation de la ressource en eau déjà rare en ce début de siècle et pour mieux cerner le problème de l'érosion hydrique et les processus qui engendrent ce phénomène, on s'est intéressé au sous bassin versant (118 km²), drainé par l'oued Boumessaoud un des affluents du plus important cours d'eau qui longe cette région à savoir l'oued Tafna. Notre travail portera tout d'abord sur un diagnostic physico-géographique de la zone d'étude qui permettra de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement, Une présentation préalable de l'ensemble des paramètres géomorphologiques, géologiques, hydrologiques et climatiques du sous bassin versant s'avère essentielle. Une synthèse bibliographique sur la genèse des sédiments transportés en suspension, les mécanismes et processus dominants qui régissent cette dynamique érosive tant sur les versants qu'au sein du réseau hydrographique sera abordée. L'approche du transport solide dans cette étude a été entamée par une analyse détaillée de série de débits liquides et solides recueillies à la station hydrométrique d'Hennaya sur une durée de 16 ans qui s'étale de 88/89 à 03/04. Dans un but de quantification spatio-temporelle des apports solides en suspension qui transitent le long de l'oued, on s'est intéressé à établir un modèle statistique basée sur l'analyse de la variabilité de la charge en suspension par rapport aux fluctuations des débits d'écoulement suivant des échelles de temps différentes en particulier lors des événements de crues. Le modèle en puissance a été retenu comme le plus représentatif du phénomène car les coefficients de corrélation ont été encourageant variant de 0.8 à 0.9. Ce modèle précisera l'interrelation entre les différents paramètres hydrologiques et permettra d'appréhender les facteurs explicatifs des processus de l'érosion hydrique dans cette zone semi-aride de l'Algérie.

Mots clés : érosion hydrique, transport solide, bassin versant, quantification, modèle statistique, débit liquide, débit solide, Oued Boumessaoud, Algérie.

Abstract

A wide river basin properly representative of West Algeria like the one of Tafna watershed which has an area equal to 7245 km², constitute since a decade numberless study in relation with hydrological subject and sediment transport research. Erosion is seriously affected rich agricultural ground and maked worse silting up of the five dams existed in the region. The priority is to preserve the few ressource of water in this century and also to operate for understanding the phenomenon of solid transport. We have selected the river basin of wadi Boumessaoud (118 km²), this is the tributary of a principal river called wadiTafna. Our work has affected preliminary definition of the geomorphological, geological, hydrological and climatic parameters of sub-catchment.

A synthesis bibliographical of genesis suspended sediment transport was reached. In addition we approach the process that constitutes a complex system generated by mechanisms which operate in the whole of the catchment area.

Detailed quantitative and qualitative analyses of the liquid flows and the bed loads collected at Hennaya gauging station were studied for the sub-catchment over a period of 16 years between 1988/89 and 2003/04. This analysis made it possible to investigate the relations between the solid transport of the wadi and its flow.

We propose a statistical approach to quantify the solid yield at gauging site. The methodological approach adopted consists in finding a regressive model capable of explaining the sediment load as a function of the discharge measured by studying this relation at various scales : annual, seasonal, monthly and especially at flood event. The power relationship has been the best because the fact of the correlating coefficients of the models $Q_s = f(Q)$ are between 0.8 and 0.9. This model allowed to know factors which induced process and mechanisms of soil erosion in semi aride basin.

Key Words : water erosion, sediment transport, catchment, quantification, statistic model, liquid flows, bed loads, wadi Boumessaoud, Algeria.

ملخص

إن حوض كبير ذو انحدارات جبلية على جهة الشمال الغربي الجزائري بحجم حوض تافنة الذي تبلغ مساحته 7245 كم²، كان محل العديد من الدراسات المتعلقة بالهيدرولوجيا و الري و خاصة انجراف التربة و ما ينجر عنها من حركة تنقلية للمواد و الجزيئات الصلبة عبر الوديان. هذه الظاهرة التي تمس حالة الاراضي الخصبة للأحواض الجزيئية من جهة و تزيد من تفاقم ارتفاع نسبة الوحل في السدود الخمسة المتواجدة في المنطقة من جهة أخرى. فمن أجل الحفاظ على الثروة المائية النادرة سابقا في مطلع هذا القرن و كذلك بهدف حصر مشكل تآكل التربة المائي و فهم سيرورته فيزيائيا، صب اهتمامنا على احد الأحواض الصغيرة (118 كم²) الذي تصرف مياهه بواسطة واد بومسعود احد روافد الواد الأكبر الذي يجري في المنطقة ألا و هو واد تافنة. عملنا يهتم أولا بتشخيص جغرافي و فيزيائي للدائرة محل الدراسة بغية تحديد العوامل الطبيعية التي تساهم في سيلان المياه السطحية و الباطنية، و منها تقديم أولي للثوابت التضاريسية و الجيولوجية و الهيدرولوجية و المناخية يكون أمرا مؤكدا. في المرحلة الموالية ينصب انشغالنا حول تركيب لبحت يتعلق بمسار الرواسب المنتقلة عبر التيار المائي و الآليات التي تتحكم في ديناميكية ألحت سواء على الانحدارات او ضمن الأودية. التمهيد للنقل الصلب في هذه الدراسة تم عن طريق تحليل لمعطيات منسوب المياه السائلة و كذا الصلبة التي سجلت في المحطة الهيدرومترية للحناية طيلة 16 سنة من 89/88 الى 04/03. ختاماً و بهدف تقدير كمية إسهام المواد الصلبة في المجاري المائية قمنا بإعداد نموذج إحصائياً يعتمد على تتبع تطور الدفق الصلب بالنسبة لمنسوب المياه تبعاً لفترات زمنية مختلفة و خاصة في فترة ارتفاع منسوب المياه و الفيضانات. النموذج المعبر عنه بالدالة "أس" كان الأفضل نظراً لنتيجة معامل التلازم بين زوج المتغيرات الذي تراوح بين 0.8 و 0.9 في كل الفترات. هذا النموذج يساعد على فهم العلاقة بين المؤثرات المائية و يساهم في ضبط عوامل تآكل و انجراف التربة وسط هذه المناطق الشبه جافة من الجزائر.

الكلمات المفتاحية: ألحت المائي، النقل الصلب، حوض جبلي، تحديد الكمية الصلبة، نموذج احصائي، منسوب الماء السائل، المنسوب الصلب، واد بومسعود، الجزائر.

Introduction générale

Le besoin d'un pays en ressources hydriques augmente proportionnellement à ses exigences économiques. La mobilisation de l'eau à des fins multiples comme, l'AEP, l'irrigation, l'industrie où la production d'énergie nécessite un stockage au préalable dans des réservoirs comme les retenues colinéaires ou les barrages.

Ces derniers se retrouvent depuis plusieurs années envasés suite à un dépôt de grandes quantités de sédiments dont l'origine semble être l'érosion hydrique des sols et des terres agricoles du bassin versant.

Cette problématique se trouve accentuée aussi bien dans l'espace que dans le temps à la quelle s'ajoute l'effet dévastateur du changement climatique .

Des études récentes sur la vulnérabilité aux changements climatiques dans les régions méditerranéennes indiquent un accroissement de l'aridité qui accélère l'érosion hydrique (De Ploey et al.,1991 ; Joftic et al.,1992 ; Shaban et khawlie ;1998).

Les régions de la rive sud de la méditerranée dont l'Algérie fait partie subissent un déficit en pluviométrie assez important.Des cycles d'inondations et de sécheresse prolongées ont été observés causant des dégradations sensibles aux bassins fluviaux et aux réseaux d'écoulement L'érosion par la pluie et le ruissellement commence à prendre des proportions considérables en particulier sur les pentes à cause de la nature torrentielle des pluies,de la forte vulnérabilité des terrains (roches tendres ,sols fragiles,pentes raides et couvert végétal souvent dégradé), du surpâturage de l'activité anthropique (déforestations,incendies,jachères,défrichages,mauvaises conduites des travaux agricoles ,urbanisme chaotique, exploitation des carrières, etc..) .

A titre d'exemple les dégradations du sol touchent 40% des terres au Maroc (FAO,1990) , 45% de la superficie du pays en Tunisie (Chevalier et al.,1995 ; Boussema ,1996) et 45% des zones telliennes en Algérie (Chebbani et al.,1999), soit 12 millions d'hectares.

Dans la région du Maghreb dont les potentialités en eau et en sol sont sérieusement menacées (Heush et al., 1971;Demmak, 1982 ; Lahlou, 1994 ; Touaibia et al., 2001 ; Meddi, 1992 ; Terfous et al., 2003 ; Achite et al., 2005), Les quantités de sédiments transportés en suspension susceptibles de se déposer dans le littoral méditerranéen des côtes algériennes sont estimées à 47 millions tonnes par an (Probst et al., 1992).

L'érosion hydrique affecte 28 % des terres de l'Algérie du Nord dont 47% touche la région ouest du pays (Ministère de l'environnement et l'aménagement du territoire, 2000). Ce sont les terres à fortes pentes des massifs telliens qui sont les plus touchées.

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

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Le bassin versant de la Tafna à l'instar des bassins de la rive méditerranéenne sud est caractérisé par un climat semi-aride méditerranéen (Bouanani et al,1999) d'une irrégularité sévère des précipitations dans le temps et dans l'espace qui engendrent des averses fréquentes et importantes. Celles ci ont manifesté sur les sous entités géographiques délimités par ce système hydro-morphogénique, une succession de formes d'érosion très complexes. Les oueds sillonnant cette région sont caractérisés par un écoulement temporaire,parfois de type éphémère mais ayant une efficacité élevée en transport solide. Plusieurs auteurs ont publiés des études sur le phénomène (Sogreah, 1967) ; (Probst & Amiotte-Suchet, 1992) ; (Bourouba, 1998) ; (Terfous *et al.*, 2001) ; (Achite & Meddi, 2004) ; (Bouanani, 2004) ; (Megnounif *et al.*, 2007) ; (Ghenim, 2008) .

En ce sens, nous allons traiter dans ce travail le problème du transport solide suivant des facteurs hydro-climatiques qui gèrent le phénomène dans un bassin versant du nord ouest de l'Algérie.

Pour cela, nous allons étudier le climat du bassin de l'Oued Boumessaoud à travers l'étude de précipitation et sa variabilité dans l'espace et dans le temps, après avoir présenter les différentes caractéristiques morphologiques. Une étude du régime d'écoulement de l'Oued ainsi qu'une quantification spatio-temporelle des apports solides transportés par l'Oued seront par la suite abordées.

Une fois cette connaissance acquise, il est alors possible de générer un modèle, physique ou déterministe, pour quantifier les sédiments transportés.

Ces principaux axes de réflexions auront pour finalité de prodiguer une information générale aux planificateurs des ressources en eau et en terres, et aux écologistes, il intéressera aussi les hydrologues et les hydrauliciens.

Problématique de l'érosion et du transport solide :

Depuis plus d'un demi-siècle, sous l'effet de multiples contraintes climatiques et anthropiques, la dégradation des ressources naturelles s'est considérablement accentuée dans l'Afrique du nord. Durant ces dernières décennies, d'importants déficits pluviométriques sont enregistrés dans l'Ouest algérien provoquant la persistance d'une sécheresse accrue.

L'apparition subite d'averses intenses sous forme de pluies torrentielles qui tombent sur un sol appauvri en végétation, le rendent très vulnérable à l'érosion et à la dégradation.

Les pertes en sol sont considérables et le phénomène d'érosion- transport – sédimentation a atteint un très haut degré de gravité.

Plusieurs études relatives au transport solide ont été menées sur Le bassin de la Tafna et ses sous bassins versants situés au Nord Ouest du territoire algérien .

On citera en l'occurrence les bassins des oueds, Sebdu, Mouilah, Isser et Sikkak où sont implantés les quatre barrages importants : Beni Bahdel (66 Hm³), Boughrara (177 Hm³), Izdihar (110 Hm³) et Sikkak (30 Hm³),ces études ont dévoilé des dégradations spécifiques annuelles se situant en moyenne entre 169 et 1000 t/km²(Bouanani, 2004) pour différents cycles hydrologiques .Ces valeurs variaient globalement entre 1000 et 5000 t/km² pour les

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

quatre bassins suivant une variabilité interannuelle de la dégradation,un taux déterminé par Walling (1984) sur des expériences faites au Maghreb.

Les valeurs maximales de l'apport solide dans ces bassins ont été enregistrées durant la saison d'automne et celle du printemps, périodes propices d'orages fréquents qui génèrent la majeure partie du transport de sédiments en suspension.Ces derniers finiront par se déposer dans les infrastructures hydrauliques, hydro-agricoles réduisant ainsi leur capacité de stockage en eau .

Toutes ces conditions ont motivé notre étude qui s'est focalisée sur l'un des oueds de la moyenne Tafna, qu'est l'oued Boumessaoud un des affluents rive droite du cours d'eau principal :Oued Tafna , dans sa partie la plus septentrionale située près du village Tafna et s'étend jusqu'à la plage de Rachgoune, embouchure de la Tafna sur la mer.

C'est dans cette perspective qu'il a été convenu d'entamer d'une part la compréhension et l'interprétation des processus de l'érosion hydrique, son ampleur et son impact tant sur les terres fertiles en exploitation que sur l'envasement imminent des retenues colinéaires et d'autre part quantifier le flux des sédiments susceptibles de se déposer. La proposition d'un modèle statistique reliant les différents paramètres et facteurs de control du phénomène clôturera notre étude.

Présentation et objectifs de l'étude

L'objectif de cette thèse consiste en une approche du transport solide dans un bassin versant du nord ouest de l'Algérie par une analyse des principaux facteurs physiographiques ,hydrographiques,hydro- climatiques,et une synthèse des mécanismes influençant le processus de l'érosion hydrique .

La quantification de la charge solide transportée en suspension dans le cours d'eau à écoulement temporaire à différentes échelles temporelles (interannuelles, mensuelles et saisonnières) suivie d'illustrations graphiques et d'interprétations sur sa variabilité spatio-temporelle sera abordée.

La présentation du travail sera axé sur :

- L'identification et la mise en valeur des caractéristiques physiques du bassin d'étude (situation, relief, formation géologique, réseau hydrographique).
- Détermination des processus hydrologiques, leur fonctionnement et leur impact sur la variabilité spatio-temporelle des écoulements à l'échelle du bassin versant.
- Etude des mécanismes de l'érosion hydrique et évaluation des quantités de sédiments transportés par l'oued Boumessaoud.
- Adopter un modèle statistique de calcul reliant les variables et paramètres qui régissent le phénomène du transport solide.

PREMIERE PARTIE :

CARACTERISTIQUES PHYSIQUES, GEOLOGIE ET FACTEURS CLIMATIQUES DU BASSIN VERSANT DE OUED BOUMESSAOUD

Chapitre I

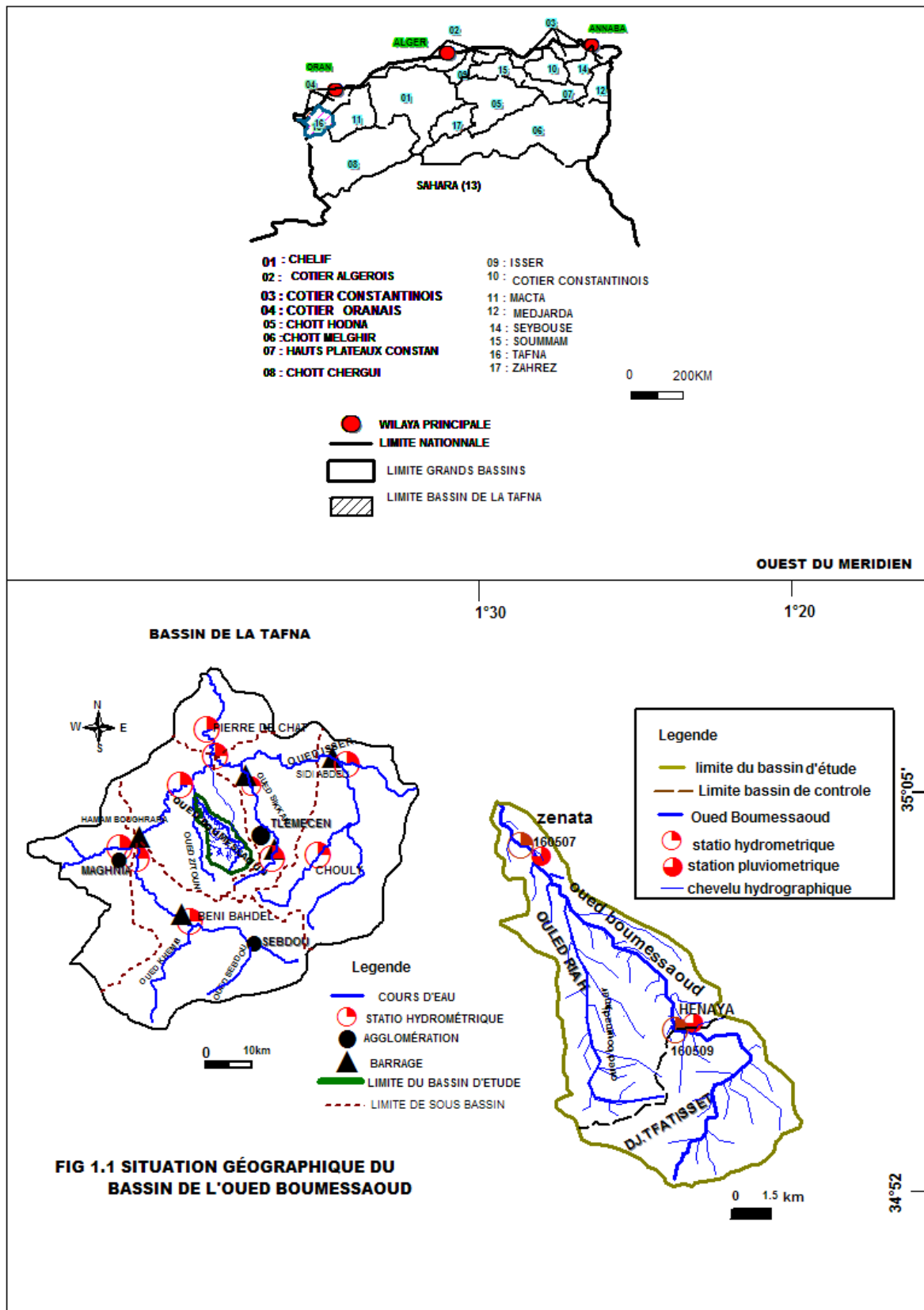
Caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Boumessaoud

1.1/Situation géographique

le bassin de l'oued Boumessaoud fait partie du grand bassin versant de la Tafna qui s'étend au nord ouest de l'Algérie. Situé dans la partie la plus septentrionale de la Tafna entre les longitudes 1°20' et 1°30' O, et les latitudes 34°51'15'' et 35°05' N, le sous bassin est limité à l'est par le sous bassin versant de l'oued Sikak, à l'ouest par le sous bassin de l'oued Mouilah, au sud par le sous bassin de l'oued Sebdu. Il s'étale sur les reliefs d'Ouled Riah à l'est du plateau de Zénata et se prolonge jusqu'aux terrains sédimentaires d'Ouled Alaa au nord ouest de la plaine d'Hennaya (Fig1.1).

Long de 23.6 km l'oued Boumessaoud prend naissance dans les massifs calcaire-dolomitiques du jurassique près de Ain El Hammam juste à l'endroit de passage du chemin de grande communication N°45 venant de Beni Master et qui mène vers Hennaya, l'Oued est précédé sur son parcours en amont par l'oued bou Ennag descendant des monts de Dhahar Mendjel et de Djebel Tefatisset qui culmine à 867 m. Les petits cours d'eau et les ruisseaux qui alimentent l'oued se multiplient sur les hauteurs du plateau de Terny à l'est de la forêt de Zarifet, au niveau de Djebel Tamesguida à 1154m, et de Djebel Fernane à 1150m.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud



Globalement le bassin peut être subdivisé en trois parties :

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

-au Sud, une zone montagneuse caractérisée par les dolomies de Tlemcen et calcaires bleus avec quelques associations de marnes et calcaires à ptérocères.

Dans cette partie le cours d'eau prend le nom de oued bou Ennag caractérisé par la manifestation de nombreuses ramifications creusées dans des monts jurassiques dolomitiques tel que Djebel Tefatisset , Djerf El Eugab et Dhahar Mendjel, qui descendent de crêtes atteignant 835 m.

- au centre, une zone intermédiaire où le relief s'accroît brusquement donnant une limite nette entre les terrains calcaréo-dolomitiques du Jurassique et les formations marneuses du Miocène. (Abdelali, 1983).

Dans cette partie l'oued Boumessaoud prend le relai à partir de Ain El Hammam dans un gîte de fossiles formés de grès tortoniens suivis de travertins anciens .

L'oued suit son cours ensuite dans une vallée encaissée et se creuse dans des formations marneuses et gréseuses du tertiaire et des alluvions du pliocène Le plus important affluent à cette traversée est celui d'oued bou Madjmar (rive gauche) au niveau des vergers de Si Messaoud à une altitude d'environ 231 m.

- au Nord, une dépression remplie de sédiments tertiaires et quaternaires, formant le plateau de Zenata. Dans cette partie l'oued devient temporaire sur son chemin vers le point de confluence avec l'oued Zitoun au lieu dit Douar Oudafla à 162 m d'altitude.

La ramification ainsi formée entre les deux oueds continuera son cours pour constituer un affluent rive droite du cours d'eau principal oued Tafna .

1.2/Caractéristiques physiques :

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage. Diverses caractéristiques morphologiques sont à définir : en premier lieu, la taille du bassin (sa surface), sa forme, son élévation, sa pente et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques.

1.2.1 Surface et périmètre :

la surface du bassin versant ainsi que son périmètre ont été déterminés par l'utilisation de la technique de digitalisation de la carte topographique à l'échelle 1/25000 grâce au logiciel (MapInfo 6.5), qui établit un Modèle Numérique du Terrain (M.N.T) de ce bassin. Cette technique nous a permis d'estimer avec une grande précision la surface de notre bassin qui est de 118 km², et le périmètre correspondant d'une valeur de 59 km.

Pour représenter le bassin versant sous forme d'un rectangle, on inclut la notion de rectangle équivalent ayant la même surface et le même périmètre (ou le même coefficient de compacité) et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés du rectangle. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.. Les dimensions de ce rectangle La longueur L et la largeur l sont successivement 24.53 km et 4.81 km.

1.2.2 Forme du bassin :

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration*.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'*indice de compacité de Gravelius* (1914) K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

K_G est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant [km^2],

P : périmètre du bassin [km].

Le coefficient est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire, et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. Pour le cas de notre bassin, la valeur du coefficient de compacité est de 1.52 ce qui montre qu'il est assez allongé.

1.2.3 Etude du relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

a/. La courbe hypsométrique :

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

La courbe hypsométrique donne des indications quant au comportement hydrologique et hydraulique du bassin et de son système de drainage. Elle fournit déjà pas mal de renseignements qualitatifs sur l'allure du relief. Une pente forte à l'origine (vers les plus basses altitudes) indique souvent des plaines ou des pénéplaines; si la pente est très forte, il y a des chances pour qu'on ait de vastes zones d'inondation. Une pente très faible dans la même région révèle au contraire une vallée encaissée. Une pente forte dans le milieu ou dans les hautes altitudes indique probablement un grand plateau, etc.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

La répartition de la surface de notre bassin par tranche d'altitude, nous permet d'établir la courbe hypsométrique et le diagramme de fréquences altimétriques (tableau 1.1).

Tableau 1.1: Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Boumessaoud

Tranches d'altitudes	Ai (km2)	Ai cumulées (km2)	Ai %	% Ai cumulés
1246-1200	1.725	1.725	1.46	1.46
1200-1100	5.125	6.85	4.34	5.8
1100-1000	5.175	12.025	4.39	10.19
1000-900	4.625	16.65	3.92	14.11
900-800	14.40	31.05	12.20	26.31
800-700	20.125	51.175	17.05	43.36
700-600	9.80	60.975	8.30	51.66
600-500	9.325	70.3	7.90	59.56
500-400	16.125	86.425	13.67	73.23
400-300	18.675	105.1	15.83	89.06
300-200	10.55	115.65	8.94	98
200-150	2.35	118	1.99	100

Les histogrammes des fréquences altimétriques (Fig.1.2) montrent que plus de 80 % de la surface de notre bassin versant se situe entre (900 et 200m). Dans cette frange d'altitude environ 60 % de la surface du bassin se trouve répartie équitablement entre les tranches d'altitudes (900 – 700 m) et (500 – 300 m).

Une accentuation de la pente vers les basses altitudes comme l'indique la courbe hypsométrique (Fig.1) entre 800 et 300m, prouve la présence de la plaine d'Hennaya. En revanche la forte inclinaison de la courbe vers les hautes altitudes entre 1246 et 900 m évoque bien la présence du plateau de Terny au sud du bassin versant .

La forme de la courbe hypsométrique du bassin de l'oued Boumessaoud présente bien l'état d'équilibre du bassin, offrant un potentiel érosif moyen à faible.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

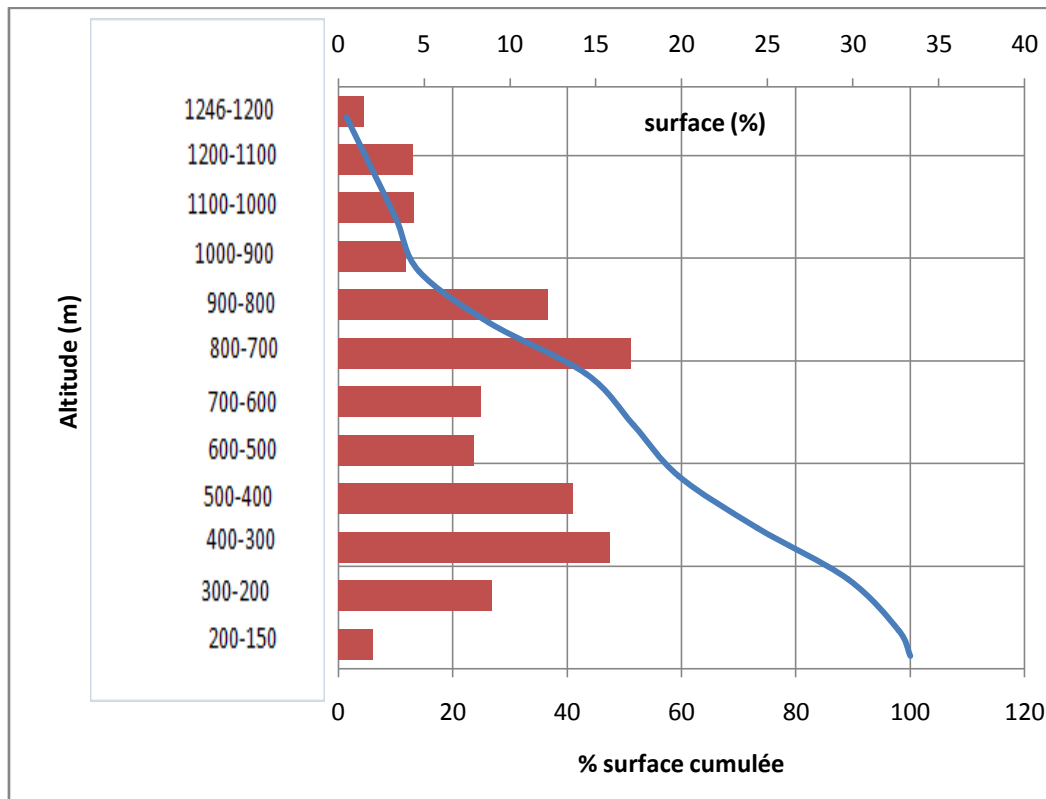


Figure 1.2/ Courbe hypsométrique et histogrammes des fréquences altimétriques du bassin de l' Oued Boumessaoud.

b. Altitudes caractéristiques du bassin :

Les altitudes maximale et minimale déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

$H_{max} = 1246 \text{ m} ; H_{min} = 150 \text{ m} .$

L'altitude moyenne est défini comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A}$$

Avec : H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ; A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ; h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ; A : superficie totale du bassin versant [km²].

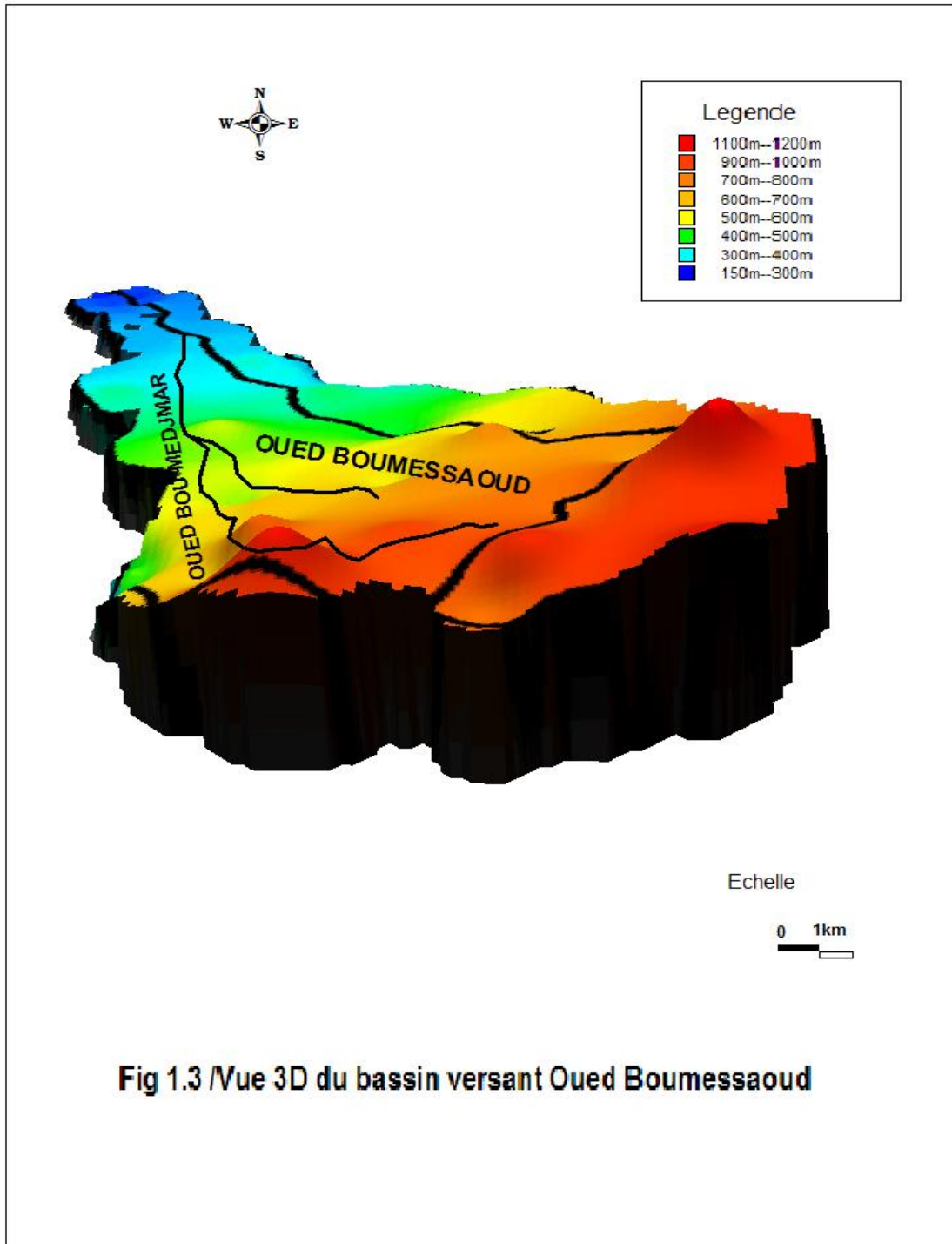
$H_{moy} = 623\text{m}$

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

$H_{50\%} = 630m$.

La vue en 3D (Fig 1.3) donne un aperçu quant à la répartition des altitudes dans le bassin versant d'étude, on peut constater que plus de 60% de la surface du bassin est occupée par des altitudes allant de 450m à 1200m ,cela confirme davantage les informations données par la courbe hypsométrique .



c/.Indices de pente du relief

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

- ✓ L'Indice de pente globale (I_g) , se calcule comme suit :

$$I_g = D / L$$

Où

I_g : Indice globale de Roche

D : Dénivelée (m) ;

L : Longueur du rectangle équivalent (km).

La dénivelée (D) est égal à H_5-H_{95} , où (H_5) et (H_{95}) sont les altitudes entre les quelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin sur la courbe hypsométrique (Fig.1).

($H_{5\%} = 1150$ m) ; ($H_{95\%} = 250$ m)

- ✓ L'Indice de pente (I_p) proposé par M^r Roche ,et qui influence particulièrement le régime hydrologique du bassin ,est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérée par les surfaces.
- ✓

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \cdot \sum \sqrt{\beta_i \cdot [a_i - a_{i-1}]}$$

Avec (a_i-a_{i-1}) : Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m) :

β_i : le pourcentage de la surface totale du bassin se trouvant entre deux cotes successives (a_i) et (a_{i-1}) en (%) ;

L : Longueur du rectangle équivalent (m).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Indices de pentes et nature de reliefs

Bassin	I _p (%)	I _g (m/km)	Relief selon "I _g "
Oued Boumessaoud	20.4	36.68	très fort

Tableau 1.2 : Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM.

<i>Type de relief</i>	<i>Indice de pente globale</i>
<i>Relief très faible</i>	I_g < 0.002 m/km
<i>Relief faible</i>	0.002 < I_g < 0.005
<i>Relief assez faible</i>	0.005 < I_g < 0.01
<i>Relief modéré</i>	0.01 < I_g < 0.02
<i>Relief assez fort</i>	0.02 < I_g < 0.05
<i>Relief fort</i>	0.05 < I_g < 0.5
<i>Relief très fort</i>	0.5m/km < I_g

✓ Dénivelée spécifique (*D_s*)

Comme l'indique sa formule, L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente. Il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique *D_s* ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à A :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A}$$

Si I_g = D/L et A = L.l

Alors la dénivelée devient $D_s = D \cdot \sqrt{l/L}$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie (D = H5% - H95 %) et de la forme du bassin (l/L).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins :

Tableau 1.3 Classification du relief selon D_s .

$D_s < 10 \text{ m}$	Relief très faible
$10 \text{ m} < D_s < 25 \text{ m}$	Relief faible
$25 \text{ m} < D_s < 50 \text{ m}$	Relief assez faible
$50 \text{ m} < D_s < 100 \text{ m}$	Relief modéré
$100 \text{ m} < D_s < 250 \text{ m}$	Relief assez fort
$250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$	Relief fort
$D_s > 500 \text{ m}$	Relief très fort

La valeur calculée de (D_s) dans le cas de notre bassin est de 398.53 m. Suivant le tableau (1.3) le bassin est caractérisé par un relief fort, d'où l'influence bien prononcée des massifs montagneux dans notre bassin.

✓ La pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration t_c - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. Elle peut être donnée par la formule suivante :

$$I_{\text{moy}} = D_t / L$$

Avec,

I_{moy} : Pente moyenne en (%) ;

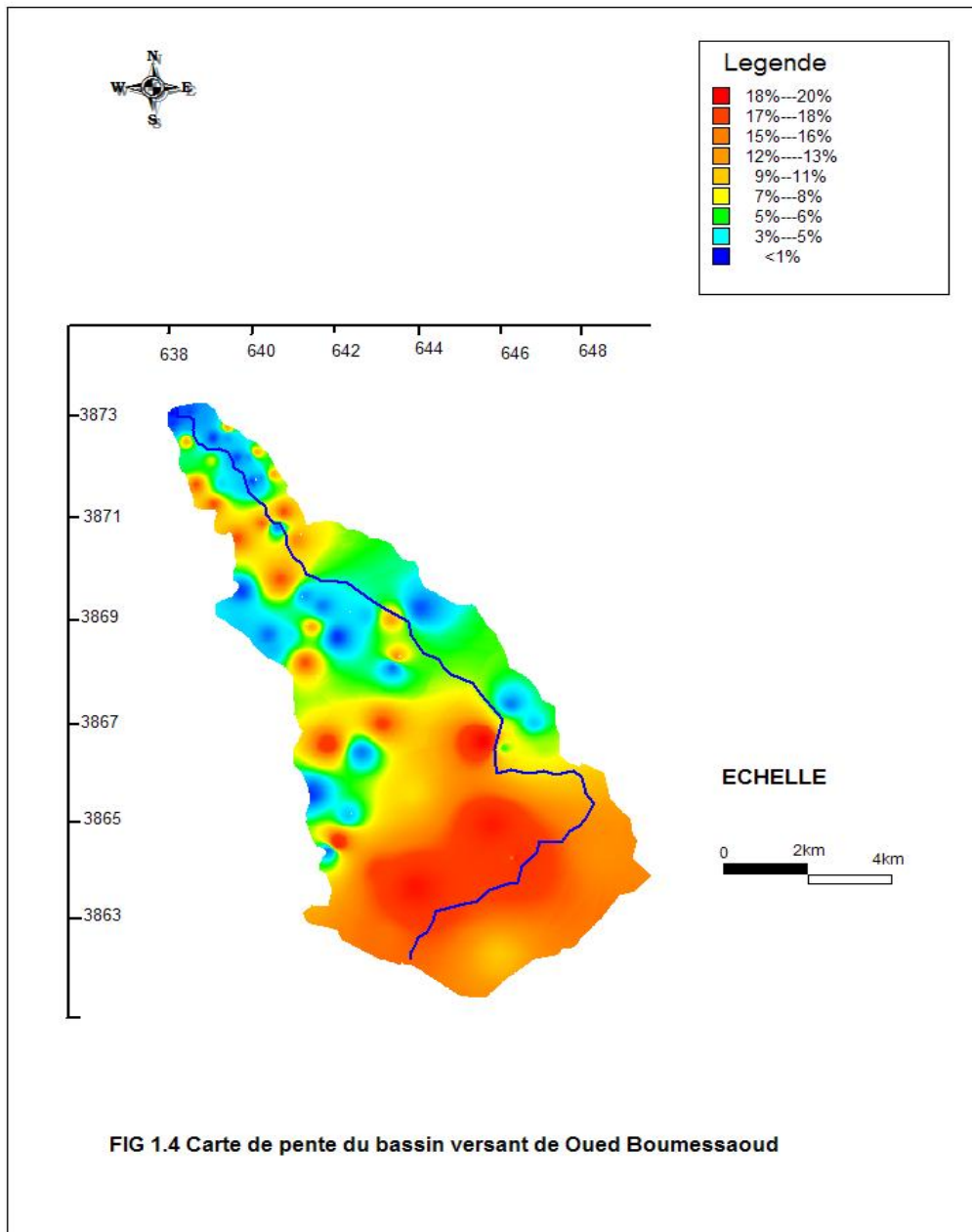
D_t : Dénivelée totale du rectangle équivalent (m), $D_t = H_{\text{max}} - H_{\text{min}}$;

L : Longueur du rectangle équivalent (km)

Par application de la formule on trouve : $I_{\text{moy}} = 4.46 \%$.

La carte des pentes figure (1.4) qui a été établie par le modèle numérique du terrain (M.N.T) du bassin de l'Oued Boumessaoud montre que plus de 90% du relief du bassin est supérieur à 5% et le reste (10%) varie entre (0.007 à 4.5%). Ce qui confirme que le relief de ce bassin varie entre un aspect fort et très fort.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud



1.2.4 Etude du réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Il peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux : la structure géologique qui prédomine dans le bassin ; le climat qui règne sur la

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

région ; la pente des terrains et l'influence de l'action humaine sur le tracé du réseau par l'implantation des différents aménagements hydrauliques.

La disposition du réseau hydrographique dans notre bassin est née suite à des mouvements tectoniques qui ont affectés les formations sédimentaires et karstiques durant les ères géologiques passés (Pliocène et Quaternaire).

la carte du réseau hydrographique (Fig.1.5) a été établie, par le modèle M.N.T du bassin En utilisant les logiciels (MapInfo 6.5) à l'échelle 1/150000.L'effet de l'échelle semble influencer la correspondance moyenne entre l'ordre lu sur la carte et l'ordre réel que révèle la photographie aérienne (F. HIRSCH),c'est-à-dire plus l'échelle est petite plus les talwegs d'ordre inférieur tendent à disparaître .

Le bassin versant objet de l'étude est drainé par deux principaux oueds :L'Oued Boumessaoud qui s'écoule vers le nord suivant une direction SE -NW, son principal affluent L'oued Bou-Medjmar, qui s'écoule également vers le nord mais suivant une direction SSE-NNW.Ces deux oueds confluent à Sidi-Messaoud et vont se jeter dans la TAFNA après leur rencontre en aval avec l'oued Zitoune.

Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique parmi eux les plus importants sont : la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport des longueurs (RI).

- Les longueurs et les pentes caractéristiques du réseau

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration, elle est donnée par la formule suivante :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta H_{\text{max}}}{L}$$

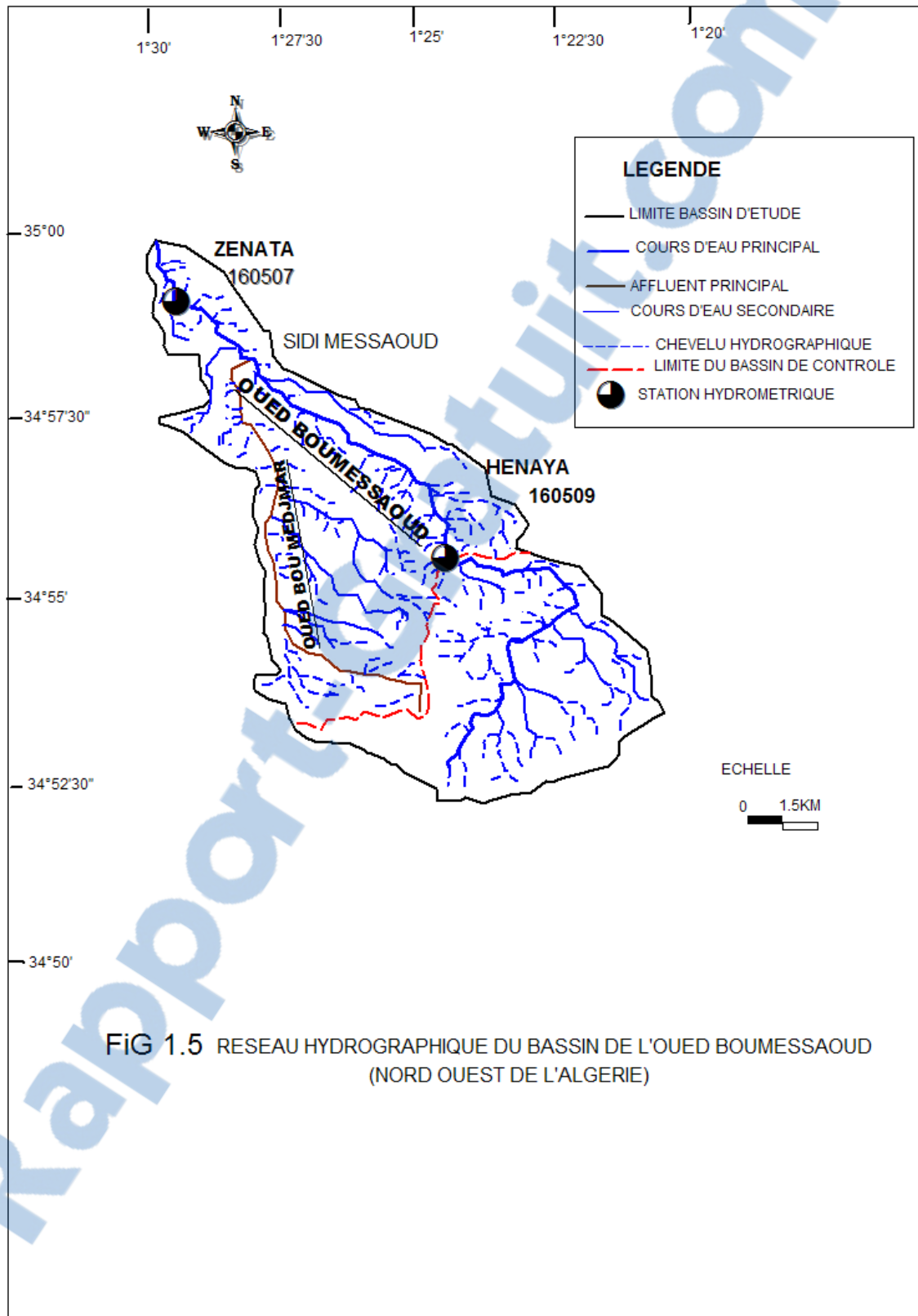
P_{moy} : pente moyenne du cours d'eau [m/km]

ΔH_{max} : dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire)

L : longueur du cours d'eau principal [km].

P_{moy} = 35 m/km

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud



Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

- Profil en long du cours d'eau

Le profil en long est établi à partir d'une carte topographique l'échelle 1/25000 d'après les points cotés situés sur les berges de la rivière et les courbes de niveau. Le profil en long d'un cours d'eau permet d'estimer sa pente moyenne (Fig.1.6).

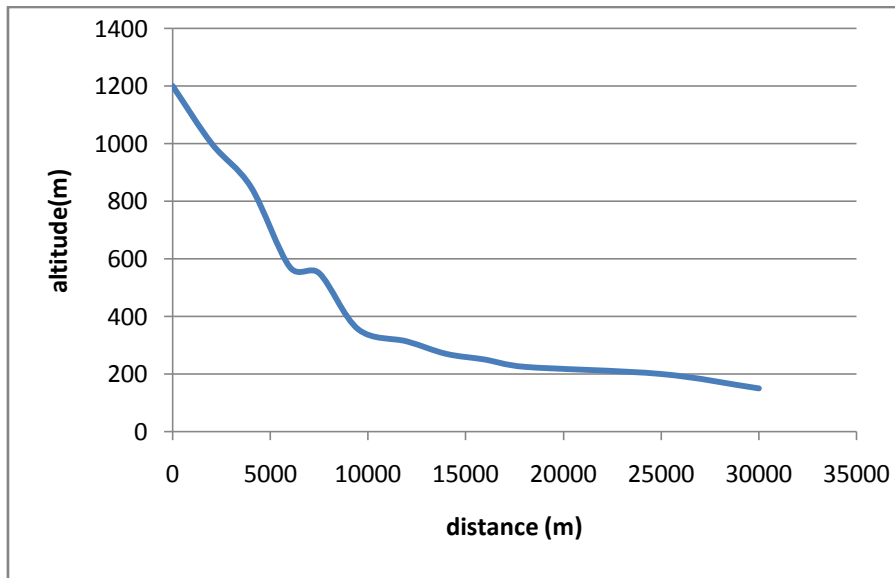


Fig 1.6 Profil en long de Oued Boumessaoud.

- Le degré de développement du réseau

La densité de drainage (D_d) introduite par Horton et La densité hydrographique (F) sont données par les formules :

$$D_d = \sum L_i / A \qquad F = \sum N_i / A$$

Où,

D_d : densité de drainage [km/km²]

$\sum L_i$: longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en km.

A : aire du bassin [km²] .

F : densité hydrographique ou fréquence des cours d'eau [km-2]

$\sum N_i$: nombre de cours d'eau

Les valeurs sensiblement élevées trouvées de la densité ($D_d= 2.39\text{km}/\text{km}^2$) et celle de la fréquence ($F = 3.68$) indiquent que le bassin est en général assez bien drainé. En effet l'ampleur du drainage dépend de la géologie (essentiellement en présence de failles qui favorisent le genèse des cours d'eau), des caractéristiques topographiques (relief montagneux fort) du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatologiques (pluies violentes et irrégulières).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Parmi les "lois" empiriques reliant le nombre, la longueur moyenne et l'ordre des cours d'eau, on citera le rapport de confluence (R_c) et le rapport des longueurs (R_l), ils sont donnés par les formules suivantes :

$$R_c = N_i / N_{(i+1)}$$

$$R_l = L_{(i+1)} / L_i$$

Avec :

N_i : nombre des cours d'eau d'ordre i

L_i : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i

Dans le cas de notre bassin on trouve : $R_c = 3.55$ et $R_l = 2.83$

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. Selon Strahler(1946), le R_c varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence.

Un chevelu hydrographique bien hiérarchisé correspond à ($R_c = 2$) (Sogreah, 1967), Dans ce cas, le bassin de oued boumessaoud à l'instar des sous bassins de la Tafna semble mal organisé.

- Coefficient de torrentialité :

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

$$C_t = D_d \cdot F_1$$

D_d : densité de drainage

F_1 : fréquence des thalwegs élémentaires $F_1 = N_1 / A$ avec N_1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1.

- Temps de concentration

C'est le Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement" de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. la formule de Giandotti donne :

$$T_c = 4 (A + 1.5 L)^{1/2} / 0.8 (H_{moy} - H_{min})^{1/2}$$

Où,

T_c : temps de concentration (heures)

A : superficie du bassin (km^2)

L : longueur du thalweg principal (km)

H_{moy} : altitude moyenne (m)

H_{min} : altitude minimale (m)

Valeurs du coefficient de torrentialité et du temps de concentration

Bassin versant	C_t	T_c
Oued Boumessaoud	6.9	4h30mn

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

L'examen du tableau ci-dessus montre que la faible valeur du coefficient de torrentialité ($C_t = 6.9$) pour notre bassin d'étude comparativement à celles trouvées des sous bassins de la Tafna (par exemple 15.2 et 17.6, valeurs respectivement affectées aux bassins de Sebdou et de Khémis) (Bouanani,2004) est due essentiellement à la faiblesse des précipitations, ou encore à la fréquence réduite des talwegs d'ordre 1. D'autre part le temps de concentration s'avère très réduit en raison du relief assez fort qui caractérise le bassin .

1.2.5 Le couvert végétal :

La carte d'occupation du sol établie et traitée par le logiciel (Map info 6.5) montre que les sols du bassin de l'Oued Boumessaoud sont composés en grande partie de cultures annuelles, de forêts et maquis, avec une proportion non négligeable de terres improductives (Fig 1.7).

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, *etc.*). La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement.

Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue : en effet, lorsque la végétation est développée, le ruissellement est retardé et la pointe de crue est atténuée, l'écoulement étant plus long, la part d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de la crue diminue.

La forêt, par exemple, intercepte une partie de l'averse par sa frondaison. A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention favorise un ruissellement très rapide. L'érosion de la terre va généralement de paire avec l'absence de couverture végétale.

Cette influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable. Le paysage végétal du bassin de la Tafna a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies et par une petite agriculture extensive et un surpâturage endémique. Ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion. Les aires d'irrigation sont localisées essentiellement dans la plaine d'Hennaya et au niveau de la vallée de l'Oued. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères, les vignes et quelques vergers d'agrumes et d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts de Terny et de Djebel Tefatisset.

La protection du sol par une couverture végétale a fait l'objet des grandes priorités dans la majorité des programmes de conservation des sols (Wischmeier & Smith, 1958) ; (F.A.O, 1990) ; (F.A.O, 1986) ; (Roose *et al.*, 1998). D'après (Hartanto *et al.*, 2003), la couverture végétale, la densité de jeune arbre, la litière et les débris végétaux constituent des facteurs écologiques puissants qui minimisent les pertes en terre. Le couvert végétal est d'autant plus efficace qu'il absorbe l'énergie cinétique des gouttes de pluie, qu'il recouvre une forte proportion du sol durant les périodes de l'année où les pluies sont les plus agressives, qu'il ralentit l'écoulement du ruissellement et qu'il maintient une bonne porosité à la surface du sol. La couverture végétale arrive à réduire plus de 50% de

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

l'énergie cinétique de la pluviométrie, et à 75% de la puissance du ruissellement (Martinez-Mena *et al.*, 1999 ; Rachman *et al.*, 2003).

Pour caractériser le couvert végétal, on utilise le pourcentage des surfaces occupées par chaque type de végétation (Tab.1.4).

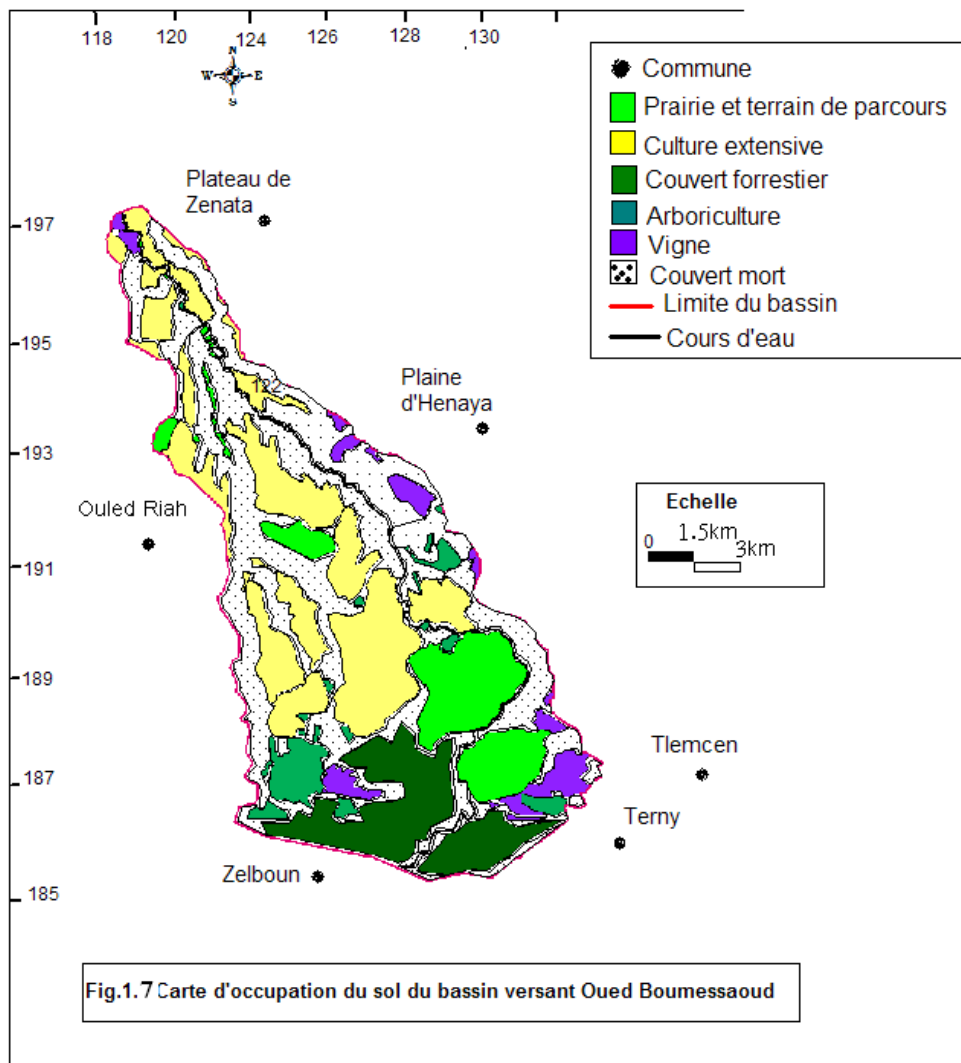
Etant donné l'importance du rôle joué par la forêt, on traduit parfois sa présence par un indice de couverture forestière K :

$$K = \frac{\text{Surface des forêts}}{\text{Surface totale du bassin}} \cdot 100$$

Tableau 1.4 : *Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Boumessaoud*

Occupation des sols	Surfaces (km²)	% des surfaces
Cultures extensives	35.28	29.90%
Arboriculture	5.12	4.33%
Vigne	10.15	8.60%
Couvert forestier	13.57	11.5%
Prairies et terrains de parcours	15.87	13.45%
Couvert mort	38	32.20%

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud



1.2.6 Conclusion :

L'étude hydromorphométrique du bassin versant de l'Oued Boumessaoud, nous a renseigné sur les différents paramètres hydrologiques de ce bassin. Ce dernier est caractérisé par un relief variant entre fort et très fort et une forme allongée. La forme de la courbe hypsométrique du bassin reflète un état d'équilibre du bassin. Le réseau hydrographique montre que notre bassin est assez bien drainé avec une densité de drainage équivalente à 2.39 km/km². Cette valeur élevée de la densité est une conséquence de l'influence de relief abrupt et l'agressivité des pluies intenses. Ce qui indique que l'activité érosive dans ce bassin est importante. L'occupation de la masse forestière représente 11.5% de la surface du bassin. Celle-ci est faible par rapport à la surface totale. Toutes ces caractéristiques indiquent que le bassin versant de l'Oued Boumessaoud a une potentialité érosive assez prononcée.

Tableau 1 .5/ Récapitulation des paramètres hydromorphométriques du bassin de l' Oued Boumessaoud

Caractéristiques	Paramètres	Symboles	Unites	Valeurs
Morphologie du bassin versant	Surface	A	Km ²	118
	Périmètre	P	Km	59
	Coefficient de Gravelius	K _G	-	1.52
	Longueur du rectangle equivalent	L	Km	24.53
	Largeur du rectangle equivalent	l	km	4.81
Relief	Altitude maximale	H _{max}	m	1246
	Altitude moyenne	H _{moy}	m	623
	Altitude minimale	H _{min}	m	150
	Pente de M.Roche	I _p	%	20.4
	Pente globale	I _g	m/km	36,8
	Dénivelée spécifique	D _s	m	398.53
	Pente moyenne	I _{moy}	%	4.46
Réseau hydro graphique	Densité de drainage	D _d	Km/km ²	2.39
	Temps de concentration	T _c	Heure	4h30mn
	Coefficient de torrentialité	C _t	-	6.9
	Fréquence des cours d'eau	F	-	3.68
	Pente moyenne du cours d'eau principale	P _{moy}	m/km	35
	Rapport de confluence	R _c	-	3.55
	Rapport de longueur	R _l	-	2.83

1.3/La géologie du bassin versant

1.3.1/Introduction :

La connaissance de la géologie d'un bassin versant s'avère importante pour cerner l'influence des caractéristiques physiographiques .La géologie du substratum influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Dans ce dernier cas, les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie (nature de la roche mère) et la structure tectonique du substratum. La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide.

En effet la perméabilité du substratum d'un bassin versant intervient sur la vitesse de montée des crues, sur leur volume et sur le soutien apporté aux débits d'étiage par les nappes souterraines.

Les divers types de roches et leurs structures donnent une indication précieuse sur la capacité d'infiltration des zones occupées par les roches et par les sols et en conséquence sur la quantité de terre susceptible d'être érodée (FAO,1994 ; DEMMAK,1982).Les argiles,les marnes,les schistes, les basaltes et les gneiss sont très vulnérables au ravinement (Roose,1994).

Dans ce chapitre, nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie de la Tafna et passer ensuite à une description des formations rencontrées au niveau du bassin versant qui fait l'objet de cette étude en essayant de mettre en relief leur impact sur L'hydrologie.

1.3.2/Aperçu géologique de la Tafna

le bassin-versant de l'oued Tafna s'étend sur presque la moitié de l'Oranie nord-occidentale et comprend deux ensembles structuraux: un ensemble atlasique au sud et un ensemble alpin au nord, ce dernier ayant connu en outre une activité volcanique importante, mio-plio-quadernaire. Il a commencé à acquérir ses traits morphogéniques dès la fin du Miocène dans un contexte «sec», avec un amont en grande partie karstique et un aval à dynamisme volcanique effusif au Mio-Pliocène, puis phréato-magmatique au Pliocène et au Quaternaire. Au Pliocène et au Quaternaire, les mouvements tectoniques (différenciés dans le temps), ajoutés aux variations climatiques, sont à l'origine des reliefs actuels: dégagement d'escarpements de ligne de faille modelés par la suite en «versants» par recul, ablation ou glaciplanation, puis façonnement de deux générations de grands glacis (d'érosion surtout) dans lesquels va s'enfoncer le réseau hydrographique, laissant des interfluves tabulaires, étagés localement, en moyenne Tafna. D'épaisses alluvions fluviales pliocènes et cinq terrasses alluviales quaternaires témoignent d'une dynamique alluviale dont les traits ont variés dans le temps. Sept paléosols rouges (cinq sont quaternaires) sont des marqueurs de phases paléo-bioclimatiques «humides», mais à traits méditerranéens. On rencontre de même,

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

les dépôts lacustres plio-quadernaires en moyenne Tafna et les tufs et travertins des retombées (nord surtout) des Monts de Tlemcen ([Remaoun](#), 1996).

Les trois formations géologiques bien distinctes qui caractérisent le bassin de la Tafna sont :
Région du Nord: Les massifs montagneux des monts des Beni- Snassen et des Traras sont constitués de formations du jurassique moyen et inférieur qui se prolongent sous les puissantes assises marneuses du Miocène à faciès tantôt argileux, calcaire-marneux ou encore grés-marneux comme au centre de l'Isser.

Région sud: Les massifs calcaires des monts de Tlemcen, sont constitués par des dépôts carbonatés du jurassique supérieur calcaires et gréseux avec deux rides anticlinales SW-NE, sensiblement parallèles, formées à l'Ouest par les Djebels d'Ain El Hout et Hadid, à l'Est par les djebels Talet et Abiod.

Région centre: La dépression inter- montagneuse de la région de la plaine des Amglas et de Maghnia causée par les dépôts marins du Miocène supérieur et inférieur ainsi que des alluvions de sable et de gravier.

1.3.3/Cadre géologique du bassin de l'Oued boumessaoud

Les monts de Tlemcen constituent un édifice régulier formé essentiellement de terrains mésozoïques et cénozoïque, les assises sédimentaires de la vallée de l'oued Boumessaoud attribuées au Jurassique supérieur sont principalement formées de roches carbonatées. Le bassin versant de l'oued Boumessaoud est occupé essentiellement, dans sa partie sud, par les séries du Jurassique recouvertes au nord par des niveaux miocènes qui reposent en discordance sur les formations du mésozoïque (Fig.1.8). Dans la partie aval, les niveaux du Miocène sont recouverts par des colluvions d'âge Plio villafranchien, comprenant des limons brique clairs, des Poudingues durs à ciment calcaire.

1.3.4 /Série stratigraphique

L'évolution des terrains rencontrés de la base au sommet de la série est représentée par :

a- Secondaire

Il forme l'ossature de la région étudiée, il est représenté par le Jurassique supérieur. On peut distinguer du bas vers le haut.

a/1- Grés de Boumediene

Ces grés affleurent sur une grande partie du bassin, surtout à Beni Mester et à la forêt de Zarifet.

Ils se présentent en bancs bruns ferrugineux en surface, à éléments fins à moyen, à ciment calcaire et quartziteux. Ils sont de couleur blanche, roussâtre à la cassure.

a/2- Calcaires de Zarifet

Il s'agit de bancs calcaires de position intermédiaire entre les grès de Boumediene et les dolomies qui forment les environs de TLEMCCEN.

F .DOUMERGUE 1910 les définit sous le nom de calcaire bleu à géodes.

M BENEST 1972 les désigne sous le nom de calcaire de ZARIFET.

En général ce sont des calcaires bleue et gris à grandes géodes de calcite avec quelque minces intercalations marneuses marquant, la base nette du Kimméridgien et passant parfois latéralement à des dolomies grossières (DOUMERGUE .1922). L'épaisseur est environ de 10 à 15 m.

AUCLAIR et BIEHLER , 1967 considèrent qu'ils appartiennent a la série des dolomies de Tlemcen. (Kimméridgien inferieur)

a/3-Dolomies de Tlemcen

Les dolomies de Tlemcen affleurent largement sur le bassin (Djebel TEFATISSET, et la foret de ZARIFET). Ces dolomies donnent des reliefs massifs et ruiniformes dans lesquelles la stratification est difficilement reconnue. La puissance varie entre 200 et 300 m. la macrofaune est rare ; LUCAS (1952) signale les lamellibranches et gastéropodes (foret de ZARIFET).

AUCLAIR et BICHLER (1967) les attribues au Kimméridgien inferieur et renomment « membre calcaréo-dolomitiques inferieur ».

a/4-Les marno-calcaire de RAOURAI

Ces marno-calcaires affleurent au Djebel TIFATISSET et au Djebel Eche-Chiba, nous sommes en présence d'un ensemble marneux et marno-calcaire avec intercalations de bancs de calcaire franc et blanc.Les niveaux marneux sont feuilletés de couleur grise claire. L'épaisseur varie entre 100 et 150 m (Djebel TIFATISSET).

DOUMERGUE (1910) les attribue au Kimméridgien moyen et les nomme de marno-calcaire à pétrocéras. BENEST (1972) leur donne le nom de marnocalcaire de RAOURAI (Kimméridgien moyen).

BENEST (1985) les attribue au tithonique inferieur par corrélation avec les monts de CHELLALA.

b- Tertiaire

Le tertiaire est représenté par le Miocène marneux et le Pliocène conglomératique.

b/1.Les conglomérats de base du Miocène inferieur :

Le Miocène débute par une assise conglomératique de base qui n'affleure pas dans le bassin de l'oued Boumessaoud mais est visible plus à l'ouest sur le bassin de l'oued Zitoune. Ce sont des poudingues hétérométriques, polygéniques à élément calcaires, dolomitiques et gréseux et à ciment calcaire.

b/2.Marnes du miocène inférieur

Ce sont des marnes de couleur verdâtre en surface, grise en profondeur présentant parfois une intercalation de lits limoneux. L'épaisseur varie entre 50 et 100m.

b/3.Marnes du miocène moyen

Ce sont des marnes de très faibles épaisseur se présentant en intercalation des bancs de grés jaunâtres très durs, comportant des traces de courant et d'épaisseur variant de quelque centimètre à 2 mètre. L'épaisseur de la série peut atteindre 150 m .

c- Quaternaire

Le quaternaire comporte :

c/1.Carapace calcaire

La carapace calcaire s'étale sur une grande partie des marnes formant ainsi le plateau du Zenata. Son épaisseur varie entre quelque centimètre à un mètre et devient importante sur le plateau de Zenata où elle peut atteindre 4 à 5 mètres.

c/2.Alluvions anciennes

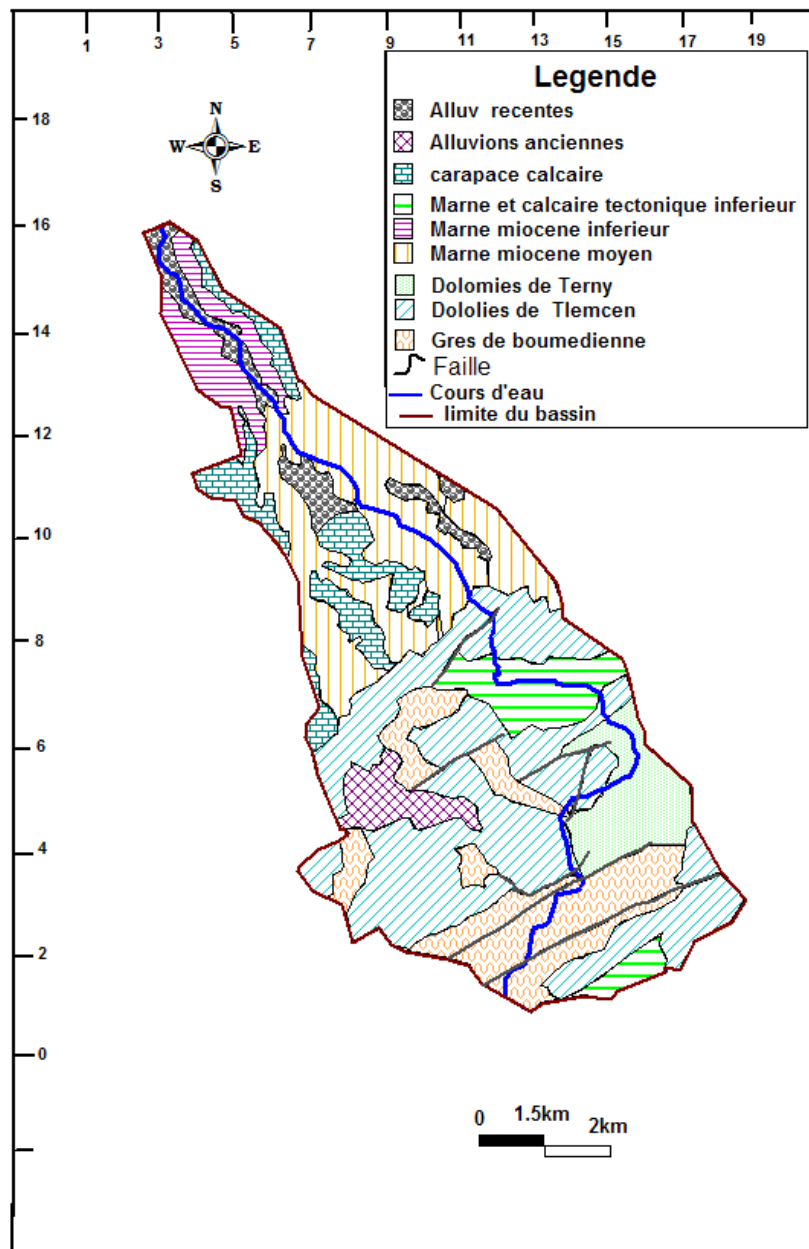
Ce sont des dépôts correspondant à des éboulis de pente provenant de la désagrégation des dolomies et calcaires Kimméridgiens et des grés séquaniens

c/3. Alluvions récentes :

Ce sont des dépôts limoneux nivelant les parties basses des plaines et des vallées et aux bords de cours d'eau qui se présentent généralement en 2 terrasses :

- terrasse haute : sable argileux
- terrasse basse : sable argileux graviers et galets

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud



**Fig.1.8 — Carte géologique du bassin de l'Oued Boumessaoud
— Nord Ouest de l'Algerie —**

1.4/ Contexte hydrogéologique :

L'hydrogéologie met l'accent sur la relation entre les eaux souterraines et l'environnement géologique, c'est-à-dire la chimie, les modes de migration des substances chimiques, l'accumulation de l'eau, etc.

La connaissance des structures hydrogéologiques permet de fixer les limites du bassin versant, de vérifier la concordance du bassin hydrographique avec le bassin des eaux souterraines, de localiser les couches aquifères aux différentes profondeurs et d'établir leurs relations entre elles et avec les eaux de surface.

Rappelons encore que le système des eaux souterraines est lié au cycle hydrologique par différents processus : infiltration par la zone non saturée, apport souterrain par percolation et drainance, évaporation par la zone non saturée et finalement sous-écoulements.

Les Monts de Tlemcen sont caractérisés par la présence essentiellement d'aquifères karstiques dont les réserves permanentes de ces aquifères sont très limitées, car les exutoires occupent souvent les points bas du mur des roches carbonatées.

Il existe au nord du massif Tlemcenien, quelques nappes situées dans les épandages conglomératiques du Plio-Quaternaire. Celles-ci acquièrent un intérêt particulier du fait des formations alluvionnaires datant de cette ère qui prédominent dans notre zone d'étude. Les écoulements souterrains transitent principalement par les alluvions plus ou moins cimentées et les conglomérats, forment ainsi une nappe libre ou de type captive.

Les deux nappes recensées dans ce domaine sont celles de Maghnia et celle de Hennaya, leur alimentation se fait soit directement par la pluie, soit latéralement par les aquifères adjacents, ou bien par l'intermédiaire des oueds lors des crues.

Les grès de Boumediene sur lesquels s'étendent les forêts de Zarifet, occupent une étendue considérable dans les Monts de Tlemcen, ils sont souvent recouverts par les dolomies de Tlemcen, sauf dans le Horst de Ghar Roubane.

Le contexte géologique de quelques-unes des sources de cette formation émerge juste aux niveaux des minces bancs de calcaire emboîtés dans les grès. Ces bancs assurent donc la drainance des grès de Boumédienne qui présentent une transmissivité médiocre avec une réserve renouvelable assez limitée. Il est donc illusoire de vouloir exploiter à gros débit les grès en utilisant comme drains leurs lentilles calcaires (Khaldi, 2005).

1.5/ Conclusion :

L'étude géologique du bassin de l'Oued Boumessaoud a révélé l'existence de formations essentiellement carbonatées (dolomies de Tlemcen) dans la partie sud, et marno-alluvionnaires dans la partie nord soit un comportement perméable à semi perméable des différentes couches lithostratigraphiques qui composent la grande majorité de la surface du bassin, d'où une variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau dans le sol décrite par des profils d'infiltration ou profils hydriques.

Chapitre II :

Climat du bassin versant de l'Oued Boumessaoud

2.1/ Introduction

La Pluie et l'écoulement sont les deux phénomènes hydrologiques qui ont le plus d'importance pour l'érosion des sols. Hauteur de pluie et forme des averses sont ensemble des facteurs clefs de l'érosion.

Une étude climatique sur le bassin d'étude mettra en lumière la variation spatio-temporelle des différents facteurs climatiques qui régissent le régime hydrologique du cours d'eau, à savoir la précipitation, la température et l'évapotranspiration.

2.2/ Climat de la Tafna

Un aperçu sur le climat de l'Algérie fait ressortir qu'il se caractérise par des contrastes importants avec une étendue de types de climats très différents et ce en relation avec les particularités géographiques et écologiques du pays en l'occurrence l'influence conjuguée de la mer, du relief et de l'altitude. De type méditerranéen, ce climat est caractérisé par des pluies torrentielles, irrégulières aussi bien dans l'espace que dans le temps. Ces pluies sont nettement fréquentes en automne lorsque le couvert végétal est absent et le sol ameubli par les labours, le transport solide atteint ces valeurs maximales (Touibia, 2002 ; Achite et al, 2005 ; Arabi et al., 1989). Ces précipitations accusent une grande variabilité mensuelle et surtout annuelle.

Des températures moyennes annuelles élevées, dépassant les 20°C dans le sud et plus douces le long du littoral. Ceci est lié au niveau élevé du rayonnement solaire parvenant à la région, et aux advections fréquentes de masses d'air chaudes. Ces éléments entraînent une forte évapotranspiration.

Le climat du bassin de la Tafna s'apparente à celui de toute la région méditerranéenne de l'Afrique du Nord, il est doux et humide. La température moyenne annuelle est d'environ 15.5 °C en été. Les deux mois les plus chauds sont juillet et août, et ont une température moyenne de 26 °C (Dekiche ; 1993).

Le régime général des pluies est celui des zones semi-arides méditerranéennes de l'Afrique du Nord. Il est caractérisé par des précipitations d'hiver avec des maxima en décembre, janvier et février, et une longue période de sécheresse, pratiquement sans pluie de juin à septembre. L'évaporation sur nappe d'eau libre atteint la valeur moyenne annuelle de 1200 mm. Les vents sont modérés à prédominance Nord et Nord-Ouest (Khaldi,2005).

2.3/ Etude des précipitations

2.3.1/Caractéristiques pluviométriques du bassin versant

Les données pluviométriques caractérisant notre bassin ont été recueillies au niveau de trois stations pluviométriques les plus proches de la région d'étude.

Leurs coordonnées Lambert et leur période d'étude sont données dans le tableau (2.1).

Tableau.2.1/ Caractéristiques des stations de mesure du bassin d'étude.

Station	code	coordonnées			Période d'observation
		Z(m)	X(m)	Y(m)	
Tlemcen	160518	410	133500	180100	1973/2000
Hennaya	160509	320	125450	187200	1985/2005
Zénata	160506	270	120100	194600	1981/2010

Pour mieux cerner l'étude de la pluviométrie, nous avons retenu des séries des pluies moyennes mensuelles.

Bien que la notion de la moyenne pluviométrique estompe la réalité des faits climatiques, notamment en domaine méditerranéen, sa connaissance demeure nécessaire pour aborder l'étude de l'abondance des cours d'eau et surtout la détermination du bilan moyen annuel de l'écoulement (Bouanani,2004). Elle permet également de cerner la variabilité des pluies sur de longues périodes d'observation, néanmoins, cette variabilité doit être précisée par des moyens statistiques qui permettent de lier les hauteurs précipitées à leur durée de récurrence.

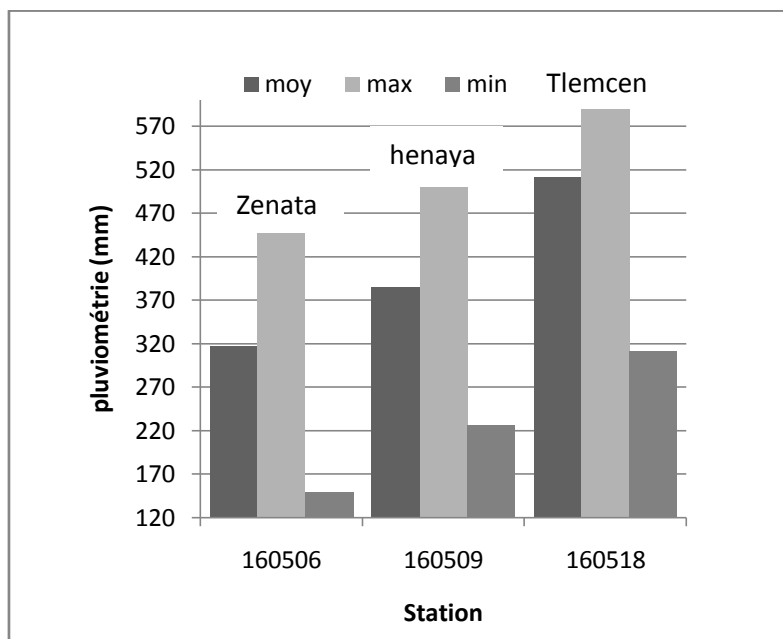


Fig. 2.1/ Caractéristiques pluviométriques des trois stations de mesure.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

D'après le graphique de la figure (2.1), on constate une certaine homogénéité entre les valeurs des précipitations relevées au niveau des trois stations. Les caractéristiques pluviométriques de la station de Zenâta et celle d'Hennaya sont assez proches, par contre la station de Tlemcen enregistre des valeurs légèrement supérieures ceci est due essentiellement à l'influence de l'altitude.

Tab.2.2 / Caractéristiques des pluies annuelles des stations pluviométriques du bassin versant.

Station	Moyenne (mm)	P _{max} (année)	P _{min} (année)	Nbre d'années > moy	P _{max} /P _{min}
Tlemcen	511.7	813.5(73/74)	310.7(83/84)	12 sur 28	2.62
Hennaya	384.6	499.5(91/92)	226.4(87/88)	11 sur 21	2.21
Zénata	317.7	447(86/87)	149(83/84)	17 sur 30	3

Suivant le tableau (2.2) le nombre d'années où la hauteur de pluie annuelle est supérieure à la moyenne avoisine plus ou moins 50% sur l'ensemble des trois stations ,ce ci témoigne d'une tendance de petites périodes relativement humides, qui s'étalent selon la période de mesure retenue pour chacune des stations, avant l'année 80/81 pour la station de Tlemcen et avant 91/00 pour les stations de Zenâta et d'Hennaya.

2.3.2 / Homogénéisation des séries pluviométriques :

Pour déterminer de façon plus ou moins précise les caractéristiques pluviométriques de notre bassin, il est indispensable d'effectuer une extension et un test d'homogénéisation pour les données pluviométriques des différentes stations entre elles. Cela est possible par la méthode de doubles masses pour vérifier l'homogénéité des totaux annuels, ensuite par la méthode de la corrélation linéaire pour reconstituer par extrapolation les données manquantes dans les stations pourvues de lacunes.

L'examen des graphiques des doubles cumuls (Fig .2.2), montre que les tracés obtenus entre les stations de Zénata et Tlemcen ainsi que ceux entre Hennaya et Tlemcen , ne présentent aucune cassure ce qui signifie que les données de cette dernière sont fiables.

En prenant la station de Tlemcen comme station de référence ,on peut considérer les stations de Zénata et d'Hennaya comme homogènes.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

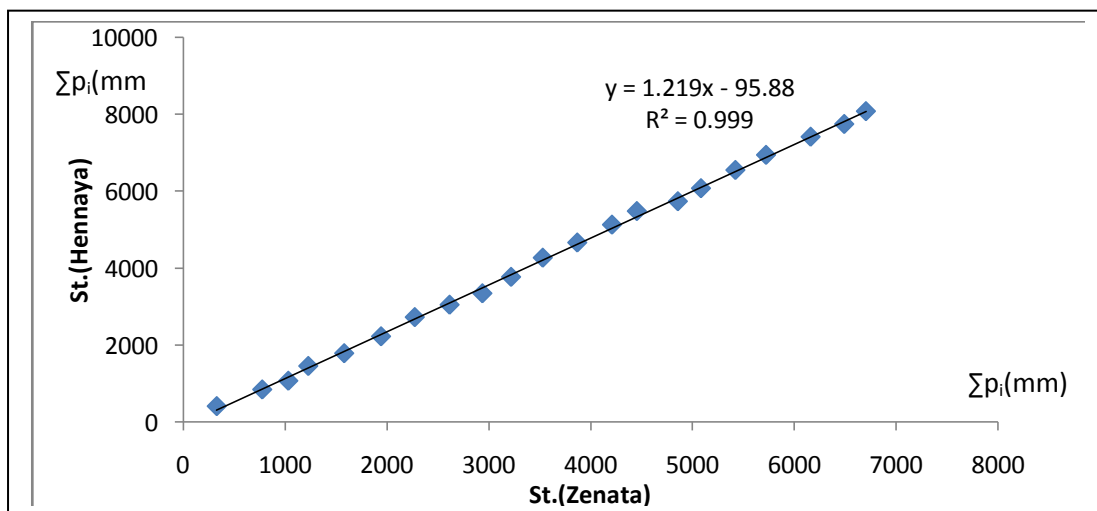
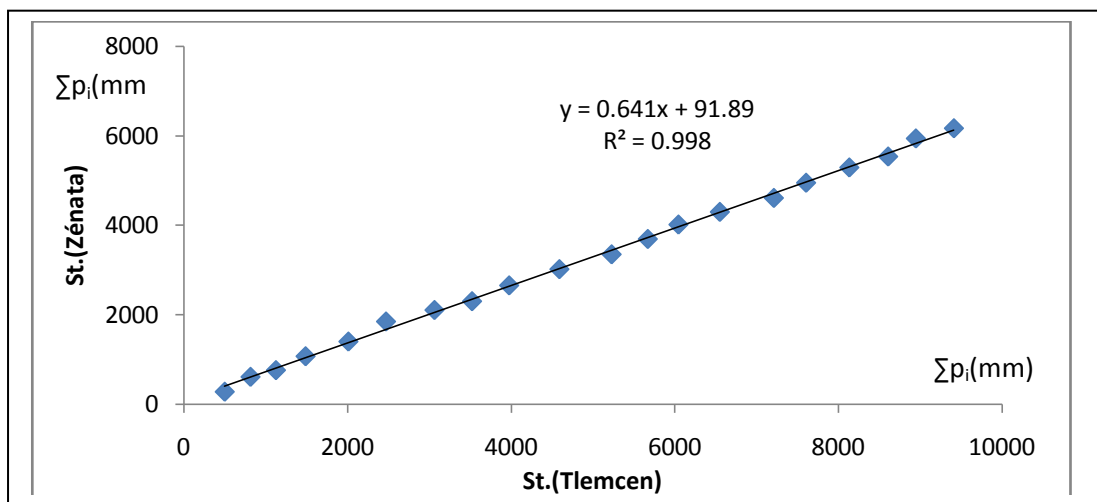
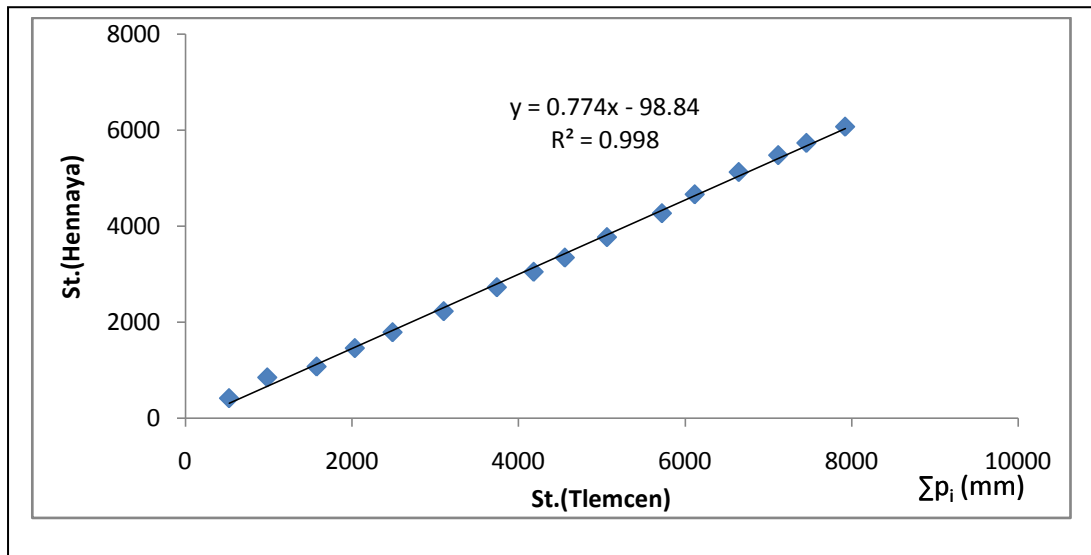


Fig.2.2 /la méthode du double cumuls entre (Zenata, Hennaya) et la station de Tlemcen comme station de référence.

2.3.3/Variations spatio-temporelles des précipitations annuelles :

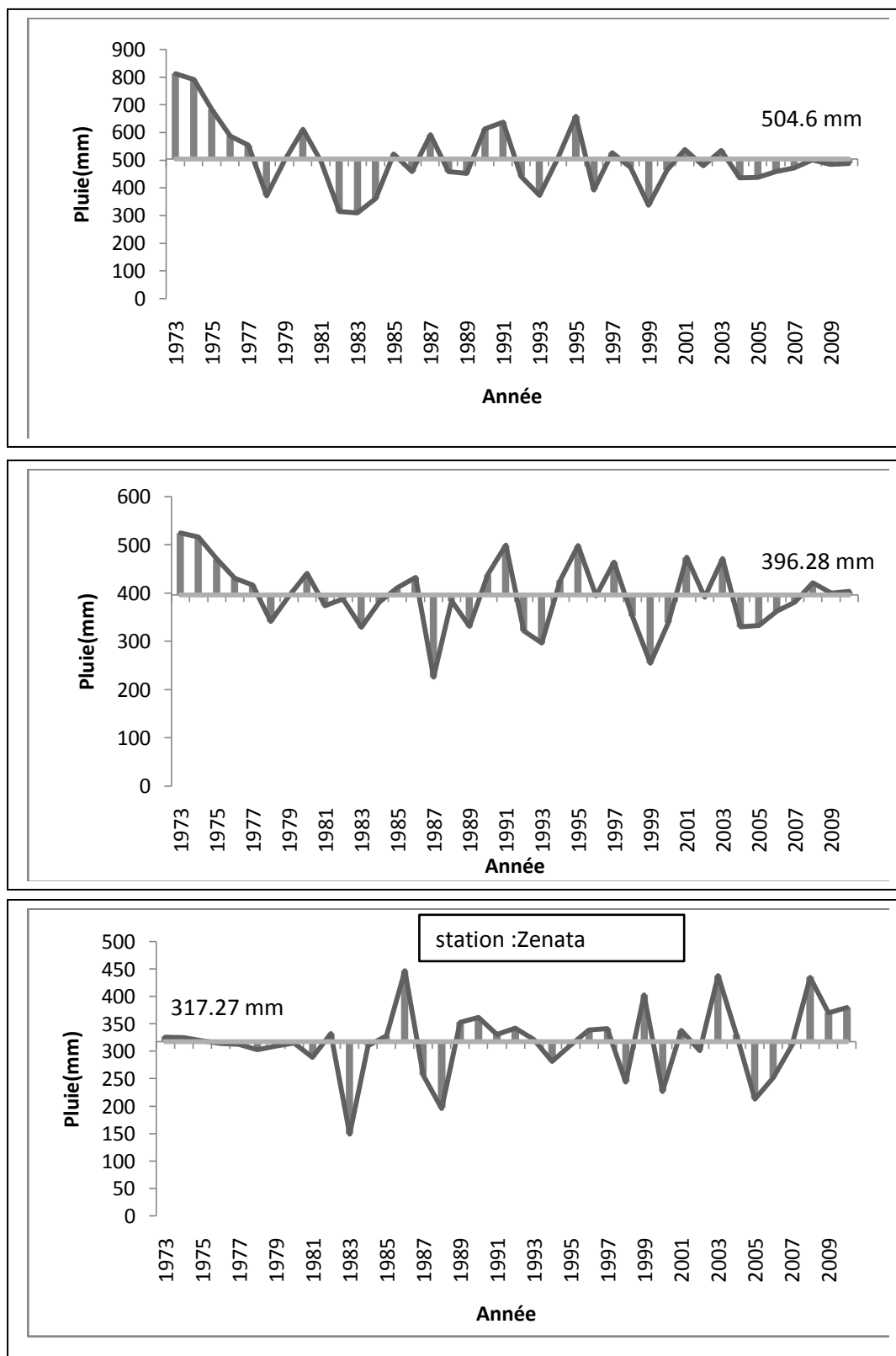


Fig.2.3 Variabilité interannuelle de la pluviométrie annuelle moyenne dans le bassin de Oued Boumessaoud durant la période (1973/2010) .

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

La variation temporelle des précipitations dans notre bassin montre une forte fluctuation de pluviométrie d'une année à l'autre. Cette variation nous permet de désigner les périodes sèches et humides dans la variation interannuelle. Pour cela, nous avons établi les diagrammes de variation des pluies annuelles (Fig.2.3).

En examinant le graphe ci-dessus, on remarque une prédominance d'années déficitaires pour les deux stations de Tlemcen et d'Henaya (soit 24 et 20 années respectivement) sur une période d'observation de 38 années , alors que la station de Zénata a connu 18 années déficitaires contre 20 années excédentaires. On note qu'à partir de l'année hydrologique 77/78 le nombre d'années déficitaires s'est accentué pour la station de Tlemcen et celle d'Henaya, ainsi mis à part les années (1980,1990,1991,1995 et 2001) où les excédents pluviométriques ont été appréciables avoisinant ou même dépassant 20 % la moyenne enregistrée de la série pluviométrique retenue (73/10) ; les autres années soit un nombre de 27 ont totalisé des précipitations annuelles en dessous de la moyenne. La décennie (80/90) a été la plus marquée par ce déficit avec un maximum de 193.73 mm (82/83) , de 168.27 mm (82/83) et de 169.88 mm (86/87) pour la station de Tlemcen , de Zénata et d'Henaya respectivement. Ceci témoigne d'une tendance de périodes sèches plus fréquentes dans la variation interannuelle qui s'étendent de 1978 à 2010. La période humide la plus prononcée, n'a été constatée que durant la période de (1973-1977).

Ce graphique confirme bien l'apparition et la persistance d'une sécheresse durant les deux dernières décennies de la série .Généralement, la sécheresse a apparu sur la majorité des pays du bassin méditerranéen depuis les débuts des années 80 et a duré jusqu'à 2001 (Kettab, 2001).

Cette constatation sur l'évolution de la pluviométrie a été confirmée par beaucoup d'auteurs qui ont étudié le climat de la méditerranée ces dernières années. En effet la répartition de la pluie subit trois influences, celle de l'altitude, des conditions topographiques, de la longitude et enfin celle de l'éloignement à la mer (Seltzer,1946).

Bouanani(2003) a établi Une étude comparative sur le changement du régime pluviométrique dans le Nord-Ouest Algérien, en particulier le bassin de la Tafna en choisissant deux périodes bien distinctes :la première de 1913 à 1938 et la deuxième entre 1970 et 1998. Il conclut qu'il y a eu une rupture dans la décennie 70 (réduction de la pluviométrie) pour la quasi-totalité des stations pluviométrique de cette région. Ce qui témoigne l'appartenance de notre série d'observation (73/00) à une phase climatique sèche.

2.3.4/Variabilité mensuelle et saisonnière des précipitations :

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année et ses variations influence en grande partie l'écoulement saisonnier, ainsi les périodes humides et sèches durant l'année hydrologique seront facilement détectés suite à la contribution moyenne de chaque saison.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

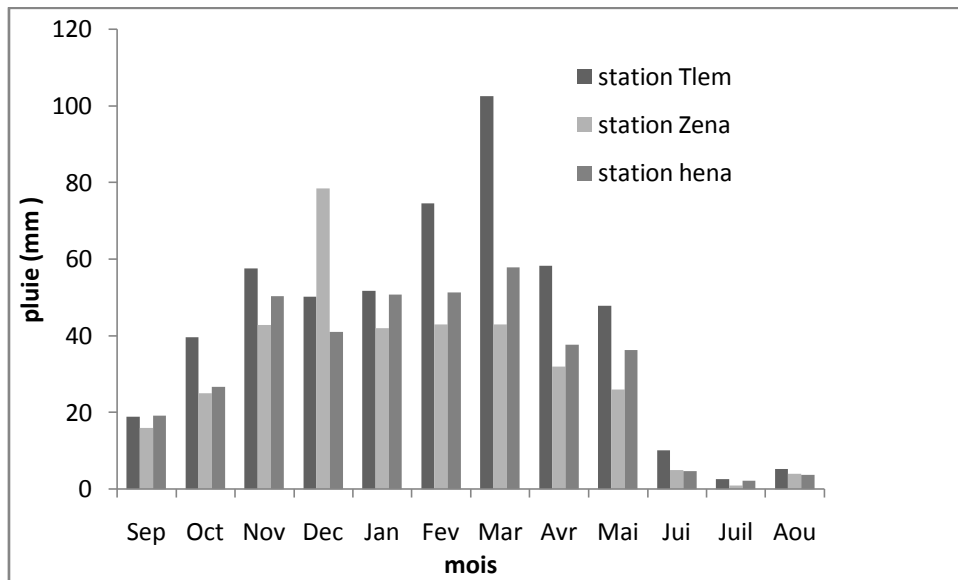


Fig.2.4 /Variations des précipitations moyennes mensuelles dans le bassin de Oued Boumessaoud.(73/10).

D'après la représentation graphique de la Fig.2.4, on peut limiter deux périodes pluviométriques bien distinguées :

-Une période sèche qui correspond à la saison d'été (juin, juillet, août), caractérisée par un déficit pluviométrique bien marqué où les précipitations ne dépassent guère 4 mm en moyenne.

-Une période humide qui correspond au reste de l'année dans laquelle on peut constater deux saisons qui se partagent le maximum, l'hiver où le total de pluie varie entre 177 et 143 mm, et le printemps avec des valeurs comprises entre 101 et 209 mm, selon la station. les mois les plus pluvieux sont situés au mois de Mars pour les deux stations de Tlemcen et Hennaya, par contre la station de Zenata enregistre la plus grande quantité de pluie tombée au mois de Décembre . Les mois les plus secs sont représentés par juillet et Août.

Le maximum saisonnier (Fig.2.5) se situe en hiver (161.9mm) suivi par un maximum secondaire (147.3mm) au printemps, l'été (12.92 mm) étant la saison la plus sèche. En outre l'automne est lui aussi relativement pluvieux avec 98.81 mm en moyenne.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

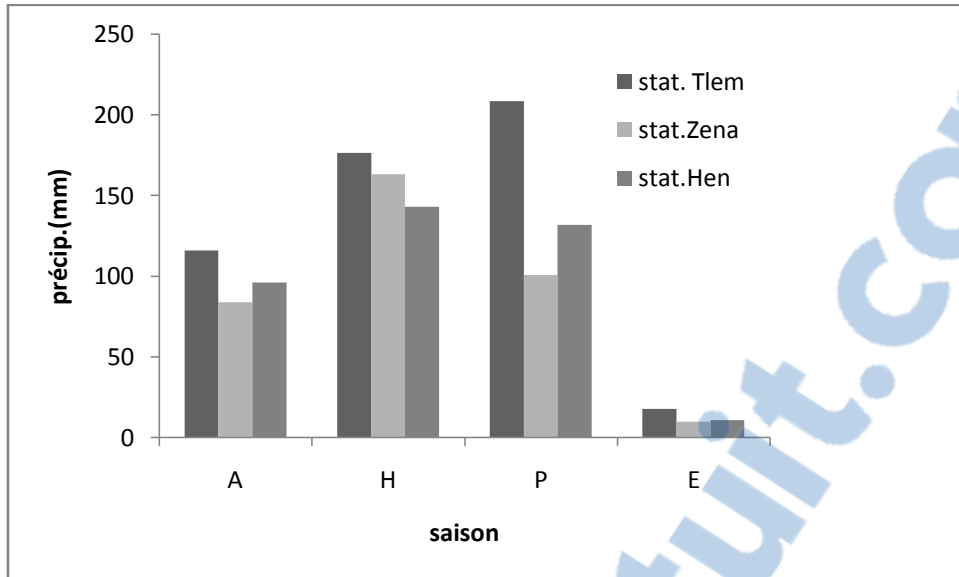


Fig.2.5 / Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de l'Oued Boumessaoud (73/10).

L'allure de la variation mensuelle et saisonnière de la pluviométrie montre une certaine homogénéité entre les trois stations.

Cependant pour mieux suivre la variabilité inter mensuelle des précipitations durant la période d'étude, et pour mieux connaître s'il existe une éventuelle relation entre les changements dans le régime pluviométrique des dernières décennies et la baisse de la pluviométrie d'un mois spécifique, nous avons établis un diagramme représentant le coefficient de variation mensuel au niveau de la station de Tlemcen sur une période s'étalant de 1973 à 2000 (Fig.2.6).

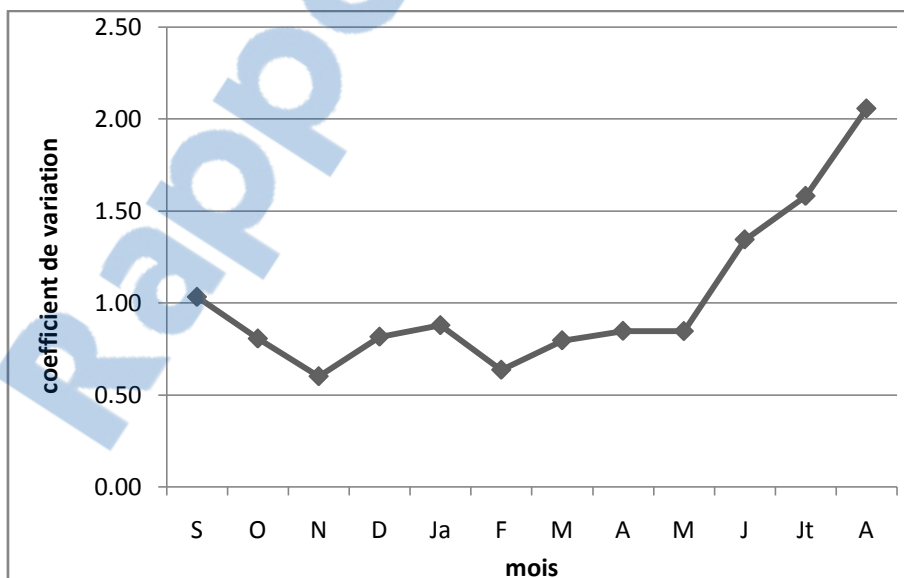


Fig.2.6/ Variations mensuelles du coefficient de variation.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Les résultats du tableau (2.3) traduisent bien une très forte irrégularité de la variation pluviométrique d'un mois à l'autre avec des valeurs élevées du coefficient de variation. Tandis que les plus fortes valeurs ont été enregistrées pendant le mois d'été pour un (Cv) variant entre 1 et 2 , cela serait certainement du à la période de sécheresse marquée des mois secs associée à l'apparition d'orages violents.

Tab.2.3/ moyenne ,écart type, coefficient de variation de la série pluviométrique (73/00) :Station de Tlemcen.

station	S	O	N	D	Ja	F	M	A	M	J	Jt	A	année
Tlemcen													
moy	18,9	39,6	57,7	50,2	51,8	74,7	102,6	58,3	47,8	10,1	2,6	5,3	511,7
ecart type	19,5 4	31,9 3	34,6 6	40,9 8	45,4 8	47,5 1	81,7 0	49,3 9	40,4 8	13,5 2	4,1 5	10,8 0	132,47
Cv	1,03	0,81	0,60	0,82	0,88	0,64	0,80	0,85	0,85	1,34	1,5 8	2,06	0,26

Selon une synthèse bibliographique il faut souligner l'importance de la sécheresse qui sévit ces dernières décennies dans notre pays et principalement dans le nord ouest. Toute fois, l'ampleur du déficit pluviométrique de la période (74/92) et son intensification d'est en ouest a occasionné une tendance à la sécheresse des vingt dernières années comme celle apparues durant les années 1913 et 1940 (Khaldi,2005).

Pour l'Algérie, caractérisée par un climat méditerranéen semi-aride, la saison estivale dure trois à quatre mois sur le littoral et varie entre cinq à six mois au niveau des Hautes Plaines et est supérieure a six mois au niveau de l'Atlas Saharien (Djellouli, 1990). Cette saison est typique d'une longue période de sécheresse. La saison pluvieuse s'étale globalement de Septembre à Mai, suivie d'un été sec et ensoleillé (Seltzer, 1946) ; (Ghachi, 1986).

2.3.5/ Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité

Cette partie concernera la réalisation d'un graphique où les données pluviométriques annuelles disponibles au niveau des stations de mesures seront représentées par une loi statistique qui s'ajuste mieux à leur distribution. La loi normale est la loi statistique la plus répandue et la plus adéquate à nos séries pluviométriques annuelles.

L'ajustement graphique des séries pluviométriques des différentes stations du bassin d'étude pour les différentes périodes retenues (Fig.2.7), montre que la pluie s'ajuste en général suivant une loi normale de Gauss. Cet ajustement nous permet de calculer des précipitations relatives à des récurrences données (Tab.2.4).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

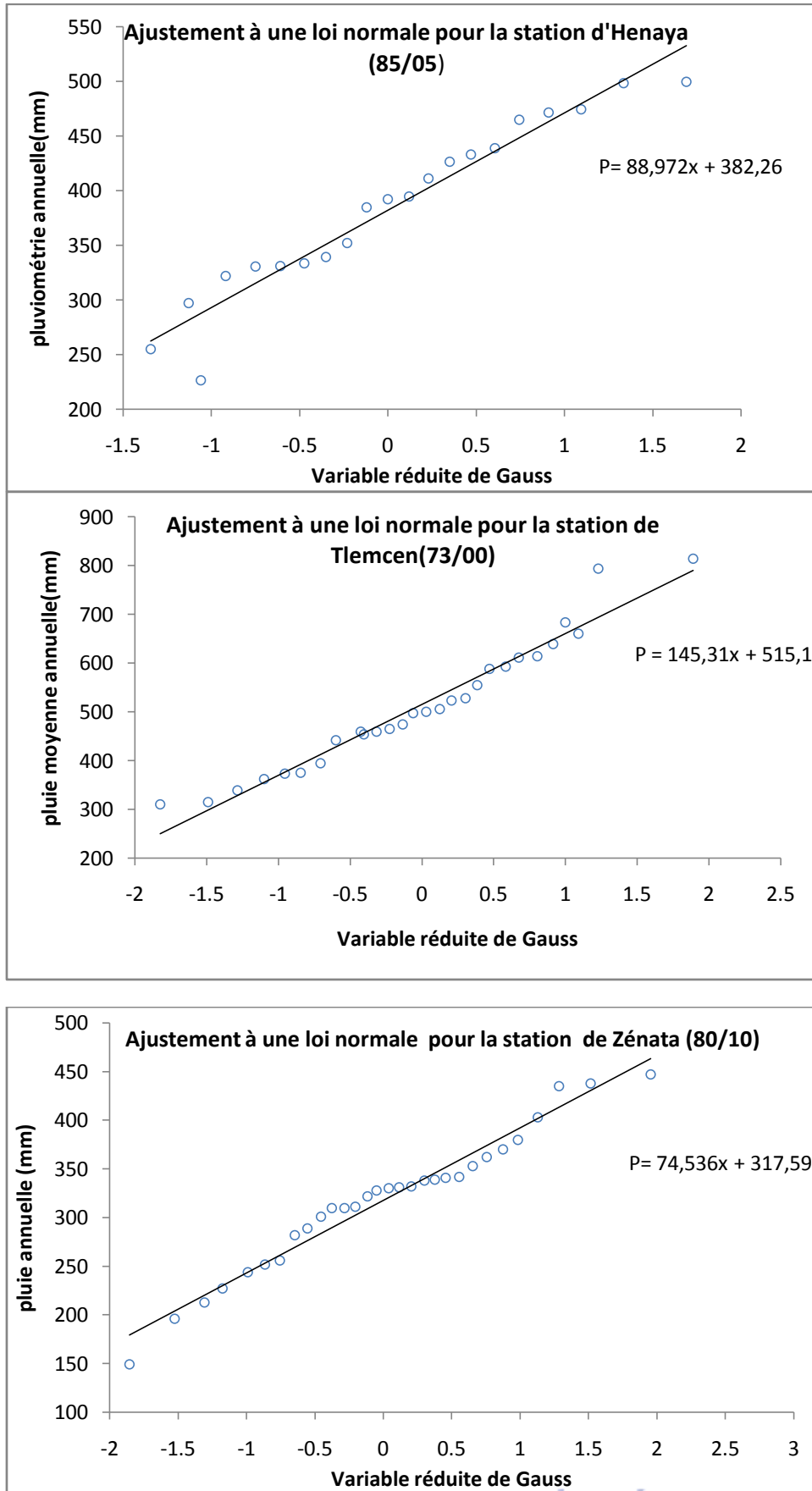


Fig.2.7 /Ajustement à une loi normale pour les trois stations d'étude.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Tab.2.4 / Précipitations pour des périodes de récurrence dans les stations du bassin versant.

Station	Paramètres statistiques		Pluie moyenne	Pluie décennale	Pluie centennale	Pluie millénaire
	Cv	$\bar{6}$				
Henaya	0.203	77.79	382.26	496.14	589.56	657.18
Zénata	0.221	70.28	317.59	412.99	491.25	547.90
Tlemcen	0.257	132.47	515.1	701.09	853.67	964.10

Si l'on se réfère au tableau.2.2 et suite aux pluies de différentes récurrences, la station de Tlemcen et celle d'Hennaya après son extension ont connu une pluie de type centennale pendant l'année hydrologique (73/74).Par contre pour la station de Zénata la pluie centennale a été détectée pendant l'année hydrologique 1986/87. A noter qu'aucune des trois stations de mesure n'a enregistré une pluie de type millénaire.

2.4/ Etude du régime thermique :

Les températures élevées accroissent l'évapotranspiration, assèchent le sol et détruisent la végétation. De ce fait, durant la saison sèche, les sols nus sont exposés aux orages estivaux, favorisant ainsi, la dessiccation du sol et l'éclatement des agrégats lors d'une humectation rapide.

On dispose des données de températures moyennes mensuelles et annuelles de la station de Tlemcen, avec les minima et les maxima (Tableau2.5) Les données des autres stations ne sont pas disponibles.

Tab.2.5 /Températures moyennes mensuelles à la station de Tlemcen

Station	T°C	S	O	N	D	J	F	M	A	M	j	jt	A	ann
Tlemcen	min	15	12	8	7	5	7	7	8	10	14	17	18	10.7
	max	28	23	17	16	14	16	17	18	22	27	32	33	21.9
	Amp	13	11	9	9	9	9	10	10	12	13	15	15	11.2
	moy	21.5	17.5	12.5	11.5	9.5	11.5	12	13	16	20.5	24.5	25.5	16.3

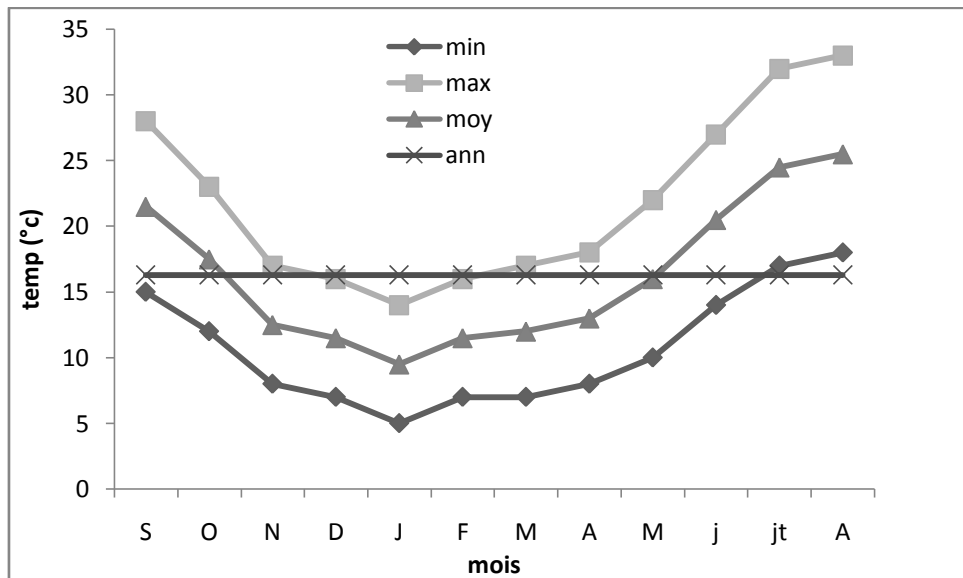


Fig.2.8/ Variation mensuelle des températures à la station de Tlemcen (73/00).

La figure (2.8) montre que l'année hydrologique du bassin de l'Oued Boumessaoud se divise en deux saisons thermiques. L'une chaude s'étend de Mai à Octobre avec une température moyenne mensuelle (20.9°C) supérieure à la moyenne annuelle (16.3°C) et l'autre saison froide qui correspond à Novembre –Avril, avec une moyenne de 11.66 °C .

Le mois d'Aout représente le mois le plus chaud avec une température moyenne de 25.5°C. Tandis que le minimum d'environ 9.5°C se situe en janvier. La chute de température s'effectue à partir du mois de Septembre jusqu'à Janvier puis elle augmente progressivement jusqu'à Aout.

Plusieurs auteurs qui ont étudié le climat de l'Algérie, mettent en évidence la grande variation brutale de températures qui est bien marquée entre l'hiver et l'été. L'état de contraste des températures, entre les deux périodes, s'accroît fortement en s'éloignant de la mer et en prenant de l'altitude.

2.5 /Evapotranspiration et déficit d'écoulement :

L'évapotranspiration un des facteurs intervenant dans le bilan hydrologique, est conditionnée par : les conditions climatiques, les conditions liées au sol et la végétation. Elle influence directement le régime hydrologique du cours d'eau.

Un déficit d'écoulement résulte suite à un affaiblissement prolongé des apports pluviométriques au niveau du bassin versant. Il représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être estimé à l'aide des mesures ou de méthodes de calcul. Pour calculer le déficit d'écoulement à partir des données de la station de Tlemcen , nous avons adopté les méthodes de calcul les plus utilisées telles que la formule de Turc . Cette dernière permet d'évaluer directement l'évapotranspiration réelle annuelle moyenne d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle :

2/. Formule de Turc :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{p^2}{L^2}}}$$

Avec,

D : Déficit d'écoulement (mm) ;

P : Pluie annuelle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C).

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$$

Par contre la formule de Turc donne une valeur de 421.07 mm, soit (83 %) de la hauteur annuelle précipitée. Ce qui traduit l'aridité du climat, la pauvreté et l'irrégularité de la pluviométrie dans le bassin d'étude.

En Algérie, durant les dernières décennies, les pluies ont été généralement faibles accusant un déficit notable de 60 à 280 mm par rapport aux moyennes sur 30 ans (Roose, 1993). (Meddi & Hubert, 2003) indiquent que le déficit d'écoulement peut atteindre 70%. Toutes les études faites sur le climat de l'Algérie durant la deuxième moitié du dernier siècle révèlent la manifestation d'une période de sécheresse intense et persistante, accusant un déficit pluviométrique considérable dépassant 50 % dans certaines séquences du phénomène.

2.6 /Conclusion

Cette deuxième partie nous permet de dire que le bassin de l' Oued Boumessaoud est caractérisé par un climat méditerranéen semi-aride où la moyenne des précipitations annuelle est de (404.65 mm) avec un maximum de (813.5 mm) enregistré à la station de Tlemcen. Les pluies moyennes mensuelles sont irrégulières avec un coefficient de variation très élevé en été. L'année hydrologique se divise globalement en deux saisons bien distinctes, une humide allant du mois de Septembre au mois de Mai, et une sèche correspondant aux mois de juin, juillet et Août.

Les mois les plus pluvieux sont le mois de Mars(102.6 mm à la station de Tlemcen) et Décembre (78.46 mm à la station d'Henaya), ceux où la pluviométrie est presque nulle sont juillet et Aout. Les températures au niveau du bassin versant oscillent entre un minimum de 9.5 °C au mois de Janvier et un maximum de 25.5 °C enregistré au mois d'Aout, la moyenne annuelle a été de 16.3 °C.

La nature et le type du climat qui règne sur le bassin d'étude engendre un déficit d'écoulement de plus de 80 % de la hauteur d'eau précipitée.

DEUXIEME PARTIE :

HYDROLOGIE ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DU BASSIN VERSANT DE L'OUED BOUMESSAOUD

Chapitre III

Fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Oued Boumessaoud.

3/1. INTRODUCTION

Les relevés des débits d'une rivière pendant une longue série d'années montrent des variations saisonnières systématiques (position des hautes et basses eaux) en fonction des principaux facteurs influençant l'écoulement : le régime des précipitations, la nature du bassin versant, sa situation géographique, l'infiltration, etc. Le régime hydrologique d'un cours d'eau résume l'ensemble de ses caractéristiques hydrologiques et son mode de variation.

La nécessité de comprendre l'évolution des données hydrométriques recueillies au niveau d'une station de jaugeage, servira d'une part l'évaluation des apports liquides à différentes échelle de temps, et d'autre part l'analyse de la variabilité événementielle de l'écoulement.

Les débits moyens annuels et bilans hydrologiques, les variations saisonnières des débits et régimes fluviaux, les débits moyens journaliers, les intensités des débits extrêmes des crues et des étiages ainsi que leur fréquence, sont autant de paramètres pris en compte pour illustrer l'intérêt de l'hydrologie dans les principales problématiques relatives à la gestion de l'eau (pollution, inondations, contrôle des régimes hydrologiques) .

Pour aborder le problème, nous allons baser notre étude de l'écoulement de l'Oued Boumessaoud, sur les données des débits liquides instantanés relatives à la période de (1988 à 2003). L'exploration est orientée vers la région de la station se trouvant à 10 km en amont de l'embouchure de notre bassin : C'est le cas de la station de Hennaya . Ces données sont fournies par l'A.N.R.H d'Oran. Les caractéristiques de cette station hydrométrique sont consignées au tableau (3.1).

Tab.3.1/ Caractéristiques de la station hydrométrique d'Hennaya.

Bassin	Station	Code	X(m)	Y(m)	Z(m)	Période
Oued Boumessaoud	Hennaya	160509	125500	188100	320	88/03

3.2 / DEBITS MOYENS ANNUELS :

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. Toute fois le régime d'écoulement du cours d'eau principal correspondant à une période donnée influence la variation des apports liquides saisonniers et annuels.

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

Ce dernier qui dépend essentiellement de la distribution des précipitations et de leur intensité, mais il est fonction également du relief du bassin versant et de ses caractéristiques physico-géologiques.

Pour ce type d' Oued, les apports liquides à fréquence rare sont, pour la plupart, à caractère localisé et se produisent sous forme d'averses violentes et intenses (Esteinne & Godard, 1970); (Demmak, 1982) ; (Achite & Ouillon, 2007).

3.2.1 / L'irrégularité interannuelle des modules :

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 ($Q_{moy} = 0.268 \text{ m}^3/\text{s}$) (Tab.3.2).Elle peut être complétée par d'autres critères statistiques simples tels que le coefficient de variation(C_v), ainsi que le coefficient d'immodération (R) donné par le rapport des modules extrêmes ($R = Q_M/Q_m$) (Tab.3.3).

Tab.3.2/ Débits moyens annuels de l'oued Boumessaoud (Station d'Hennaya).

Année	Q(m3/s)	q(l/s/km2)	Q/Qmoy
88/89	0.262	5.697	0.98
89/90	0.258	5.601	0.96
90/91	0.52	11.304	1.94
91/92	0.265	5.761	0.99
92/93	0.120	2.609	0.45
93/94	0.095	2.065	0.35
94/95	0.51	11.087	1.90
95/96	0.61	13.261	2.28
96/97	0.2	4.348	0.75
97/98	0.271	5.899	1.01
98/99	0.275	5.978	1.03
99/00	0.045	0.978	0.17
00/01	0.150	3.261	0.56
01/02/	0.247	5.373	0.92
02/03/	0.242	5.270	0.90
03/04/	0.261	5.668	0.97
04/05/	0.218	4.735	0.81
Moy	0.268	5.817	1.00

Le tableau (3.2) montre que les années d'hydraulicité faible ($Q_i/Q_{moy} < 1$) sont les plus prépondérantes. Ces années correspondent à des périodes de déficit d'hydraulicité où le débit reste inférieur à la moyenne interannuelle ($0.268 \text{ m}^3/\text{s}$). Durant la première moitié de la décennie allant de 88/89 à 97/98 à l'exception de l'année 90/91, 50% des années hydrologiques étaient déficitaires. Le bassin versant d'étude, à l'instar des autres bassins constituant la Tafna a été sérieusement affecté par la sécheresse qui a gagné toute la région de l'ouest algérien, depuis le milieu des années soixante dix jusqu'au début de la décennie 90/99.

Le caractère déficitaire semble s'estomper durant la deuxième moitié de la décennie 90/99, une forte hydraulicité ($Q_i/Q_{moy} > 1$) des années qui lui correspondent témoigne d'excédents pluviométriques assez importants. Pour cette classe l'année la plus marquée était 1995 où ($Q_i/Q_{moy} = 2.28$). Celle-ci a connu une succession de crues pendant le mois d'octobre qui se sont avérées les plus importantes.

Le tableau (3.3) donne des valeurs d'un coefficient d'immodération assez important et d'un coefficient de variation considéré comme élevé, cela justifie une irrégularité accentuée des débits inter annuels.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Tab.3.3 /valeurs caractéristiques des modules au niveau du bassin versant.

Station	Moy(m ³ /s)	Max (m ³ /s)	Min (m ³ /s)	Nbre d'années > moyenne	R QM/Qm =	Cv
Hennaya	0.268	0.61	0.045	5 sur 17	13.5	0.54

La figure (3.1) représente la courbe de variation inter annuelle des modules dans le bassin d'étude. Une forte fluctuation des débits est observée d'une année à une autre. Il est à remarquer aussi, qu'une baisse significative des apports liquides drainés par l'oued lors des six dernières années de notre série d'observation, causant ainsi une deuxième séquence de déficit pluviométrique dans cette région ,l'année la plus sèche était 99/00 avec un débit de 0.045 m³/s. Cette situation est le résultat de la tendance climatique sèche qu'a connu l'Ouest algérien depuis les années 80.

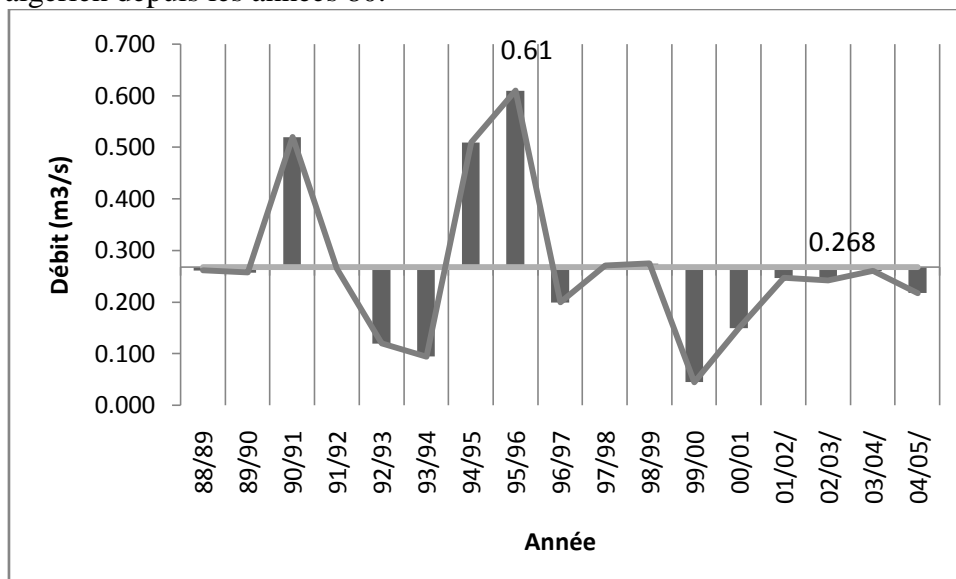


Fig 3.1. Variation inter annuelle des modules de l'oued boumessaoud

3.2.2 /Bilan moyen annuel de l'écoulement :

Le phénomène continu du cycle de l'eau se schématise en trois phases :

- . les précipitations,
- . le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain,
- . l'évaporation.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique détermine ainsi le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps.

Devant la difficulté de quantifier les variables qui caractérisent les processus hydrologiques, et si le bassin est considéré comme relativement imperméable, on se limite à donner une équation hydrologique simplifiée de la forme :

$$D = P - E$$

Avec

D : déficit moyen annuel de l'écoulement (D) en mm.

P : hauteur d'eau précipitée dans le bassin en mm.

E : lame d'eau écoulée équivalente en mm.

Le déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation.

On introduit un autre coefficient représenté par le rapport (E/P) appelé coefficient moyen annuel de l'écoulement "C".

Les données qui expriment ces paramètres sont présentées dans le tableau (3.4).

Tab.3.4 / Bilan moyen annuel de l'écoulement.

Station	Période	P(mm)	E(mm)	D(mm)	C (%)
Tlemcen	88/03	504.46	183.7	320.76	36 %

Il apparaît bien que 320.76mm des eaux précipitées ne soutiennent pas l'écoulement dans l'Oued Boumessaoud. Pour notre bassin, la valeur du coefficient moyen annuel de l'écoulement (C) met en évidence que seul 36 % de la lame d'eau précipitée s'écoule dans l'Oued, par contre les (64%) restant s'évapore ou s'infiltré. Ceci justifie davantage la perméabilité du type du sol de notre bassin, cette particularité est appuyée par une autre caractéristique spécifique à toute l'Algérie du nord qui est le climat semi aride régnant sur cette région et son immense influence sur l'écoulement dans l'Oued Boumessaoud .

Plusieurs auteurs ont déduit le même constat sur l'écoulement et son étroite dépendance avec la pluviométrie. En effet (Bouanani,2004) , en focalisant son étude sur les quatre principaux bassins versants de la Tafna, il a trouvé les déficits d'écoulement suivants : 94 % , 91.6 % 59.43 % et 81.6% pour les bassins du Mouilah , de l'Isser, de la haute Tafna et de Sikak respectivement .

3.3 / DEBITS MOYENS MENSUELS ET SAISONNIERS :

L'analyse des débits moyens mensuels permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leurs variations inter annuelles ou inter saisonnières. L'interprétation de ces régimes peut être établie par divers critères statistiques comme indiqué dans le tableau (3.5) parmi lesquels on retiendra, principalement le coefficient mensuel de débit (C.M.D) qui est défini comme le rapport du débit moyen mensuel au module inter annuel de la période considérée .

Tab 3.5 / Répartition des débits mensuels de l' Oued Boumessaoud.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Ju	A	Ann
moy	0.25	0.31	0.36	0.19	0.29	0.22	0.77	0.28	0.34	0.03	0.01	0.02	0.268
CMD	0.9501	1.152	1.332	0.720	1.080	0.828	2.879	1.044	1.260	0.097	0.036	0.058	1
max	1.28	1.31	2.8	1.4	1.12	0.76	2.49	1.01	1.35	0.05	0.02	0.045	0.61
min	0.001	0.001	0.007	0.001	0.004	0.002	0.02	0.005	0.002	0.0007	0.003	0.007	0.045
σ	0.401	0.434	0.750	0.352	0.381	0.221	0.995	0.325	0.432	0.025	0.009	0.016	0.146
Cv	1.57	1.41	2.10	1.83	1.32	1.00	1.29	1.16	1.28	0.97	0.89	1.03	0.54

Les bassins qui contournent le sud de la méditerranée sont caractérisés par une alimentation surtout pluviale .Le régime moyen de leur cours d'eau comporte généralement des hautes eaux (avec un CMD > 1)de saison froide , de janvier à mai et des basses eaux (avec un CMD <1) de saison chaude, de juin à septembre.

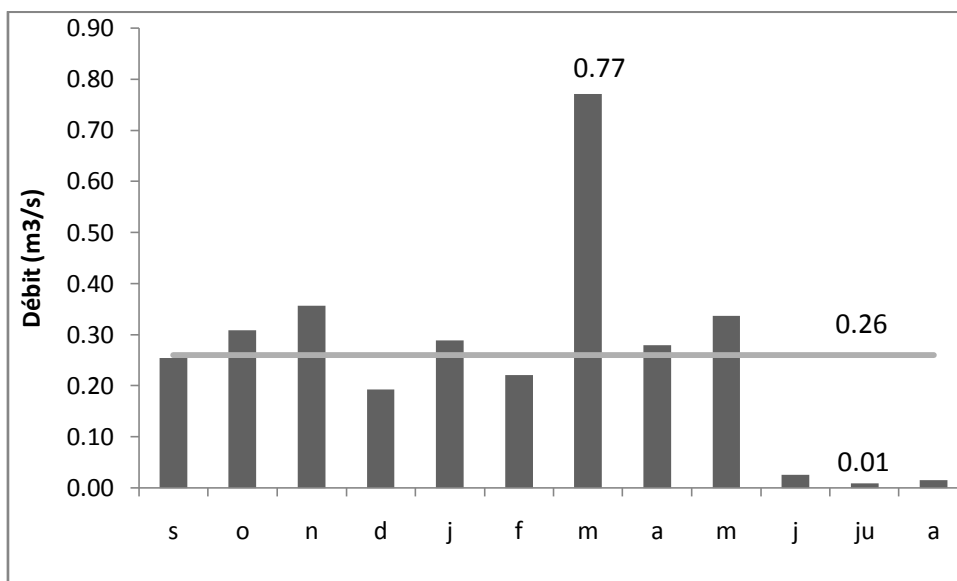


Fig.3.2/ Variations des débits moyens mensuels de l' Oued Boumessaoud.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Pour notre bassin la période de hautes eaux commence déjà au début de l'année hydrologique, au mois d'Octobre où le débit moyen atteint $0.31 \text{ m}^3/\text{s}$ suivi du mois de Novembre avec $0.36 \text{ m}^3/\text{s}$. En effet les pluies qui surviennent en début de l'année climatique sous forme d'averses intenses participent donc efficacement au soutien de l'écoulement superficiel durant globalement toute la saison d'automne. Cette période est propice au déclenchement de fortes crues qui génèrent des débits considérables pendant les mois d'octobre et de novembre.

A l'arrivée de la saison d'Hiver les CMD glissent en dessous de l'unité, quoi que les précipitations soient beaucoup plus influentes dans cette saison, mais les débits moyens mensuels restent inférieurs à ceux observés en Automne cela dépend essentiellement de l'état de saturation du sol, de la lithologie du bassin et de sa couverture végétale.

La moyenne mensuelle maximale se situe au mois de mars (Fig.3.2) avec un débit de $0.77 \text{ m}^3/\text{s}$, le printemps connu pour être la période de forte hydraulicité suite à la contribution de la grande quantité de pluie tombée d'une part et de l'apport considérable de nombreuses sources d'autre part. La période de basse eau ne commence qu'au mois de Juin. La moyenne mensuelle minimale est retardée, elle se situe en Juillet avec une valeur de $0.01 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'irrégularité mensuelle et saisonnière des débits (tableaux 3.5) est représentée autrement par les valeurs calculées du Cv pour chacun des mois de l'année. Il apparaît en effet que l'écoulement mensuel est extrêmement variable. Les plus fortes valeurs ont été observé pendant les mois de la saison d'automne avec un maximum de (2.10) atteint en Novembre suite éventuellement à la manifestation d'orages violents en cette période de l'année qui induisent des crues torrentielles dans le cours d'eau qui est pour la plupart du temps à sec.

La variabilité inter mensuelle des débits est très prononcée dans l'ensemble, les valeurs du coefficient de variation dépassent largement le seuil de ($Cv > 0.5$) ceci est du vraisemblablement à la baisse de la pluviométrie ces 20 dernières années et de son caractère très aléatoire.

En analysant la variation de la lame d'eau précipitée par rapport à la lame d'eau écoulée (Fig.3.3), il ressort que les débits ne suivent pas exactement les hauteurs mensuelles pluviométriques.

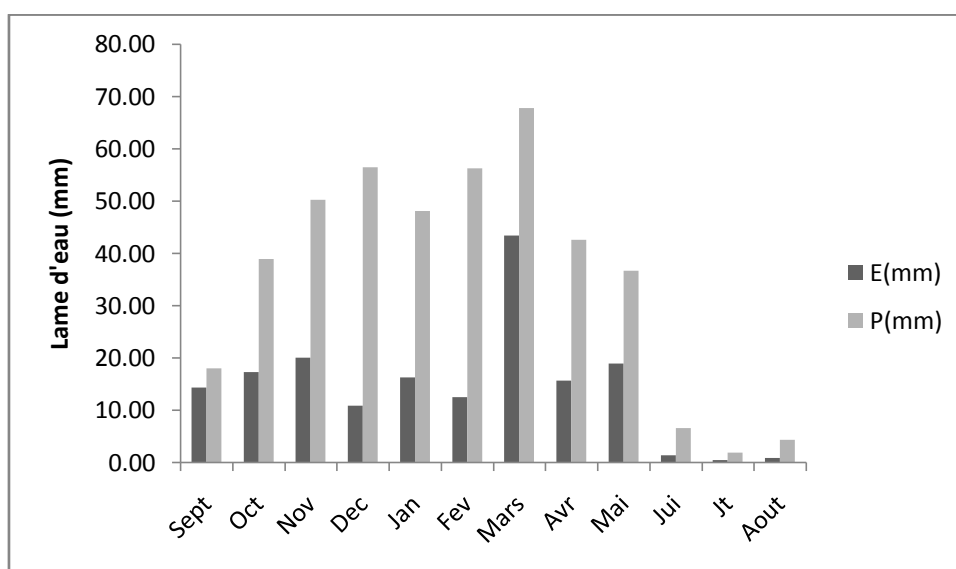


Fig.3.3/Variation mensuelle des lames d'eau précipitées et écoulées.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

L'alternance des saisons sur le bassin versant laisse distinguer une certaine divergence quant à la réponse hydrologique du bassin aux différents événements pluvieux. Quoiqu'il en soit, la lame d'eau écoulée maximale (43.48 mm) a été enregistrée au mois de Mars le mois le plus pluvieux (67.83 mm), il est intéressant de constater que la saison d'Hiver qui a connu le plus fort taux de précipitations avec un cumul saisonnier de (161.06 mm) a engendré une lame d'eau écoulée cumulée de (39.67 mm), alors qu'à l'automne la hauteur cumulée précipitée de (107.38 mm) a donné lieu à un écoulement de (51.85 mm). Ce ci s'explique par le fait que l'eau précipitée dans ce bassin est infiltrée suite à l'existence de réseau de failles et de formations karstiques dans les dolomies jurassiques des monts de Tlemcen et assure le remplissage des réserves souterraines; par ailleurs, les premières pluies d'automne trouvent un sol complètement sec, leur apparition sous formes d'averses intenses fait croître brutalement l'écoulement. Ce n'est qu'au mois de Mars où les nappes aquifères sont pleines, le sol saturé, que les maxima des lames écoulées correspondent aux maxima des lames précipitées. Le maximum en Mars s'explique par les dernières fortes pluies de l'hiver et l'apport de nombreuses sources qui voient leur débit tripler ou quadrupler (Bouanani, 2004).

3.4 / Evolution et distribution des débits moyens journaliers :

Le régime d'écoulement à l'échelle journalière mérite d'être analysée, car les oueds karstiques des Monts de Tlemcen subissent des variations journalières importantes. Le graphe de la figure (3.4) montre que la période allant de (88/89) à (04/05) est caractérisée par une suite de séquences humides et sèches. L'évolution des débits moyens journaliers révèle une très grande irrégularité, ils varient selon une fréquence propre à chaque mois.

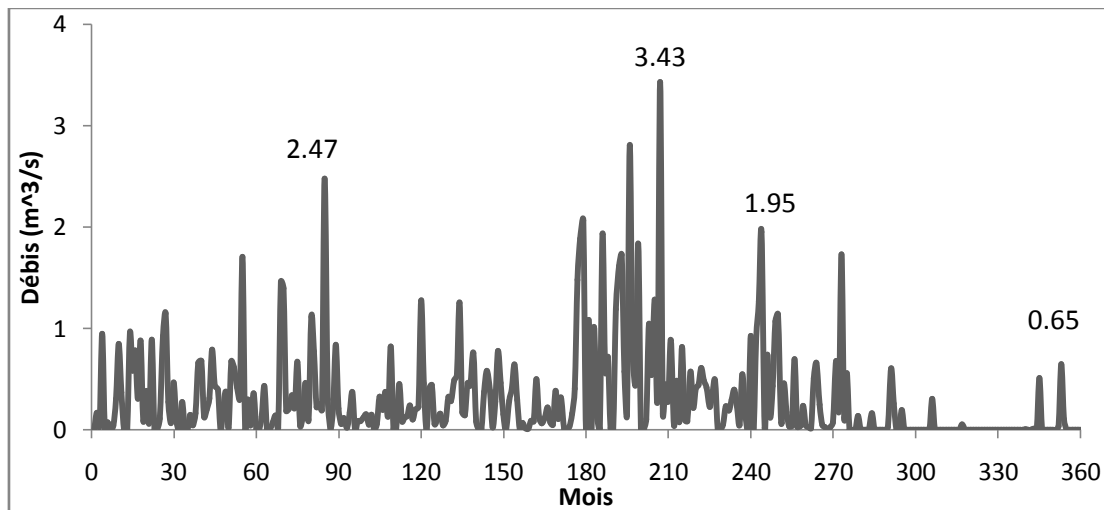


Fig.3.4 / Variations des débits moyens journaliers de l'Oued Boumessaoud

La période de hautes eaux s'observe essentiellement pendant la saison d'Automne et celle du printemps. Ces deux saisons ont été marquées par une fréquence très importante de crues, celles-ci débutent au mois de septembre et se poursuivent jusqu'au mois de novembre engendrant des débits moyens journaliers assez élevés dépassant ($2 \text{ m}^3/\text{s}$). En effet au début de l'automne, une grande partie de la lame d'eau précipitée ruisselle étant donné que le sol est

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

complètement sec et étanche à cause d'une longue période estivale sèche. Le débit maximal journalier d'une valeur de $3.43 \text{ m}^3/\text{s}$ a été enregistré au mois de Mars ceci est lié d'une part aux pluies du printemps qui sont caractérisées par une intensité plus ou moins élevée et d'autre part à la saturation du sol constatée après des pluies de l'hiver. A partir du mois de Mai les débits commencent à décroître lentement et presque régulièrement jusqu'au minimum. L'Eté se caractérise soudainement par le déclenchement d'averses intenses entraînant un écoulement considérable dans les oueds, ceci a été le cas de l'Oued Boumessaoud où le débit moyen journalier atteint la valeur de ($0.65 \text{ m}^3/\text{s}$) vers la fin de la saison soit (2.4) fois le débit moyen annuel.

3.5 / Courbe des débits classés :

La dispersion des débits moyens journaliers peut être représentée par la courbe de distribution de leurs fréquences (courbes des débits classés définissant les débits caractéristiques dépassés durant 1, 3, 6 et 9 mois (DC1, DC3, DC6, DC9) par an, ainsi que 10 jours (DCM) ou 355 jours (DCE)) où les écoulements sont donnés en fonction de leur fréquence de dépassement (Fig.3.5).

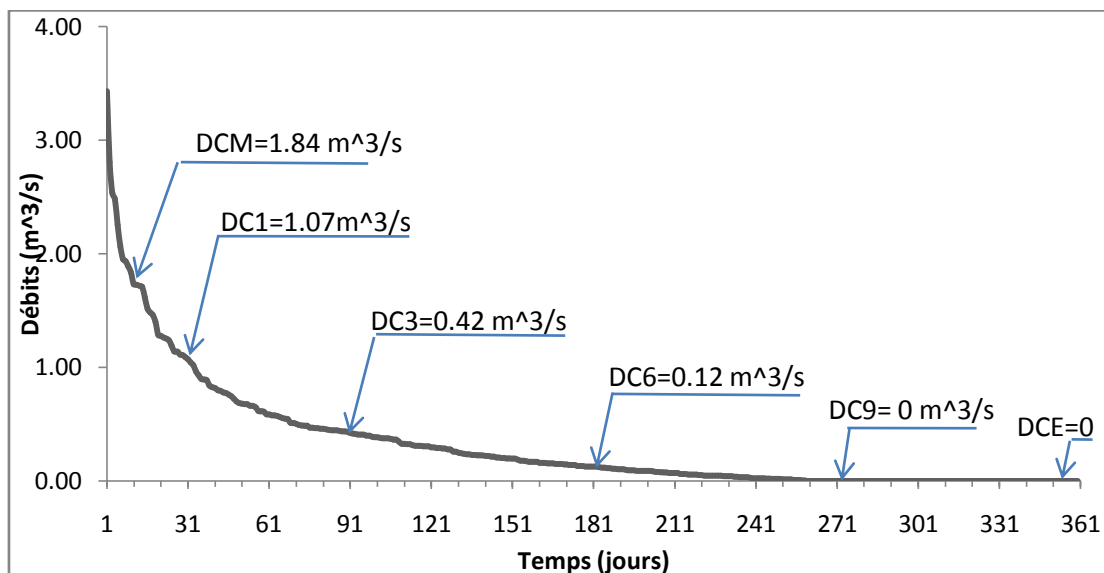


Fig.3.5 / Courbe des débits classés de l'oued boumessaoud.

Sur le graphe la concavité très marquée de la courbe des débits classés journaliers ainsi que les valeurs caractéristiques des débits dépassés pour différentes périodes attestent de l'importance des irrégularités des écoulements de surfaces de oued boumessaoud et de ses affluents.

3.6 / ETUDE DES CRUES

L'étude des crues permet de mettre en évidence la réaction du bassin versant pendant un pas de temps réduit à une averse ou séquence pluvieuse donnée. Les crues, constituent avec les

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

étiages une situation extrême dans le comportement des cours d'eau. Il s'agit de gonflement fluviaux exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide, période de hautes eaux qu'en saison chaude, période de basses eaux(Frécaut, 1971).

3.6.1/ Genèse des crues

Les crues qui surviennent sous climat méditerranéen sont occasionnées par des orages violents et fréquents, elles sont accompagnées de pluies torrentielles dont l'intensité atteint jusqu'à (120 mm à 190 mm/h) dans certaines régions de l'ouest algérien comme le cas du bassin versant de l'oued Mekkera (Borsali *et al.*, 2005) , ou bien encore le cas de la crue du 17 novembre 1986 au niveau de l'oued Mouillah (une lame d'eau précipitée mensuelle de 168.3 mm à la station de Maghnia soit 43% des précipitations annuelles de l'année même). Cette dernière crue qui a engendré un débit de pointe égal à 1912 m³/s,a provoqué d'énormes inondations.

La réponse hydrologique des bassins pendant ces séquences pluvieuses est très particulière (Achite & Ouillon, 2007). Cette particularité est due à la manifestation d'averses brutales qui provoquent des crues dévastatrices dont la période d'apparition concerne généralement la saison de l'Automne et celle du printemps.

3.6.2 / Débits extrêmes

Une crue annuelle est le débit le plus fort observé dans l'année (Remenieras, 1976). La crue est un phénomène qui peut être valablement représenté par l'une ou l'autre des variables suivantes (Dubreuil, 1974) :

- Débit maximal instantané (ou sur une courte période journalière par exemple)
- Volume au dessus d'un certain seuil (débit critique ou débit de base).

Nous avons exploiter les données disponibles des débits instantanés de crues de l'Oued Boumessaoud pour la période (88/89-04/05). Toutefois, cette série reste lacunaire eu égard à la difficulté des prélèvements de mesures.

Le tableau (3.6) ci-dessous regroupe le nombre de crues apparues suivant chaque classe de débit pour l'oued boumessaoud.

Tab.3.6 /Répartition en (%) du nombre des crues de l'Oued Boumessaoud :Periode (88/89-04/05)

Classes de débits (m ³ /s)	Fréquence d'apparition (%)
100-50	0.05
50-25	0.4
25-10	4
< 10	95

Il ressort de cette étude fréquentielle que la classe prépondérante des débits, est celle de moins de 10 m³/s avec 95 % ,alors que les débits forts dépassant 50 m³ /s ne représente que 0.05 %.Ce constat témoigne encore de l'influence du climat (semi-aride) du bassin de l'Oued Boumessaoud qui est bien prononcée.

La progression de la crue dépend principalement de l'abondance des précipitations et de leur répartition, ainsi que de l'intensité de l'averse, et de sa durée. Sa vitesse de propagation est

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par les paramètres morphométriques du bassin et par la densité du chevelu hydrographique (Cosandey et Robinson, 2000).

En effet on peut citer à titre d'exemple pour une durée d'observation proche de la notre soit (88/98), des bassins de la Tafna limitrophes à notre bassin d'étude ,les valeurs extrêmes des débits instantanées ont connus une grande variation de leur distribution annuelle.

Des crues généralisées telle que celle du 20 mars 1989, en est bien la preuve :cette crue a donnée un débit de pointe de 104.6 m³/s à Sebdu, 230.0 m³/s à Mouilah, 143.4 m³/s au niveau de l'Isser , 13.2 m³/s au Sikkak et 12.72 m³/s à Boumessaoud.

Les débits instantanés maximums pour chaque année hydrologique (Tab.3.7) présentent une variation très irrégulière d'une année à l'autre. Ceci est lié à l'irrégularité annuelle de l'intensité de pluie qui est influencée par le type de climat de notre bassin (semi-aride).

Sur les (17) années d'observation, on constate que plus de (58 %) des débits instantanés maximums sont enregistrés durant le printemps , dont (60%) concernent le mois de Mars . Le débit maximal le plus marqué est de l'ordre de 80 m³ /s enregistré le 14/03/1991 suivi par celui de 42.02 m³ /s le 09/04/1997.

Notons que les débits de crues appartenant à la classe de moins de 10 m³/s , restent très faibles pour être pris en considération . Ce qui nous a amené à retenir seules les crues dont le débit instantané est influent par sa valeur, soit une crue par année.

Tab.3.7 / Crues de l'Oued Boumessaoud (88/89-04/05) :Station Henaya.

Année	a	b	c	d	e
88/89	20/03/1989	12,72	5,93	2,15	1.88
89/90	14/01/1990	11,088	1,65	6,72	1.64
90/91	14/03/1991	80	11,48	6,91	11.8
91/92	04/05/1992	9,99	2,78	3,59	1.47
92/93	06/05/1993	9,37	4,65	2,02	1.38
93/94	20/01/1994	9,35	3,17	2,95	1.38
94/95	13/03/1995	16,8	9,09	1,85	2.48
95/96	08/03/1996	23,2	2,61	8,89	3.42
96/97	09/04/1997	42,02	4,44	9,46	6.2
97/98	29/03/1998	10,87	1,11	9,79	1.6
98/99	18/01/1999	12,1	3,5	3,46	1.78
99/00	24/05/2000	7,976	1,94	4,11	1.18
00/01	23/10/2000	11,17	2,31	4,84	1.65
01/02	10/11/2001	15,02	7,52	2,00	2.22
02/03	08/10/2002	11,05	0,74	14,93	1.63
03/04	14/10/2003	9,82	0,74	13,27	1.45
04/05	05/03/2005	2,052	0,91	2,25	0.3

a : date du débit de pointe

b : débit instantané maximal (m³/s)

c : débit moyen journalier maximal (m^3/s) d : Moyenne (b/c)

e : coefficient de crue en (m^2/s) : $e = b / \sqrt{S}$; S : aire réceptrice du bassin (Km^2)

3.6.3 / Puissance des crues

Parmi les critères qui peuvent caractériser la puissance d'une crue, on distingue le débit instantané maximal durant la crue, son débit journalier maximal , son volume et son coefficient (e).

Le coefficient de crue (e) donné par la formule suivante :

$$e = Q / S^{1/2} \quad \text{avec}$$

Q : débit maximal instantané (m^3/s)

S : surface réceptrice du bassin(km^2)

les valeurs de (e) correspondantes aux crues maximales pour le bassin de l'oued Boumessaoud sont données au tableau (3.7), elles varient entre (0.3 à $11.8 m^2 /s$). Cette variation est liée au débit instantané maximal, qui dépend de l'abondance et l'intensité des pluies. La valeur de puissance de crue la plus élevée de $11.8 m^2/s$ correspond à la crue de (14/03/1991) avec un débit instantané maximal de l'ordre de $80 m^3 /s$.

3.6.4 /Rapport débit de pointe / débit moyen journalier maximal

Ce rapport est un autre critère important pour évaluer la variabilité des crues, il exprime le rapport du débit instantané maximal au débit moyen journalier maximal. A travers les valeurs de coefficient (d) (Tab.3.7) , ce rapport peut atteindre des proportions remarquables , ce qui traduit la prédominance du débit de la crue dans l'écoulement journalier .Cela met en évidence davantage la puissance des crues qui se manifestent sous climat semi aride .

3.6.5 /Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction permettant l'étude des événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologique ou autre), afin d'en définir les probabilités d'apparition future.

Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel, qui est une équation décrivant le comportement statistique d'un processus. Ces modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée.

La validité des résultats d'une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus particulièrement de son type. Diverses lois peuvent contribuer à faciliter ce choix, mais il n'existe pas malheureusement de méthode universelle et fiable qui permet de déterminer une loi particulière et probable pour lesquelles les crues les suivent.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Les lois de probabilité les plus usuelles sont les suivantes :

- Loi normale ou de Gauss : Concernant les débits annuels et mensuels de certaines rivières où l'écoulement est plus ou moins régulier d'une année à l'autre ;
- Loi de Galton Gibrat (loi normale des logarithmes) : Elle est utilisée pour la description de débits annuels, mensuels et journaliers où la variation de ces débits est plus ou moins irrégulière ;
- Loi de Gumbel : Elle est utilisée pour décrire des valeurs extrêmes (notamment de crues) ;
- Loi de Gamma Incomplète, ou de Pearson III.

En régime fluvial Nord méditerranéen, les débits maximums annuels suivent plutôt une loi de Galton, Gumbel ou PearsonIII (Dubreuil ,1974) (Laborde, 2000).

3.6.6 /Résultats et interprétations

L'analyse fréquentielle de la série des débits maximums annuels sur une durée d'observation de dix sept années (17), montre que la loi Log-Normal de (Galton) est la plus représentative de l'échantillon de cette série. En effet, le test du khi-carré ($P(\chi^2)=0.0863$) indique que l'adéquation est très satisfaisante pour l'application de cette loi, sachant que ($P(\chi^2)>0.05$; 0.05 : Seuil de risque d'adéquation).

Le traitement statistique aboutit aux résultats suivants (Tableau 3.8) et Figure (3.6).

Tab.3.8 / Ajustement de la série des débits maximums instantanés.

Loi d'ajustement	Moy(m ³ /s)	Max(m ³ /s)	Min(m ³ /s)	$\bar{\sigma}$	Cv	N
Log-Normal	17.32	80	2.05	18.27	1.05	17

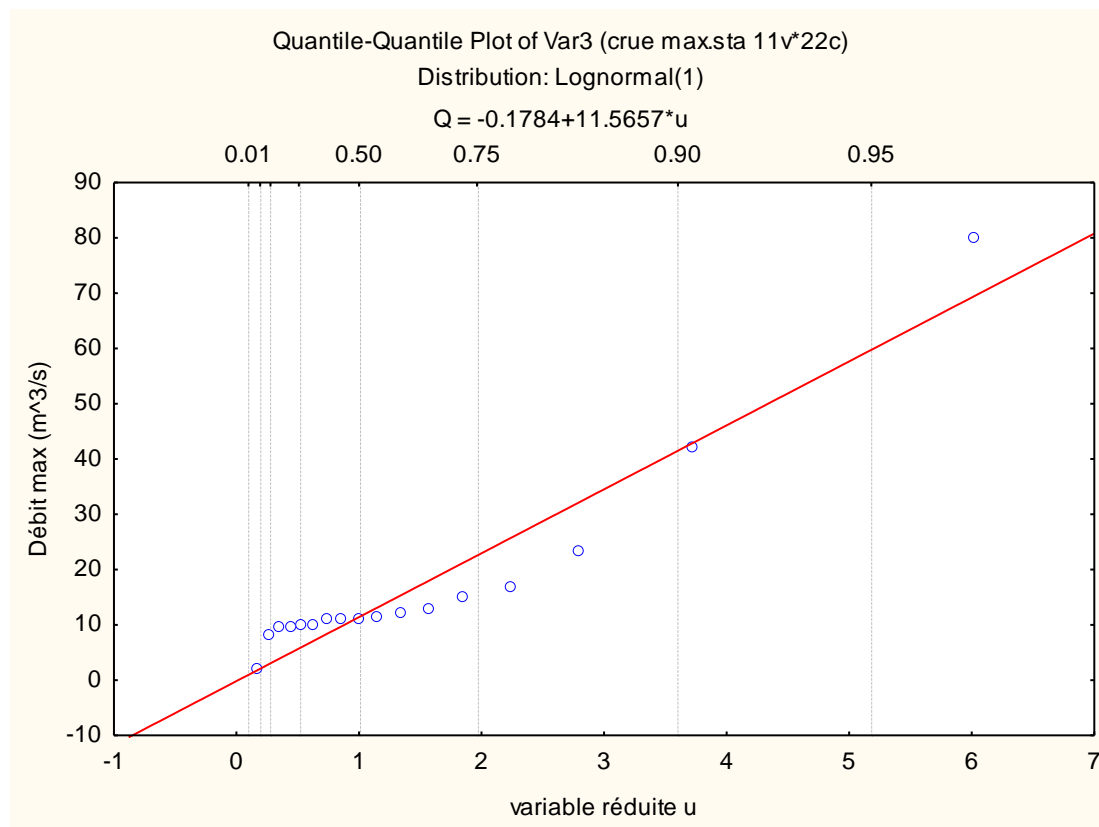


Figure 3.6/ : Ajustement graphique de la série des débits maximums instantanés de l'Oued Boumessaoud.

L'application de la loi Log-normal pour le calcul des débits extrêmes à des récurrences données donne pour nos différents bassins (Tableau. 3.9).

Tab.3.9 /Estimation des Quantiles de crue.

Période de retour	2	10	50	100	200	1000
Fréquence au dépassement	0.5	0.9	0.98	0.99	0.995	0.999
Q(m ³ /s)	11.38	41.41	90.57	118.7	152.5	256.55

L'exploration des données relatives aux débits maximums instantanés pour dix sept (17) années d'observation, montre que sept (7) valeurs observées sont supérieures à l'estimation de la crue biennale et deux valeurs (02) sont supérieures à celle de la crue décennale. En outre notre série a enregistré une seule valeur proche la crue cinquantennale mais aucune crue n'a été enregistrée semblable à celle de la crue bicentennale ou millénaire.

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

3.6.7/Apports de crues

les volumes totaux écoulés pendant les crues, ainsi que les volumes écoulés en année moyenne , ont été résumés dans le tableau(3.10) .

Nous avons déduit (Tab.3.10) que parmi deux crues dont le volume total écoulé de chacune représentait plus de (50%) de celui de l'année moyenne correspondante, une seule crue celle du 14/03/1991 avec une forte intensité (80 m³/s) est en concordance avec une année humide. La deuxième crue celle du 06/05/1993 est survenue au cours d'une année déficitaire.

Tab.3.10/ Volumes totaux écoulés à l'Oued Boumessaoud

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

A	B		C	D	E
	Brut (m ³ /s)	q (l/s/km ²)			
20/03/1989	12,72	276.52	1.80	8.94	20%
14/01/1990	11,088	240.87	0.41	6.26	7%
14/03/1991	80	1739.13	9	13.2	68%
04/05/1992	9,99	217.17	0.58	7.44	8%
06/05/1993	9,37	203.7	4.71	9.04	52%
20/01/1994	9,35	203.26	2.9	11.48	25%
13/03/1995	16,8	365.22	6.5	13.11	49%
08/03/1996	23,2	504.35	1.29	18.65	7%
09/04/1997	42,02	913.48	5.64	19.45	29%
29/03/1998	10,87	236.30	1.61	10.56	15%
18/01/1999	12,1	263.04	2.6	11.65	22%
24/05/2000	7,976	173.26	0.54	5.74	9%
14/10/2000	11,17	242.83	0.14	4.56	3%
10/11/2001	15,02	326.52	1.35	6.8	20%
08/10/2002	11,05	240.22	1.08	5.58	19%
14/10/2003	9,82	213.48	1.46	7.05	21%
05/03/2005	2,052	44.57	0.81	4.06	20%

A : Date de la crue

B : Débit maximal instantané en (m³/s)

C : Volume total écoulé pendant la crue .10⁶ en (m³)

D : Volume total écoulé pour une année .10⁶ en (m³) ;

E : (%) du volume de la crue par rapport au volume annuel.

L'année 95/96 qui a enregistré le plus grand apport annuel de la série soit 18.65 Hm³ est l'une parmi les six années où l'écoulement a été abondant avec une forte hydraulité, mais la contribution de la crue maximale survenue durant cette année n'a pas dépassé 7% du volume total annuel. Ce ci explique que la hauteur de la pluie annuelle n'influence pas l'hydraulité quoique l'intensité de la pluie dans l'Oued temporaire se trouve affectée. La crue dépend

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie. L'évolution de la crue obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse (Bontron & Obled, 2003).

L'apport d'une seule crue oscille entre 3 % et 68% de l'apport annuel, il varie considérablement d'une crue à une autre.

Nous pouvons tout de même conclure que les crues n'affectent pas le bassin d'étude avec la même puissance ni la même durée.

3.7/ CONCLUSION

L'analyse des débits moyens annuels de l'Oued Boumessaoud a mis en évidence une irrégularité spatio-temporelle assez marquée de l'écoulement superficiel associée à un coefficient d'immodération très élevé de l'ordre de 13.5 et un coefficient de variation égal à 0.54.

Les variations inter annuelles du débit montrent que les années déficitaires à faible hydraulicité sont les plus prépondérantes. L'importance du coefficient moyen annuel d'écoulement (36 %) au niveau de notre bassin serait due à sa taille plus réduite et à la karstification plus développée du système souterrain du bassin permettant un déstockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

L'étude des variations saisonnières des débits par l'intermédiaire des coefficients mensuels des débits a permis de caractériser le régime hydrologique du cours d'eau. Le printemps et l'automne représentent les deux saisons de hautes eaux où l'oued s'écoule avec un débit moyen mensuel assez important supérieur à la moyenne inter annuelle. Tandis que les deux autres saisons opposaient une indigence d'écoulement.

L'analyse fréquentielle des débits instantanés maximums de l'Oued Boumessaoud montre que ces débits suivent la loi Log-normal et confirme l'irrégularité des débits annuels. Les crues maximales annuelles qui ont connu les plus forts débits de pointe se sont manifestées essentiellement durant la saison du printemps, cette saison propice aux orages qui peuvent déverser des quantités énormes d'eau en un temps très court. Les précipitations sont d'une intensité très élevée et les débits instantanés ainsi observés sont qualifiés de débits extrêmes de fréquences très rares d'où le caractère torrentiel des crues et leur pouvoir dévastateur.

Chapitre IV

EROSION ET TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

4.1 / INTRODUCTION

L'Algérie, caractérisée par un climat semi-aride, est menacée par l'érosion des terres agricoles qui provoque l'augmentation du transport solide et l'envasement croissant des barrages. Ce phénomène constitue un problème majeur au niveau des bassins versants.

En effet, la dégradation du milieu a des conséquences très néfastes sur la productivité des terres et sur la qualité des eaux. Malgré les efforts de lutttes antiérosives telles que le reboisement et la reforestation de 800 000 ha (ceinture verte) et l'aménagement de banquettes (d'absorption ou de diversion) sur 350 000 ha cultivés, la dégradation de la végétation et des sols continue. En effet, le taux d'érosion spécifique atteint les valeurs les plus élevées d'Afrique du Nord. Selon DEMMAK (1982), ces taux varient entre 100 et 2 000 tonnes/km²/an, avec une concentration en MES comprise entre 16 et 40 g/L. Les causes de cette érosion sont diverses : agricoles, les façons culturales et les systèmes d'irrigation ayant contribué à développer une sévère dégradation de la couverture végétale et du réseau hydraulique (ARABI, 1991, ROOSE, 1994); écologiques, le surpâturage et les feux de forêts ayant provoqué le défrichement des fortes pentes; et enfin hydro climatiques, les pluies en Algérie étant souvent intenses (l'indice d'érosivité R varie entre 200 et 350 unités dans certaines régions). On estime que 40 000 ha de terres cultivables sont perdus chaque année (Lefkir et al,2006) et que plus de 30 millions de m³ de sédiments sont déposés au fonds des retenues des barrages (Remini.2003).

C'est dans ce contexte que nous allons aborder dans ce chapitre une étude synthétique sur le phénomène du transport solide en suspension, permettant de connaître les processus élémentaires et les facteurs influençant l'érosion hydrique ainsi qu'une estimation du flux de sédiments véhiculés par l'Oued Boumessaoud à différentes échelles temporelles.

4.2/ GENERALITE

L'érosion c'est le détachement de fragments ou de particules de sol ou de roches de leur emplacement initial par l'eau et par d'autres agents géologiques tels que le vent, les vagues et la glace.

Roose (1994) définit l'érosion comme un processus qui concerne l'arrachement, le transport et la sédimentation des particules par l'eau, le vent ou la gravité. Ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles.

Dans un bassin de n'importe quelle taille, grand ou petit, les particules une fois déplacées par une quelconque des forces d'érosion décrites plus haut peuvent se déposer temporairement n'importe où. Les vallées de montagne, les pentes des talus le long, des collines de piedmont où des hauts plateaux, les plaines de graviers à l'aval des lits plus pentus de montagne, les cones de déjection, les plaines d'inondation et les deltas sont des lieux classiques de dépôt.

Il peut se former des dépôts plus localisés à l'intérieur d'un bassin fluvial sur des terres de cultures à l'extrémité d'un champ, à l'aval d'une ravine, dans un bras-mort ou un ancien méandre, sur la rive interne ou convexe dans la courbe d'un cours d'eau ou dans des deltas plus petits à l'amont des lacs ou des retenues.

Les deux agents principaux de l'érosion hydrique sont les précipitations et le ruissellement superficiel. Néanmoins d'autres facteurs liés au climat, à la morphologie du site, au couvert végétal et l'état hydrique initial du sol, sont à prendre en considération dans la description du phénomène.

4.2.1/PRINCIPAUX AGENTS DE L'EROSION HYDRIQUE

Le volume et l'intensité des précipitations jouent tous deux un rôle important dans les processus d'érosion par suite de leur effet dans la dynamique du détachement des particules des sols sans protection et du maintien en mouvement des particules par l'écoulement.

4.2.1.1/Intensité et agressivité des précipitations

La pluie est essentiellement à l'origine de l'érosion par son impact sur les particules de sols qu'elle détache ainsi des matériaux de surface. Il s'ensuit par conséquent que l'intensité de la pluie est un facteur clé pour déterminer la quantité de sédiments arrachés au sol..

Les particules de sol sont délogées par le choc des gouttes de pluie à la surface du sol avec des vitesses atteignant 9 m /s. L'impact des gouttes de pluie fournit une intense force hydrodynamique au point d'impact (Mutcher et Young, 1979). Une fois détachée, la particule est mise en mouvement par le rejaillissement de la goutte de pluie sur la surface du sol et entraînée par l'écoulement le long de la pente (Meyer et al., 1975).

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 "splasch" ou érosion par rejaillissement (Bouanani,2004).

4.2.1.2 / Le ruissellement

Le ruissellement commence dès que l'intensité de la pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Son importance dépend en particulier des facteurs suivants : la nature du sol , l'infiltration, la détention superficielle et rugosité du sol, la pente et longueur de pente ,le couvert végétal.

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 (Chebbani, et al. 1997).

Mais ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles (Bouanani,2004).

4.2.1.3/ 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, Y. 2002).

En effet, l'humectation des sols argileux entraîne un gonflement qui est une forme analogue de désagrégation. Les particules détachées par effet de « splash » et mises en suspension vont sédimenter à des vitesses différentes selon leur taille. Elles colmatent les pores. La croûte formée s'épaissit dans les petites dépressions.

Ainsi, la croûte de battance rend le sol beaucoup moins perméable et le fait perdre toute sa capacité de rétention d'eau, ce qui accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

Ce phénomène est largement étudié sur les terres agricoles pour les conséquences qu'il inflige à ce secteur, entre pertes en terre arable, dommages aux cultures et diminution de rétention de l'eau dans le sol (Le Bissonais et al., 2002 ; Auzet, 1990 ; Leguédois et al., 2003).

D'autre part, les croutes qui se forment fréquemment à la surface du sol dans les régions semi arides méditerranéennes peuvent être une des causes principales du faible taux d'infiltration (Stone et al, 1996) et de

l'augmentation de l'érosion par ruissèlement (Mougenot et Cailleau, 1995 ; Aubert et Fauck, 1997).

Une faible cohésion provoquant une forte susceptibilité au détachement et au mouvement de masse peut être la cause d'une forte érodibilité (Govers et al, 1987 ; Poesen et Govers, 1990).

4.2.2/ FACTEURS INTERVENANT DANS LE PROCESSUS D'ALTERATION DES SOLS

Les particules sédimentaires sont constamment soit érodées, soit déplacées ou déposées selon les interactions des caractéristiques du bassin versant déterminées par les processus d'altération, les paramètres climatiques, les facteurs topographiques, géologiques et pédologiques, par le couvert végétal et l'occupation des terres.

a -Influence du climat

Le climat est l'élément moteur de l'érosion. Les changements de température, l'intensité et la hauteur de précipitation ainsi que le vent ont des effets prépondérants sur la désintégration de la roche. Par ailleurs les variations saisonnières des orages, leur localisation, leur fréquence et le régime des vents exercent une influence sur l'érosion des sols. En Algérie sur des parcelles peu couvertes, pendant les orages d'automne le ruissellement journalier maximal a dépassé 19 à 32 % et jusqu'à 70 à 85 % des averses importantes en hiver sur des sols détrempés (Arabi et Roose, 1989).

La relation établie par Langbein et Schumm (1958) entre hauteur de pluie efficace et érosion spécifique (Fig.4.1), en utilisant les résultats d'environ 100 stations de mesure des Etats-Unis, est un instrument utile pour évaluer l'érosion des sols. La courbe montre bien la vulnérabilité des zones steppiques et des terres désertiques à la dégradation du sol, la pluie contribue à la croissance de la végétation qui a une forte influence sur l'érosion et une influence indirecte également sur l'utilisation des terres dans un bassin versant. L'érosion spécifique maximum

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

(environ $290 \text{ t}/\text{km}^2$) se produit en climat semi-aride avec un peu moins de 300 mm de pluie annuelle.

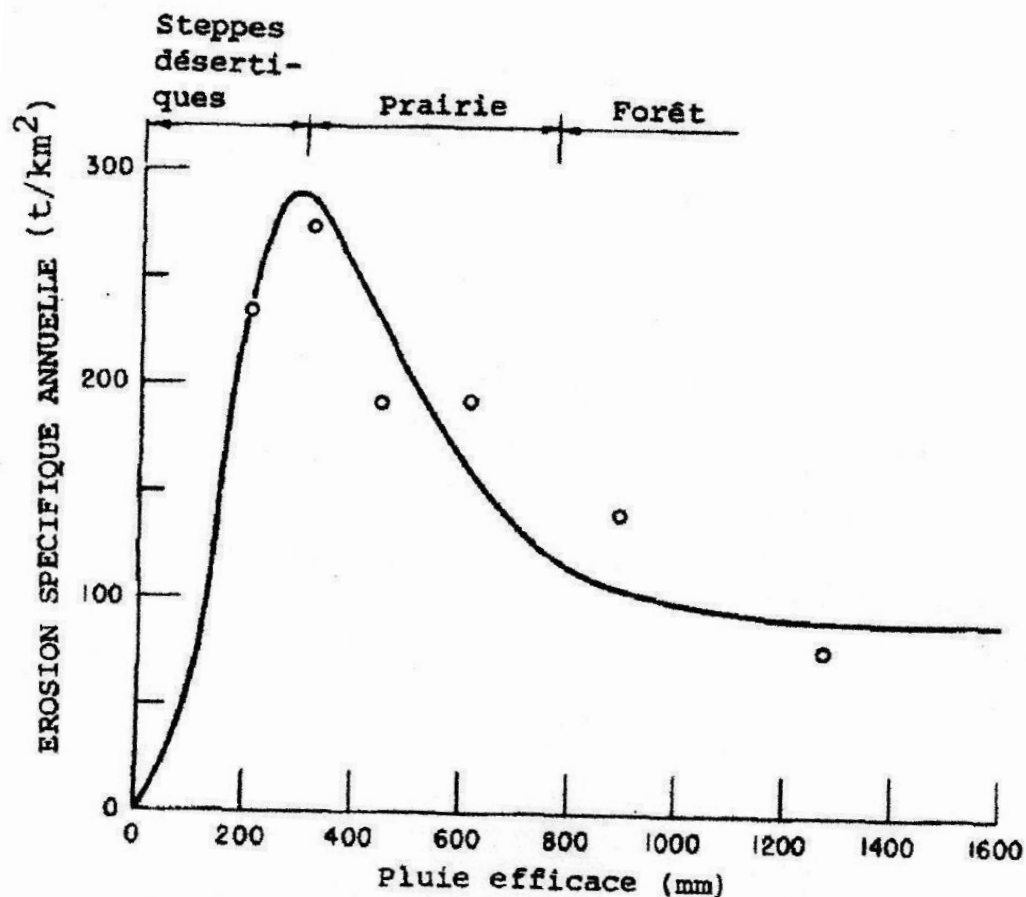


Fig 4.1 Variation de l'érosion spécifique en fonction du climat d'après Langbein et Schumm, 1958.

Données provenant de 100 stations réparties à travers les Etats unis .

b-Facteurs topographiques

Les modifications des formes du terrain donnent un aperçu des facteurs topographiques agissant sur l'érosion. Les facteurs topographiques essentiels sont la pente du bassin versant, le relief, la densité de drainage, l'importance des vallées et des plaines d'inondation, l'orientation et la taille du bassin versant.

Sur les pentes fortes l'eau de pluie ruisselle vite et cause une érosion grave . L'augmentation de la pente développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (Roose, 1993).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Les effets de longueur de pente sur les risques d'érosion sont considérables, si bien que les eaux de ruissellement ont tendance à s'accumuler sur une pente longue, le temps d'absorption par le sol est plus grand, l'écoulement prend de la vitesse et de l'énergie et l'érosion s'intensifie (Martinez-Mena *et al.*, 1999) ; (Megnounif, 2007)

c-Facteurs pédologiques

Les principales caractéristiques des sols qui permettent de déterminer le degré de sensibilité à l'érosion hydrique (définition du facteur « érodibilité ») sont les suivantes : la profondeur, la pierrosité, la granulométrie, la teneur en matière organique (Roose *et al.*, 1993 ; FAO, 1996), la nature minéralogique des argiles (Auzet, 1987 ; Le Bissonnais *et al.*, 1995), l'infiltrabilité (Papy *et al.*, 1995) et la cohésion (Mériaux, 1961).

Les sols méditerranéens à texture limoneuse sont parmi les plus sensibles à l'érosion hydrique (Osborn *et al.*, 1976) ; (Poesen, 1983), et cela malgré leur forte capacité de rétention en eau liée à la distribution favorable de leur porosité.

De même les conditions climatiques en méditerranée engendrent une teneur en matière organique relativement faible qui augmente la susceptibilité à l'érosion hydrique (Nahal, 1975 ; Ryan, 1982 ; FAO, 1983 ; Ozden *et Sonmez*, 1998). La baisse du taux de carbone organique du sol est une cause mais surtout une des conséquences de l'érosion.

Tous les chercheurs ont mis en évidence les trois propriétés essentielles des sols pour déterminer l'érodibilité : (1) la teneur en limon et en argile, surtout en argile; (2) la matière organique qui assure la cohésion du sol; et (3) les caractéristiques minéralogiques et chimiques des sols qui ont un rapport avec la cohésion du sol.

d-Couvert végétal

Un bon couvert végétal limite l'érosion en dissipant l'énergie de la pluie, favorise l'infiltration et s'oppose à toutes les formes d'érosion, que ce soit celle de l'eau, celle du vent ou celle due à la gravité.

la couverture végétale contribue à réduire plus de 50% l'énergie cinétique de la pluviométrie, et à atténuer 75% de la puissance du ruissellement (Martinez-Mena, 1999 ; Rachman *et al.*, 2003).

La végétation permet de réduire les écarts thermiques entre la nuit et le jour, minimisant ainsi la fragmentation mécanique des roches sous l'effet de variations répétées de la température (Megnounif, 2007).

Le couvert végétal par son effet régulateur d'écrêtement et d'étalement du ruissellement (Combes *et al.*, 1995), favorise l'infiltration de l'eau vers les couches souterraines et confère plus de cohésion au sol en préservant son taux d'humidité. Les végétaux permettent également de diminuer l'effet du vent sur la mobilisation des sédiments érodés (Morgan, 1990).

La production de matière organique par la biomasse en milieu méditerranéen aride est très réduite, ce qui rend les terres très susceptibles à l'érosion hydrique (Thomes, 1995). Cela met en évidence le rôle de la végétation sur l'intensité de l'érosion au niveau biophysique.

e- Facteur d'origine anthropique

Les activités humaines qui ont la plus grande influence sur l'érosion des sols sont l'agriculture, l'élevage, les exploitations minières, l'abattage du bois, la construction de routes et l'urbanisation.

Les activités de construction peuvent avoir l'effet le plus important à cause à la fois de la suppression de la végétation, des modifications topographiques et de la destruction de l'équilibre du sol .

Des actions anthropiques non contrôlées telle que les incendies, le défrichement, la déforestation, le surpâturage sont à l'origine de processus aggravant l'intensité de l'érosion des terres (Ouvry, 1990, Le Bissonais et al., 2002, Rachman et al., 2003).

Les différents états de surface et leur prédisposition au ruissellement dépendent de la nature d'occupation du sol (Collinet et Valentin ,1979 ; Courault ,1989 ;Boardman, 1990). En effet une étude réalisée par le CEMAGREF en 1986 , a donné les valeurs moyennes des coefficients de ruissellement attribués aux différentes catégories d'utilisation du sol :0.05 pour les espaces boisés , 0.10 pour les terres cultivées , 0.35 pour les habitations individuelles denses , 0.50 pour les habitations collectives , et 0.6 pour les zones industrielles .

4.2.3 / FORMES DE L'EROSION HYDRIQUE

4.2.3.1 / Erosion en nappe

Ce type d'érosion s'effectue sur toute la surface du sol. A la surface des terres agricoles, forestières ou à pâturages, les particules de sol sont détachées par la pluie et emportées par le ruissellement. Ceci prend la forme d'érosion dite en nappe avec une mince lame d'eau s'écoulant sur une pente douce des hautes terres.

Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste en Algérie, les pertes en terres estimées par ce type d'érosion sont de 0,10 à 20 t/ha/an (Roose, 1993) ; (Ghenim, 2008) ;(Chebbani, R. et al. 1999).

Le transport de sédiments concerne particulièrement les particules fines : comme l'argile et le limon, les matières organiques de faible masse volumique telles que les résidus de culture et les déjections animales ou encore les fertilisants épandus sur les parcelles cultivées.

4.2.3.2 / Erosion linéaire

Cette forme d'érosion se manifeste dès que les filets d'eau diffus se concentrent sur des lignes de plus forte pente et exercent ainsi sur le sol une force de cisaillement permettant de creuser des formes de plus en plus profondes dans le sol en arrachant des particules de plus en plus grosses: graviers, cailloux voir des blocs (Megnounif,2007) ,de petits canaux naissent que l'on peut diviser en trois types : griffes (quelques centimètres de profondeur), rigoles (la profondeur dépasse 10 cm) , ravines (quelques mètres) .

a- Erosion en griffes et rigoles

L'écoulement se concentre davantage pour créer son passage sous forme de griffes d'abord ensuite l'eau de ruissellement vient renforcer l'agrandissement de cette forme par des incisions bien définies faisant apparaitre des rigoles quoique petite à la surface de la terre (Heush,1970).

b- Erosion en ravine

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

L'érosion en ravine c'est la dissection de la surface du sol par un chenal profondément découpé dans les terres se formant à l'aval d'un bief non incisé et créant ainsi une rupture de pente brutal (Fig.4.2).

L'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds (Heush, B. 1970 ; Arabi, M. et al. 1991).

En effet des averses de fréquences rares tombant sur des sols déjà saturés de faibles épaisseur sont à l'origine de la formation de ravines de l'apparition de mouvements de masse et d'inondation (Allé ,1984 ; Gallart et Clotet-Perameau,1988 ; Roose et De Noni ,1998)

Lors d'averses exceptionnelles le ruissellement de sols limoneux encroutés en permanence peut augmenter de 15 à 60-90 %. Les ravines acquiert des tailles de l'ordre du mètre lors d'événements exceptionnels (Castro et al , 2000) , les mouvements de masse sont importants lorsque les roches argileuses affleurent .



Fig.4.2 Ravins profonds(source :comité scient.2011_Elbarakka.pdf)

4.3 /QUANTIFICATION DE L'EROSION HYDRIQUE

La quantification du transport solide peut s'opérer de deux manières, à savoir : Les mesures directes –Les équations universelles .

4.3.1/ Mesures directes

Elles sont basées sur les valeurs instantanées des débits liquides Q_1 (m^3/s) et celles des concentrations des sédiments en suspension C (g/l) correspondantes. La fourniture de ses données est du ressort de l'A.N.R.H.

Ces mesures sont effectuées au niveau de la station hydrométrique de contrôle du bassin versant .Le débit liquide est calculé après lecture de la hauteur d'eau sur une échelle limnimétrique posée sur la rive de l'Oued et à l'aide de la courbe de tarage adéquate (régulièrement contrôlée et actualisée). la charge de la matière en suspension obtenue à partir d'échantillons d'eau prélevés dans la section mouillée de l'Oued au moyen d'un conteneur de (50 cl). La boue recueillie sur un papier filtre est pesée après séchage à l'étuve à $105^{\circ}C$ pendant 30 minutes. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélevé. Ce qui établit la concentration donnée en (g/l).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

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

Le calcul du débit solide en suspension est donné par la formule empirique suivante :

$$Q_{ss} = C. Q_L$$

Avec

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

Q_L : Débit liquide (m³/s)

C : Concentration ou turbidité (g/l)

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

4.3.2/ Formules empiriques

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

a-Formule de Wischmeier et Smith (1978)

La moyenne annuelle des pertes de terres par hectare (A) est déterminée à partir de six facteurs :

$$A = R. K .LS .C .P$$

A : Perte en sol moyenne annuelle (t/h_a.an)

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

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

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

C : Indice de couverture végétale et des pratiques culturales.

P : Indice d'aménagement antiérosif.

b-Formule de Fournier (1960)

$$Ass = (1/36) (P_m/P_{am})^2 (2.65) (h/S)^2 (0.46)$$

Avec

Ass : apport solide spécifique (t/km²/an)

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

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

P_{am} : précipitations moyennes annuelles (mm)

h : dénivelée moyenne (m)

S : superficie du bassin versant (km²).

c-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.

$$\begin{aligned} Ass &= 354. E^{0.15} && \text{pour les bassins tunisiens} \\ Ass &= 92. E^{0.21} && \text{pour la région est algérien} \\ Ass &= 200. E && \text{pour la région centre algérien} \end{aligned}$$

Avec :

Ass : Apport solide spécifique en(t/km²/an)

E : Ecoulement en (mm)

d-Formule de la Sogreah

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.

$$Ass = \alpha . E^{0.15}$$

Avec :

Ass : Apport solide spécifique (t/km²/an)

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol, donné au Tableau (4.1) ci-dessous.

E : Ecoulement annuel (mm)

Tab.4.1/ Valeurs de α pour différentes perméabilités

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

4.3.3 / Analyse critique

L'équation universelle de Perte de Sol est un modèle d'érosion de sol essentiellement empirique. Fondamentalement, elle représente les descriptions statistiques des données collectées au niveau de 10000 parcelles/année d'érosion ayant des pentes uniformes et gérées sous des pratiques culturales communes. Bien qu'elle soit largement utilisée à travers le monde, elle possède certaines limitations. Parmi celles-ci, on peut citer:

- impossibilité de calculer les sédiments déposés.
- impossibilité de calculer l'érosion pour un épisode pluvieux.

Récemment, à la lumière de la compréhension du processus d'érosion des sols, d'autres modèles ont été développés. Parmi les plus importants, l'on peut citer d'après (Renard et al,1991) :

- le Water Erosion Prediction Project (WEPP),
- le Soil and Water Assessment Tool (S WAT),
- le Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems (CREAMS).

Au début des années 1980 avec le développement des sciences de l'informatique on a commencé à intégrer dans des Systèmes d'Information l'application de l'USLE à de plus larges superficies comme un bassin versant par exemple. En effet l'approche SIG permet non seulement de spatialiser les informations provenant de diverses sources, mais de les combiner dans une approche Géographique (SIG) les paramètres du USLE. Cette nouvelle approche a permis d'étendre de modélisation environnementale (Bonn et al , 1996).

L'application de la formule Wischmeier et Smith semble être difficile. Elle exige la disponibilité d'une grande quantité de données d'entrée qui reste inaccessible pour le cas des bassins de notre région. Il s'agit en particulier des facteurs inhérents à l'occupation, l'utilisation et les pratiques de conservation des sols.

La formule de Fournier quant à elle introduit des termes qui sont fonction de la pluviométrie des mois les plus pluvieux. Pour le cas de notre série les mois de la saison de l'Hiver cumulent la plus importante lame précipitée de toutes les saisons. En revanche ce sont les mois de la saison du printemps qui totalisent le maximum de l'écoulement. Ce ci semble être une des caractéristiques de la réponse hydrologique des cours d'eau de la région du Nord-Ouest Algérien.

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

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

L'influence de l'écoulement annuel dans ce cas se voit donc diminuer.

4.4 /Modes de transport solide

Le transport solide représente la quantité de matériaux granulaires transportée par un cours d'eau , les sédiments ainsi emportés proviennent soit du bassin versant soit des berges ou du fond du lit mineur. Dans le premier cas l'érosion qui se manifeste est dite aréolaire appelée aussi érosion en nappe ou en rigole, les particules entraînées en surface sont fines et souvent cohésives. Dans le deuxième cas on parle d'érosion linéaire , elle persiste même quand la pluie cesse de tomber , elle mobilise des forces hydrodynamiques importantes qui finissent par transporter des matériaux très grossiers.

Les deux propriétés du cours d'eau qui permettent de contrôler l'abondance et le cheminement de cette fourniture sédimentaire sont :

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 Hjulstrom(1930) (Fig. 4.3).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

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.).

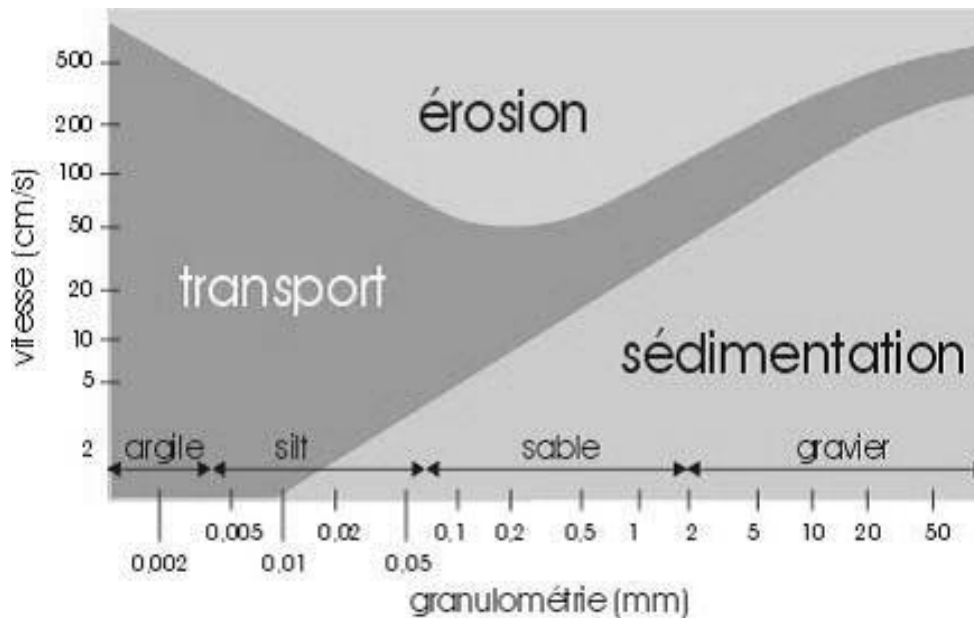


Fig4.3 Diagramme érosion, transport, sédimentation.
D'après Hjulstrom (1930).

Ce processus de transfert des matières solides en suspension le long de l'oued, alterne à un processus de détachement et de transport de matériaux du sol avant leur entrée dans le système "rivière". Les taux de particules transportées vont être régis par un certain nombre de facteurs dont la vitesse de l'eau, les caractéristiques du lit, et la granulométrie des particules. Le transport des sédiments par les cours d'eau est en fait déterminé par les caractéristiques des particules (taille, forme, concentration, vitesse de chutes et densité des particules). Les deux modes de transport connus en hydraulique fluviale sont : le charriage et le transport en suspension.

4.4.1/ Transport solide par charriage (bed load)

Le charriage se produit près du fond, il ne concerne que des particules grossières (sables, gravier, galets et blocs) de diamètre supérieur à 1 mm, elles subissent un début d'entraînement sous l'effet d'un accroissement de forces hydrodynamiques qui leur sont appliqués à savoir la force de traînée et la force de pression (portance) (Fig 4.4).

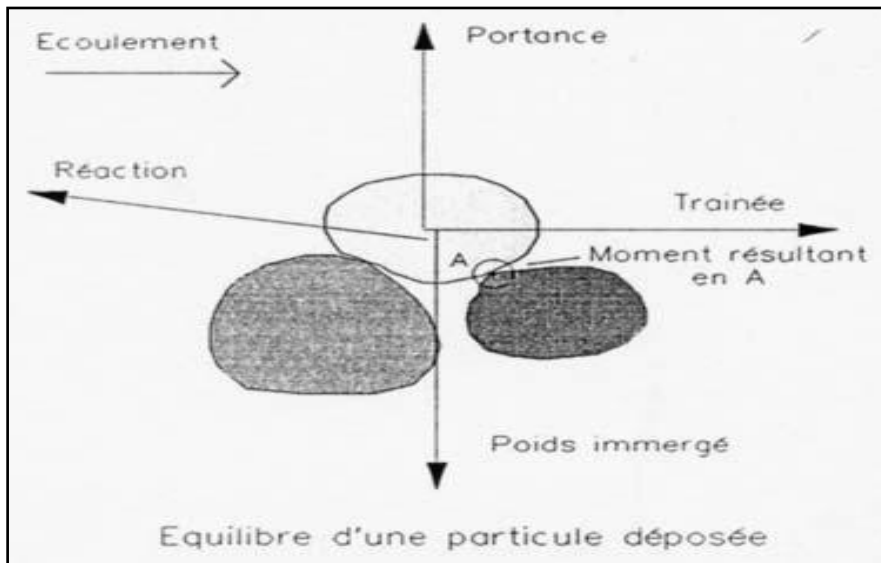


Fig 4.4 Forces agissant sur une particule solide en mouvement .

Ces particules commencent à se déplacer le long du lit du cours d'eau en roulant, glissant ou éventuellement par des sauts, par saltation (Fig 4.5), leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Le charriage crée, sous certaines conditions, des formes de fond : rides, dunes, anti-dunes(Fig.4.6).Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement .

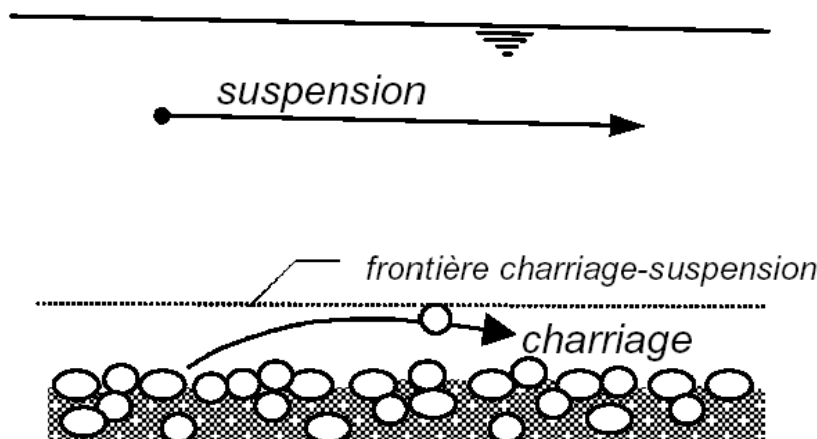


Fig 4.5 Modes de transport solide

En dépit de la difficulté de l'évaluation de ce mode de transport liée en particulier à l'insuffisance de données de mesures , beaucoup de méthodes ont été mises au point ces cent dernières années fondées à la fois sur des résultats expérimentaux et une explication théorique, parmi les plus récentes, on citera les équations modernes en variables adimensionnelles des auteurs suivants: White (1972), Einstein (1950), Bagnold (1956), Du

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Boys (1879), Graf (1971), Meyer-Peter et Muller (1948), Schoklitsch (1950), Raudkivi (1967), Bogardi (1974), Kalinske (1947), Rottner (1959), Goncharov (1962).

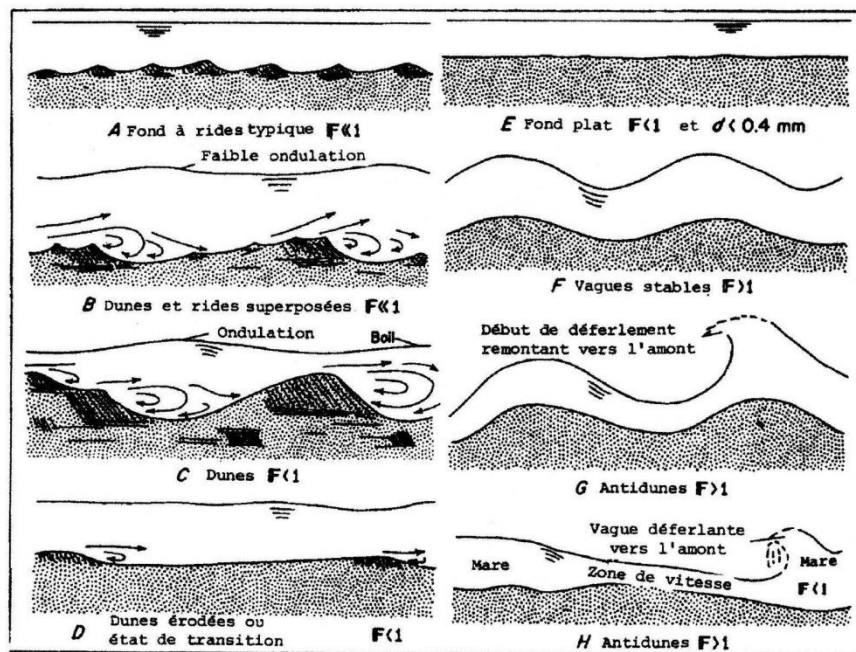


Fig.4.6 Aspects du fond. D'après *The Effect of bed roughness on depth-discharge relations in alluvial channels*, par D.B. Simons et E.V. Richardson, dans U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1498-E, 1962

En Algérie, seul le transport solide en suspension est mesuré et le transport solide charrié est pris égal à 30 % du transport solide en suspension (Achite ,1999). Il est évalué à 32 % de la charge totale pour la Haute Tafna en Algérie (Megnounif, et al. 2003).

4.4.2 / Transport solide en suspension (suspended load)

Au fur et à mesure que la vitesse du courant s'accroît dans un cours d'eau, l'intensité de la turbulence et l'épaisseur de la couche turbulente s'accroissent également. On arrive finalement à un stade où les particules en saltation atteignent une hauteur au-dessus du fond où les forces ascensionnelles fluctuantes dues à la turbulence dépassent le poids des particules. Il s'agit de particules fines (argiles, colloïdes et quelquefois de silts limons, sables fins) qui se déplacent sur de grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval.

Un des critères usuels pour définir les conditions dans lesquelles se produit un transport en suspension est le paramètre limite de mobilité défini comme étant le rapport entre les forces de cisaillement et les forces de gravité (Fig.4.7). Einstein(1944) donne une limite plus restrictive à savoir $v^* > 0,85w$ où v^* est la vitesse d'arrachement et w la vitesse de chute d'une particule.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

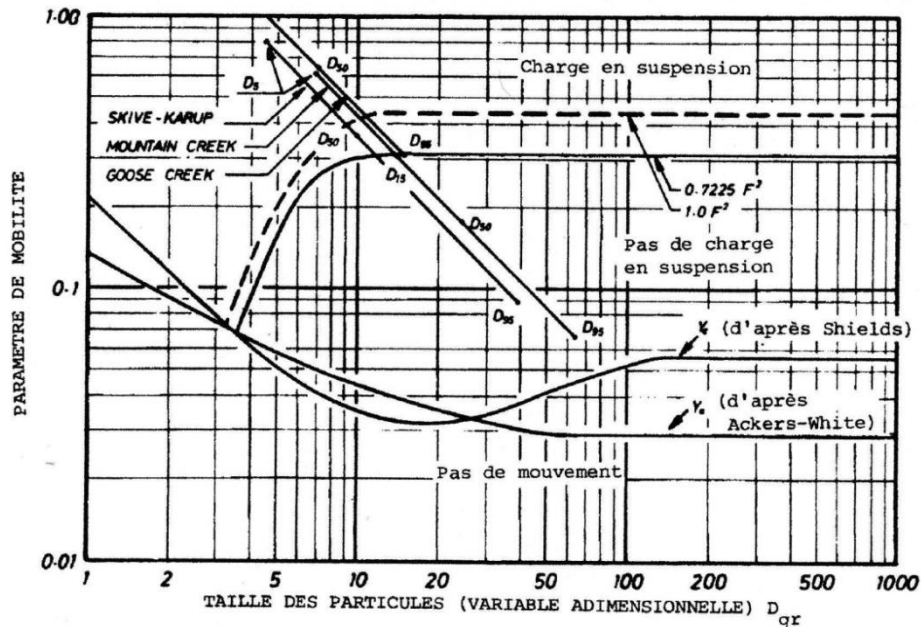


Fig.4.7 Critères de suspension des sédiments. D'après *Sediment transport; an appraisal of methods* (HRS INT 119), par W.R.White, H. Milliet et A.D. Crabbe, 1978 (Copyright de la Couronne, reproduit avec l'autorisation du Contrôleur HMSO et de la Station de Recherche Hydraulique, Wallingford, Royaume-Uni).

(Graf, 1971) a donné quelques valeurs indicatives, permettant de délimiter les deux modes de transport. Ces valeurs utilisent le rapport entre la vitesse de l'écoulement (V) sur le lit du cours d'eau, et la vitesse (W) de chute des particules au repos.

$V/W > 0,10$: Début de transport par charriage ;

$V/W > 0,40$: Début de transport en suspension.

Les courbes de début d'entraînement et de suspension, établies par Bagnold, Engelund, Van Rijn comparées avec la courbe de Shields sont données à la (Fig.4.8).

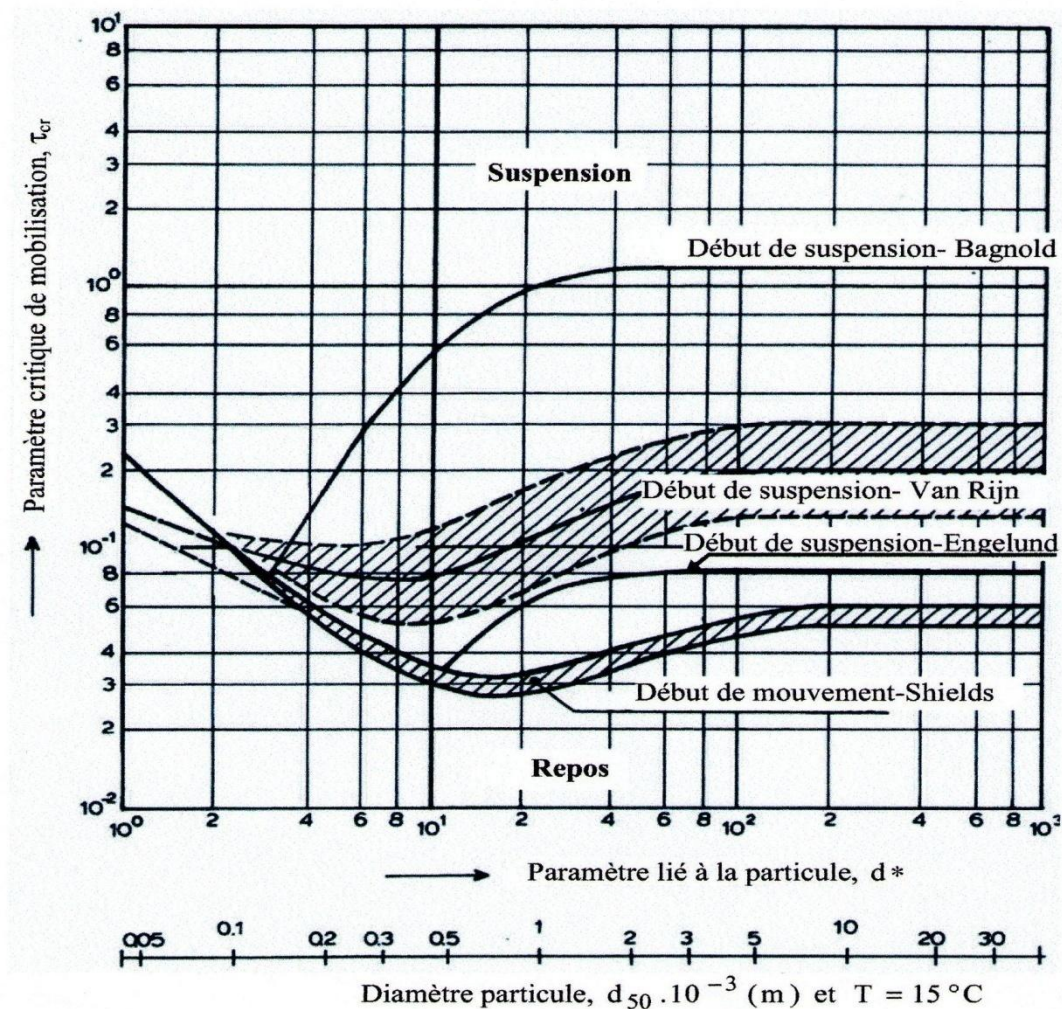


Fig.4.8 Critère de début d'entraînement et de suspension, d'après : Bagnold ; Van Rijn ; Engelund et Shields (Van Rijn, 2005).

4.5 / ESTIMATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DANS LE BASSIN DE OUED BOUMESSAOUD.

4.5.1 Bilan annuel des apports

Le flux annuel des matières solides en suspension exporté par l'oued est déterminé par la formule suivante :

$$A_s = \frac{[(Q_{j+1} \cdot C_{j+1}) + (Q_j \cdot C_j)]}{2} \cdot (t_{j+1} - t_j)$$

Avec,

(C_j) et (C_{j+1}) : Sont les concentrations relevées aux instants t_j et t_{j+1} correspondant respectivement aux débits liquide (Q_j) et (Q_{j+1}) . La somme arithmétique de ces apports élémentaires pendant l'année représente, l'apport solide annuel.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

De même, l'apport liquide (A_L) engendrant le flux solide est calculé comme suit :

$$A_L = \frac{(Q_{j+1} + Q_j)}{2} \cdot (t_{(j+1)} - t_j)$$

L'apport solide spécifique (Ass) est calculé par la formule :

$$Ass = (As \cdot 10^6) / S$$

Avec,

As : Apport solide annuel, mensuel ou saisonnier (Mt) ;

A_L : Apport liquide annuel, mensuel ou saisonnier (Hm³) ;

Ass : Apport solide spécifique (t/km²/an) ;

S : Superficie du bassin versant (km²).

Le tableau 4.2. regroupe les valeurs annuelles des apports liquides (A_L), solides (As) et les dégradations (Ass) spécifiques au niveau du bassin d'étude pour une durée d'observation allant de (88/89) à (03/04).

Tab.4.2 /Valeurs des apports liquides, solides et des dégradations spécifiques au niveau du bassin de Oued Boumessaoud : période (88/89 – 03/04).

Année	AL(Hm3)	As(Mt)	Ass(t/km2/an)
88/89	7.34	0.0296	642.6
89/90	7.05	0.0086	187.0
90/91	13.20	0.0713	1550.0
91/92	7.35	0.0260	565.2
92/93	6.50	0.0066	143.9
93/94	3.85	0.0136	295.7
94/95	13.10	0.0070	152.2
95/96	18.65	0.0543	1180.4
97/98	6.92	0.0307	667.4
98/99	6.68	0.0364	791.3
99/00	2.36	0.0064	139.1
00/01	6.72	0.0287	623.9
01/02/	6.75	0.0137	297.8
02/03/	5.8	0.0123	267.3
03/04/	7.05	0.0126	273.1
Moyenne	7.95	0.0238	518.5
Ecart type	4.07	0.019	412.1
Cv	0.51	0.80	0.79

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

L'analyse de ces données, permet de déduire que :

En moyenne annuelle, l'Oued Boumessaoud produit une charge solide de l'ordre de 23800 tonnes transportées en suspension par 7.95 millions de m³. Si l'on sait que la surface contrôlée par la station de jaugeage est de 46 km², les valeurs des dégradations spécifiques varient de 139.1 à plus de 1500 t/km²/an soit une moyenne de 518.5 t/km²/an .

En termes de production des sédiments, il est intéressant de faire remarquer que le taux de dégradation estimé pour le bassin contrôlé lui permet de s'inscrire dans le rang des bassins à plaines de l'Europe selon les estimations faites par Milliman & Syvistky (1992) (fig. 4.9). En effet

le relief pas assez abrupt du bassin et la prédominance de la plaine d'hennaya juste en amont de la station hydrométrique, lui offre ainsi un potentiel érosif moyen à faible.

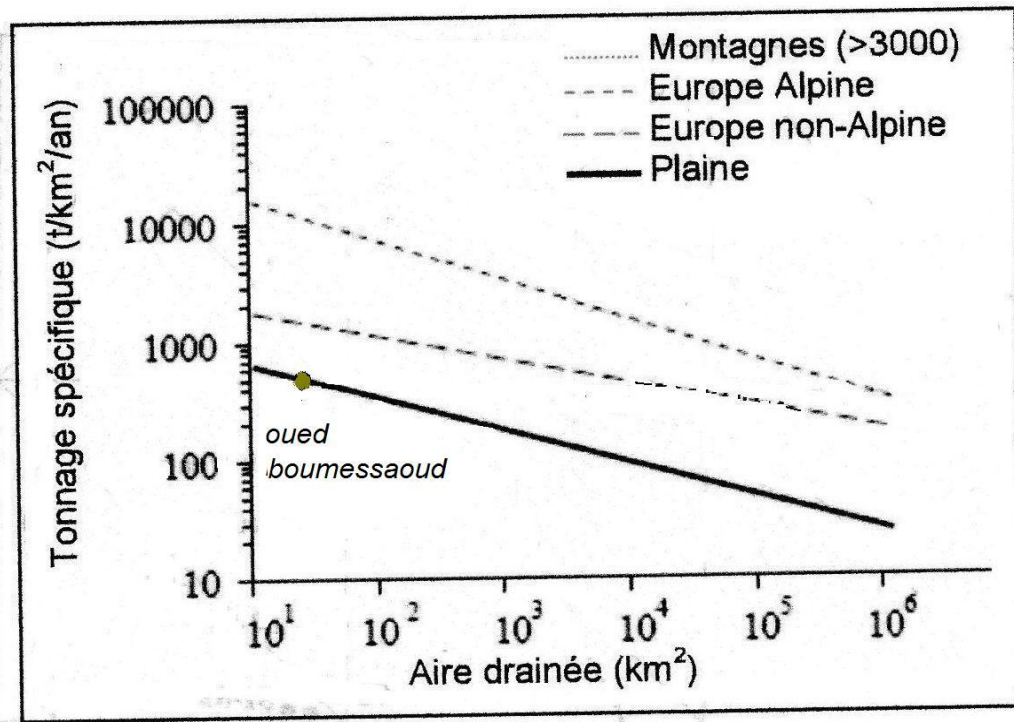


Fig .4.9 Relation entre les dégradations spécifiques et les différents types topographiques (d'après Milliman & Syvistky, 1992)

A travers des études relatives au Maghreb, le taux d'érosion obtenu est inclus dans la fourchette des valeurs (269 à 2569 t/km²/an) proposée pour le Maghreb par Heusch, & Millies-Lacroix (1971), il se situe aussi dans l'intervalle des valeurs enregistrées au Maroc où elles varient de 240 à 5900 t/km²/an (Lahlou, 1994), par contre la valeur estimée de la dégradation est en dessous de celles présentées par Walling (1984), l'auteur estime que les dégradations spécifiques dans les bassins versants Maghrébins varient entre 1000 à 5000 t/km²/an. Cependant on trouve dans cet intervalle l'Oued Logmane en Algérie Orientale, Oued Isser à Lakhdaria près du bassin algérois et Oued Inaouene au Maroc (Tabl 4.3).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

D'autres auteurs comme (Probst & Amiotte-Suchet, 1992) ont trouvé pour cinq bassins Magrébins des valeurs de la dégradation spécifique supérieures à 5000 t/km²/an. Il s'agit notamment du cas de l'Oued Agrioun en Algérie Orientale où la dégradation spécifique a été estimée à 7200 t/ km²/ an.. Ces auteurs estiment que la dégradation spécifique en Tunisie varie entre 750 et 1500 t/km²/an.

Table4.3 : Dégradation spécifique dans quelques bassins Magrébins

Bassins	S (km ²)	Climat	A _{ss} (t/km ² /an)	Références
Tunisie	-	Semi-Aride	750-1500	(Probst & Amiotte-Suchet, 1992)
Bassins Marocains				
- Ibn Batouta	178	S-A	4719	(Plan National d'Aménagement des Bassins Versants, 2000)
- Nakhla	107		4206	
- Al Massira	28500		132	
Bassins de l'Algérie Orientale				
- Oued Leham	648	S-A	104	(Bourouba, 1998)
- Oued Logmane	333.75		1064	
Tafna (Nord-Ouest Algérien)				
- Oued Sebdou	255.5	S-A	938	(Bouanani <i>et al.</i> , 1999)
- Oued Isser	1140		364	
- Oued Sikkak	463		180	
Oued Mina (Nord- Ouest Algérien)				
- Oued Haddad	470	S-A	212	(Achite & Meddi, 2005)
- Oued Taht	772		191	
Oued Mouilah (Tafna)	2650	S-A	165	(Ghenim <i>et al.</i> , 2007b)
Oued Isser à Lakhdaria (près de l'Algérois)	4149	S-A	1064	(Bourouba, 1997)
Oued Mazafran (près de l'Algérois)	427.5	S-A	104	
Oued Abd (Nord-Ouest Algérien)	2480	S-A	136	(Achite & Ouillon, 2007)
Oued Agrioun (Algérie Orientale)	932.26	S-A	7200	(Probst & Amiotte-Suchet, 1992)

Pour les bassins de l'Ouest Algérien, on trouve des Oueds qui donnent un taux de dégradation spécifique nettement inférieur à celle de l'Oued Boumessaoud , on cite l'Oued Sikkak , l'oued Isser et oued Mouillah du bassin de la Tafna dont les dégradations enregistrées sont respectivement 169, 184 et 364 t/km²/an (Bouanani.2004) , ou encore d'autres oueds appartenant au bassin du Chélif tel que l'oued Taht (191 t/km²/an) , l'oued Mina (187 t/km²/an) , et l'oued Haddad (212 t/km²/an) (Achite & Meddi, 2005).

En revanche la charge spécifique de notre bassin d'étude s'avère beaucoup plus supérieur à d'autres valeurs associées à des bassins faisant partie des régions semi- arides tel que le bassin de la Seybouse (Est Algérien , 137 t/km²/an) ou bien le bassin de l'oued Medjerda supérieur à souk Ahras(Algérie orientale , 113 t/km²/an) (Bourouba,1997 et 1998).

Cette esquisse de la variabilité spatio-temporelle du taux spécifique du transport solide en suspension évalué au niveau des différents bassins versants de l'Algérie septentrionale révèle une très forte disparité de la dégradation des sols au Maghreb (Sogreah, 1967) ; (Demmak, 1982) ; (Snoussi *et al.*, 1990) ; (Bourouba, 1997 et 1998); (Bouanani *et al.*, 1999); (Terfous *et al.*, 2001) ; (Megnounif, 2007) ; (Ghenim, 2008).

Cette disparité découle principalement des variations lithologiques d'un bassin à un autre , de la densité du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants (Fox & Moore, 1993).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

La relation entre les apports solides spécifiques annuels en fonctions des écoulements spécifiques annuels révèle que le comportement de l'Oued Boumessaoud est similaire à celui des cours d'eau méditerranéens, (Fig.4.10). Les concentrations annuelles de la charge solide transportée en suspension sont en grande majorité comprises entre 1 et 10 g/L. La moyenne annuelle est de l'ordre de 3g/L.

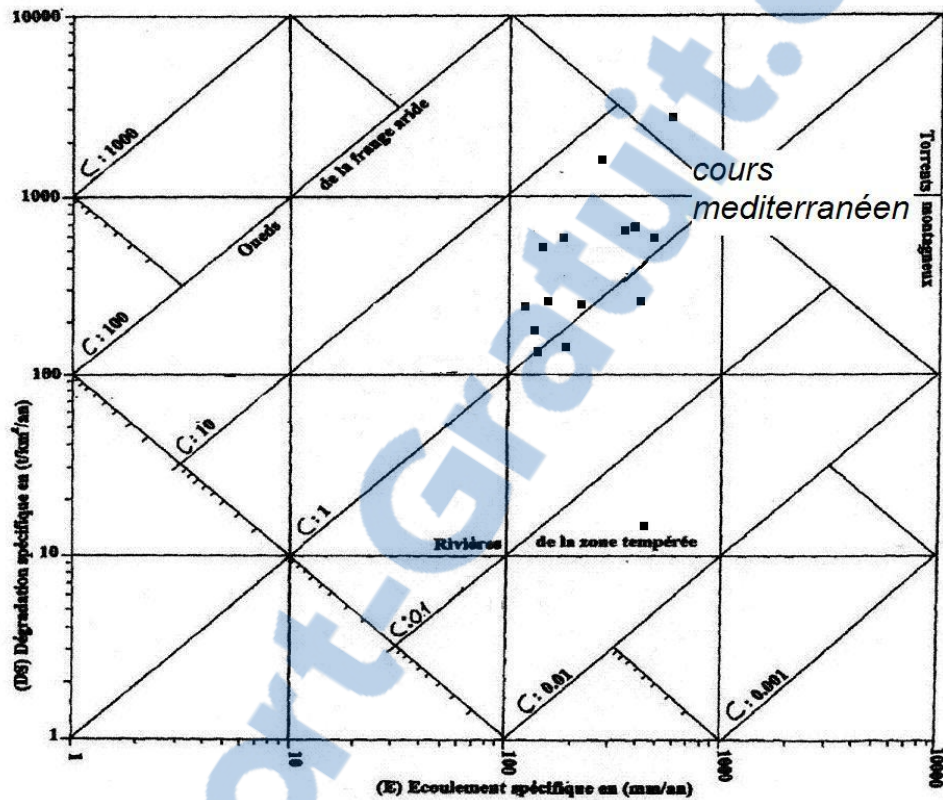


Fig.4.10 Variation de l'écoulement, de la concentration et des apports solides spécifiques dans l'oued Boumessaoud (88/89 – 03/04).

4.5.2 /Variabilité interannuelle des apports solides et liquides

Les variations interannuelles révèlent que les apports solides et liquides subissent une forte irrégularité, cela se traduit par les valeurs assez élevées des coefficients de variation enregistrés durant la période d'observation (Tab.4.2). Ces grandes fluctuations sont la conséquence d'une irrégularité du régime annuel d'écoulement, lié principalement à l'influence des précipitations par leurs valeurs extrêmes très dispersées et leur intensités très variables.

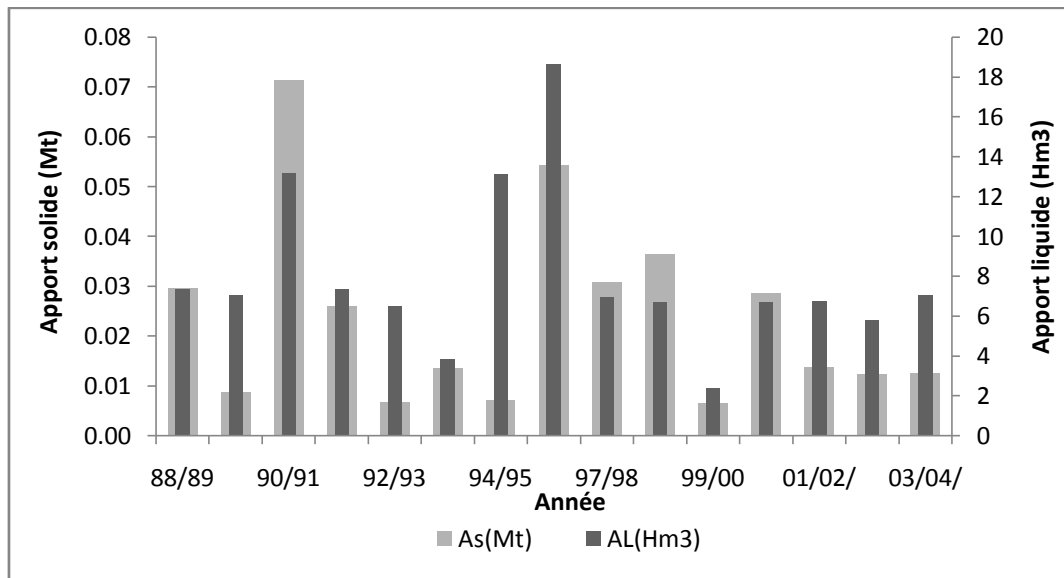


Figure 4.11 : Apports liquides et solides annuels de l'oued Boumessaoud.

D'après le graphe ci-dessus (Fig.4.11), l'année (90/91) a été celle qui a charrié le plus grand apport solide de toute la série d'étude soit 20 % du tonnage global, la dégradation spécifique pendant cette année est de $1550 \text{ t/km}^2/\text{an}$, elle représente trois fois la valeur moyenne annuelle de la période (Sept 88- Aout 04) , la concentration moyenne annuelle est la plus élevée soit une valeur de 6.7 g/L . En effet durant cette année hydrologique la crue survenue le 14/03/1991 a été la plus exceptionnelle avec un débit de pointe atteignant $80 \text{ m}^3/\text{s}$ et un débit solide correspondant de 1173.6 kg/s , elle a drainé à elle seule un apport liquide considérable d'une valeur de 9 Hm^3 représentant un taux de 68 % du volume global écoulé la même année , l'apport solide engendré lors de cet événement était de 67735 tonnes soit une contribution de 95% du flux total annuel en sédiments .

D'autres crues de forte intensité dont le débit maximum instantané dépasse $20 \text{ m}^3 /\text{s}$ ont marqué plus exactement les années 95/96 , 97/98 , 98/99 et ont permis un apport solide et une dégradation assez appréciables.

La variation annuelle des apports solides et liquides dans le bassin d'étude semble être très marqué dans le temps et dans l'espace. Ceci a été le cas pour d'autres bassins de la même région. En l'occurrence on cite dans le grand bassin de Tafna, les sous-bassins des oueds Mouilah et Sebdou (Megnounif, 2007), les oueds Isser, Sikkak, Mouilah et Sebdou (Bouanani, 2004) ; les oueds Sebdou, Haute Tafna, Meffrouch et Mouilah (Ghenim, 2008) .

Par ailleurs, (Terfous *et al.*, 2001) ont fait remarqué, que les apports solides dans la région du Nord-Ouest Algérien, sont beaucoup plus irréguliers que les apports liquides ,cela est le cas pour notre bassin d'étude où le coefficient de variation des apports solides ($Cv = 0.79$) est beaucoup plus important que celui des apports liquides ($Cv = 0.54$).

Globalement durant les années sèches caractérisées par un écoulement faible par rapport à la moyenne interannuelle soit 7.95 Hm^3 , les apports solides ont été moins importants que ceux

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

des années humides (90/91,94/95,95/96), leur taux de contribution varie de 2% à 10%, ceci témoigne de l'influence de l'hydraulicité sur la quantité des apports solides transportés par l'Oued dans ce bassin du Nord-Ouest Algérien .

Toute fois il est à noter que l'année hydrologique 94/95 jugée par son apport liquide considérable soit 13.10 Hm^3 , a enregistré un faible apport solide soit une contribution de l'ordre de 2%. Ce résultat semble être due à un ensemble de facteurs hydro climatiques qui génèrent l'effet érosif des crues ainsi que leur période d'occurrence .

4.5.3/ Variation mensuelle des apports solides

Les variations des apports liquides moyens mensuels et les charges solides en suspension qui leur correspondent (Tableau 4.4), donnent un aperçu quant à la tendance globale de la susceptibilité du bassin versant à la production des sédiments.

En effet deux mois de l'année où l'action érosive est la plus active, assurent à eux seuls 49% de l'apport solide total : la contribution du mois d'octobre est de 19%, tandis que le mois de mars le flux des sédiments atteint son maximum avec une contribution de 30 %. Les mois restants de l'année l'apport solide est modeste,il se situe entre 0.3 % (mois de juin et aout) et 12 % (mois de décembre).Cette variabilité inter-mensuelle (Figure 4.12) de l'apport solide en suspension est due à la fréquence des crues importantes.

Tab.4.4 Apports liquides et solides moyens mensuels à Oued Boumessaoud .

Période (1988/89-2003/04) :Station Hennaya.

Mois	Al (Hm^3)	Le (mm)	Ass(T)	Ass($\text{t}/\text{km}^2/\text{mois}$)
Sept	0,66	14,35	759	16,50
Oct	0,80	17,39	4439	96,5
Nov	0,93	20,11	2024	44
Dec	0,50	10,87	2773,8	60,3
Jan	0,75	16,30	1278,8	27,8
Fev	0,58	12,50	1932	42
Mars	2,00	43,48	7212,8	156,8
Avr	0,73	15,76	2070	45
Mai	0,88	19,02	1150	25
Jui	0,07	1,47	82,8	1,8
Jt	0,03	0,54	55,2	1,2
Aout	0,04	0,87	73,6	1,6

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. Ce sont les pluies torrentielles du mois d'Octobre suivies de celles de novembre qui entraineraient de grandes quantités de matières solides, et qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau. Ainsi par exemple durant l'année (02/03), 84.7 % de la charge annuelle en suspension ont été mesurés lors de la crue survenue le 25 novembre 2002 , celle-ci avec un débit instantané égal à $7.8 \text{ m}^3/\text{s}$ a permis de transporter 10420 t de sédiments .

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

La fréquence des orages violents explique aussi en grande partie la variabilité de la charge en suspension. Cela est le cas de la plus importante crue enregistrée durant toute la période des mesures, celle survenue au printemps le 14 mars de l'année 1991, avec les débits de pointe liquide et solide les plus forts. La concentration s'est considérablement élevée cette journée pour atteindre la valeur de 20 g/L.

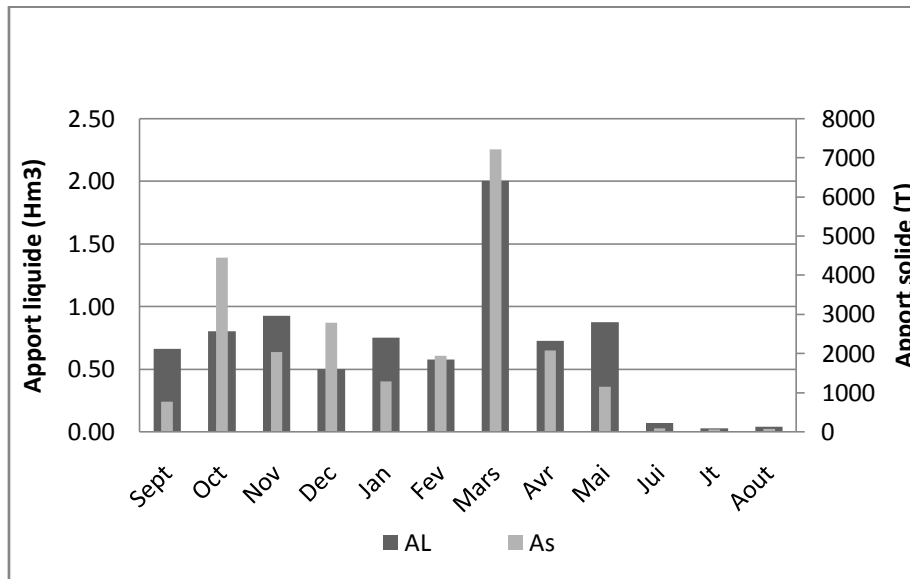


Fig.4.12 / Apports liquides et solides mensuels de oued Boumessaoud.

La relation entre le coefficient d'écoulement mensuel moyen et la dégradation spécifique moyenne mensuelle (Tableau 4.5 et Fig.4.13) permet de distinguer trois périodes d'activités érosives différentes :

Tab.4.5 / Variations mensuelles des précipitations, des débits liquides, de la concentration et du transport solide.

Mois	E(mm)	Ass (t/km ² /mois)	P(mm)	Q(m ³ /s)	C(g/l)	Pv	cmd	Ass/Asmoy	Ce(%)
Sept	14,35	16,50	18,06	0,25	1,15	0,51	0,96	0,38	79%
Oct	17,39	96,5	39,00	0,31	5,55	1,09	1,19	2,23	45%
Nov	20,11	44	50,32	0,36	2,19	1,41	1,38	1,02	40%
Dec	10,87	60,3	56,56	0,19	5,55	1,58	0,73	1,40	19%
Jan	16,30	27,8	48,20	0,29	1,71	1,35	1,12	0,64	34%
Fev	12,50	42	56,33	0,22	3,36	1,58	0,85	0,97	22%
Mars	43,48	156,8	67,83	0,77	3,61	1,90	2,96	3,63	64%
Avr	15,76	45	42,67	0,28	2,86	1,19	1,08	1,04	37%
Mai	19,02	25	36,74	0,34	1,31	1,03	1,31	0,58	52%
Jui	1,47	1,8	6,63	0,03	1,23	0,19	0,12	0,04	22%
Jt	0,54	1,2	1,94	0,01	2,21	0,05	0,04	0,03	28%
Aout	0,87	1,6	4,34	0,02	1,84	0,12	0,08	0,04	20%
Moy	14,39	43,21	35,72	0,26	2,76	1	1	1	40%

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Pv: coefficient de pluviosité – **Cm**d : coefficient mensuel de débit-- **Ass/Asmoy**: rapport transport solide mensuel au transport solide moyen mensuel--- **C** : concentration de sédiment en suspension.--**Ce** : coefficient d'écoulement.

- Une période de forte érosion et d'écoulement abondant qui correspond aux deux mois d'octobre et mars. La pluviométrie moyenne mensuelle est relativement importante , un maximum de 67.83 mm a été atteint durant le mois de mars , soit un coefficient de pluviosité égal à 1.91. les débits liquides ont connu aussi une augmentation car le mois d'octobre a enregistré un coefficient mensuel de débit égal à 1.19 avec 45 % d'écoulement , par contre ces valeurs sont beaucoup plus élevées pour le mois de mars soit un c.m.d qui vaut 2.96 et un coefficient d'écoulement de 64%.

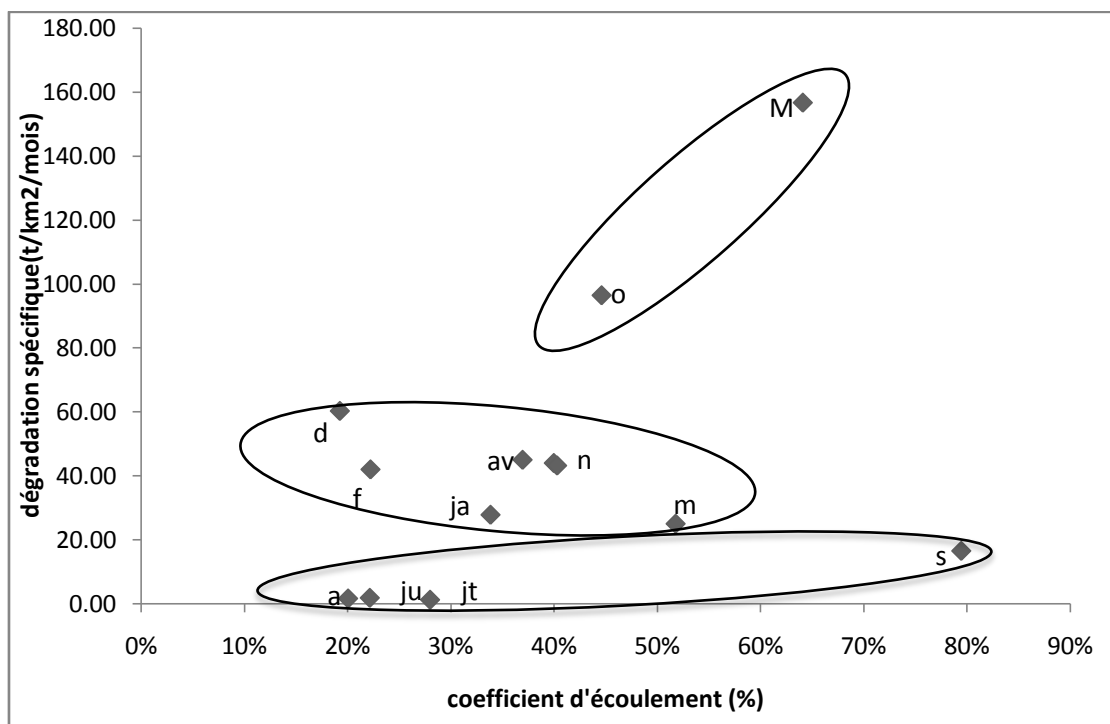


Fig.4.13 / Relation entre le coefficient d'écoulement et les transports solides spécifiques moyens mensuels (période septembre 1988-août 2004)

En ce mois d'octobre et après une longue saison estivale sèche et chaude ,les premières averses de fortes intensité génèrent des crues violentes et puissantes qui ont donnés lieu à des concentrations en sédiments très élevées soit une concentration maximale mensuelle enregistrée en ce mois d'octobre de l'ordre de 5.55 g/l ce qui a entraîné une dégradation considérable du sol estimée à 96.5 t/km²/mois . Par ailleurs le mois de mars où tous les paramètres hydro morphologiques ont été favorables à un écoulement abondant et une érosion des terres la plus importante, 35 % des crues d'intensité maximales recensées ont survenues durant le mois de mars cela témoigne

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

de la forte dégradation atteinte dépassant $156 \text{ t/km}^2/\text{mois}$. Toute fois la concordance des valeurs mensuelles maximales du transport solide, de la concentration et de l'apport liquide ont été enregistrées durant les années 90/91 ,00/01 et 03/04.

- Une période intermédiaire qui englobe les trois mois de l'hiver ainsi que les mois de novembre, avril et mai. Quoique les coefficients de pluviosité ont été assez élevés variant de 1.03 à 1.58, les écoulements ont été modestes pour des taux allant de 19 à 52 %, le rapport des dégradations spécifiques mensuelles à celui de la moyenne ne dépasse 1 que pour les trois mois de novembre, décembre et avril (Fig .4.14) .

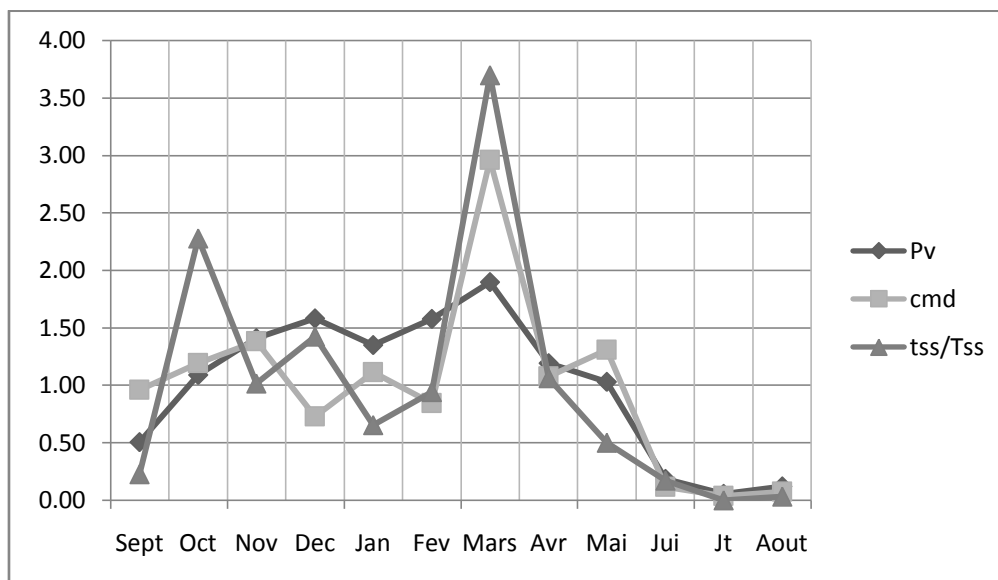


Fig.4.14 /Coefficient mensuel de pluviosité , de débit et rapport des transports solides spécifiques mensuels aux transports solides spécifiques moyens mensuels : période (septembre 1988-août 2004)

On note une discordance entre les dégradations spécifiques et les écoulements durant cette deuxième phase d'érosion , plusieurs facteurs tels que l'état de saturation du sol, le couvert végétal et l'intensité des pluies sont à l'origine de cette absence de proportionnalité . En effet la persistance de la hausse des températures et l'aridité du climat qui caractérise le nord du Maghreb et qui se prolonge jusqu'au début de la saison d'Hiver, prépare davantage la couche superficielle du sol à la désagrégation et à l'érosion par les pluies souvent agressives et intenses. En novembre l'infiltration l'emporte sur l'écoulement superficiel du bassin versant comme l'est déjà le cas dans les différents bassins telliens (Bourouba, 1988) (Benchetrit, 1972) (Ghachi , 1986) ,ce qui explique en majorité la faiblesse du flux sédimentaire comparativement au mois de Décembre , ce dernier a connu une hausse du transport solide grâce à l'influence des

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

apports liquides qui ont été considérablement importants et peut être aussi suite à la remobilisation des sédiments déposés lors des mois précédents à l'amont du cours d'eau.

Les mois de Janvier et Février ont été très arrosés par une pluviométrie atteignant 104.53 mm soit 24% en moyenne du total annuel , ce qui a induit une exubérance de la végétation et par voie de conséquence une décroissance des quantités de sédiments transportés . :

-Une période d'étiage d'érosion faible :

Le mois de Mai marque une transition entre une phase d'une grande mobilisation et entrainement de sédiments qui s'étale du mois d'octobre au mois de Mai et qui regroupe les deux périodes d'érosivité déjà citées soit une contribution qui s'élève à 96% du tonnage moyen annuel , et une autre phase pauvre en perte en terre qui est la saison estivale chaude et sèche dont les effets hydromorphologiques et climatiques se prolongent jusqu'au mois de Septembre.

4.5.4 /Variation saisonnière des apports solides

Pour mieux appréhender le phénomène de l'érosion et du transport solide, il serait judicieux d'analyser la répartition saisonnière des flux de sédiments en suspension dans nos bassins. La répartition saisonnière (tableau 4.6) des transports solides confirme la variabilité mensuelle.

Tableau 4.6 : Apports liquides et solides moyens saisonniers à Oued Boumessaoud (période 1988/04)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Al (Hm ³)	2,39	1,83	3,6	0,13
Le(mm)	51,85	39,67	78,56	2,88
As(Mt)	0,0072	0,0059	0,01	0,0002
Ass(t/km ² /saison)	157	130.1	226.8	4.6

(31%) de la charge en suspension est transportée en automne, (25%) en Hiver et (43%) au printemps. Ces valeurs sont proportionnelles à celles des apports liquides soit (30%) , (23%) et (45%) respectivement (Fig.4.15).

Durant ces périodes, la charge solide est diluée par la forte contribution de la composante de l'écoulement souterraine dans l'alimentation fluviale (Megnounif, 2007).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Pour l'automne, la forte charge s'explique par le fait que les précipitations, souvent intenses, tombent sur un sol asséché et mal protégé par la végétation (Chebbani et al., 1999 ; Roose et al., 1999 ;Cosandey et al., 2002).

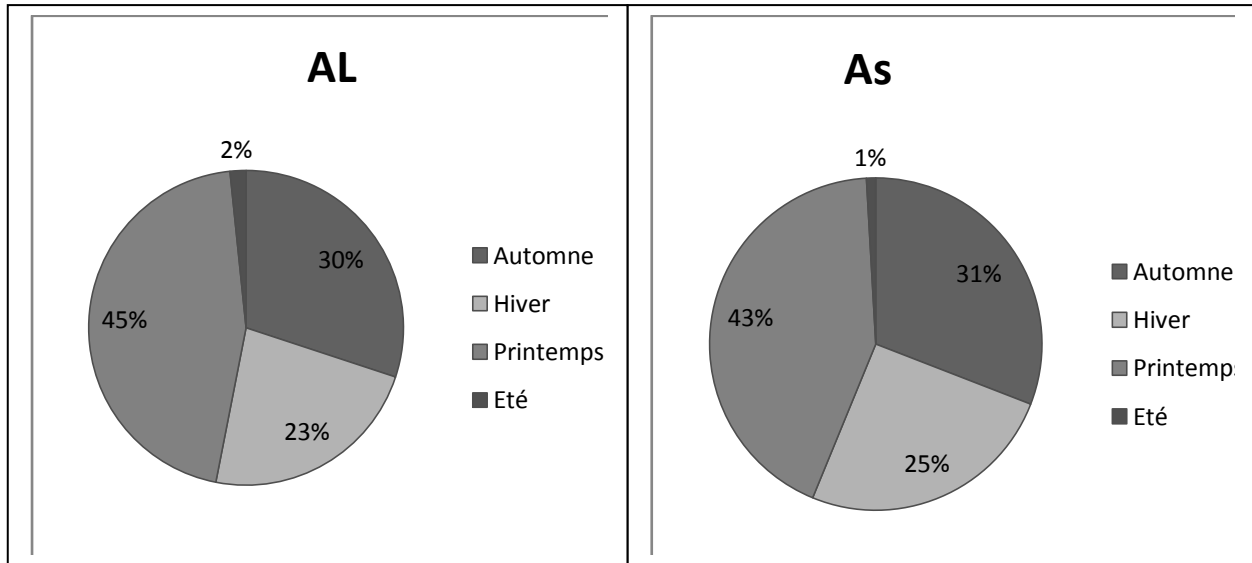


Figure 4.15 : Répartition Saisonnière des apports liquides et solides de l'oued boumessaoud. Période : 1988/89-03/04.

Après une grande saison sèche, les premières pluies qui se manifestent au début de l'automne trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matière en suspension est donc très faible. Ce sont les pluies torrentielles qui surviennent en octobre et novembre qui arracheront de grandes quantités de matières solides, qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau. La réponse du bassin se manifeste rapidement par les ruissellements et les écoulements hypodermiques peu profonds.

Quoique moins importantes, les pluies du printemps survenues après un hiver assez pluvieux et froid avec une succession de gels et dégel favorisant la déstabilisation de la structure du sol le rendant plus vulnérable à l'érosion, trouvent un sol meuble et déclenchent alors des écoulements fortement chargés.

Aussi, contrairement aux autres bassins étudiés qui se trouvent à la Tafna, l'hiver présente des caractéristiques érosives plus prononcées.

Le taux d'érosion d'hiver s'avère inférieur à celui de l'automne cela s'explique par le fait que des quantités importantes de particules solides ont été transportées par les premières crues d'automne (Stephen, 2000) ; (Achite & Meddi, 2005). La variation du couvert végétal durant l'année et la nature des pluies d'automne (agressivité des pluies), contribuent à préparer les agrégats du sol à la destruction.

L'Eté reste une saison sèche avec un transport quasi nul (environ 1%). La variabilité temporelle dépend donc de la fréquence des orages et de leur période d'occurrence. En effet, ce sont des orages qui génèrent la plus grande partie de la charge en suspension (Bouanani, 2004) ; (Achite & Ouillon, 2007) ; (Megnounif, 2007) ; (Ghenim, 2008).

4.6 / Conclusion

A l'instar des bassins Magrebins, la dégradation spécifique du bassin de l'oued Boumessaoud s'élève à $518.5 \text{ t/km}^2/\text{an}$. Elle se situe dans l'intervalle des valeurs estimées pour d'autres bassins voisinant telque les bassins de Sikak , Isser, Mouillah et Sebdou dont les dégradations évaluées sont respectivement 169 ; 180 ; 364 et $937 \text{ t/km}^2/\text{an}$.

Cette dégradation reflète la sévérité du climat semi-aride et le caractère intermittent voire éphémère de l'écoulement dans l'Oued Boumessaoud.

La dégradation et le transport solide dans le bassin de l'Oued Boumessaoud ont subit une variabilité spatio-temporelle très importante . En effet des fluctuations considérables ont été enregistrées à l'échelle annuelle .

La comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb. Cette disparité dépend 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 l'échelle saisonnière, c'est au printemps que se produit le maximum du transport solide.

En tout état de cause, toutes ces variations sont conditionnées par l'état de saturation du bassin versant, par les types de dynamique érosive de chaque saison et de chaque période d'érosion ainsi que par les variations du débit et de la concentration durant les périodes de crues.

TROISIEME PARTIE

MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN VERSANT OUED BOUMESSAOUD (NORD OUEST DE L'ALGERIE)

Chapitre 5

Modélisation du transport solide en suspension

5.1 / INTRODUCTION :

Dans le but de déterminer les paramètres explicatifs du transport solide (ex : débits liquides, pluie, humidité du sol) et de comprendre le fonctionnement des bassins versants dans la production des sédiments, de nombreux auteurs en Algérie comme dans d'autres pays méditerranéens à travers plusieurs études basées sur l'analyse de l'évolution de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides , ont tenté une approche quantitative à différentes échelles temporelles du phénomène de l'érosion et de la sédimentation dans les bassins fluviaux (Heush , 1970) ; (Walling et Webb , 1981) ; (Walling et al., 1981) ;(Demmak ,1982) ; (Ferguson,1987) ; (Katlan et al. ,1987) ; (Probst et al. ,1992) ; (Lahlou , 1994) ; (Kassoul et al.,1997) ; (Bergaoui et al.,1998) ; (Ludwig et Probst, 1998) ; (Walling et Fang, 2003) ; (Hudson, 2003) ;(Megnounif et al. ,2000, 2003) ;(Terfous et al, 1999, 2001, 2003) ;(Ghenim , 2001) ;(Achit M. ,2002) ;(Benkaled et al. ,2003) .Des modèles plus généraux ont été développés sous d'autres climats; L'objectif de ses travaux étant de fournir d'une part , une description relativement exhaustive des processus qui influencent l'intensité des mécanismes d'érosion et de transport des sédiments , d'autre part chercher des modèles statistiques fiables et simples d'estimation et de prédiction des quantités de matières solides qui transitent à l'exutoire des bassins versants, pour enfin arriver à mettre en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou des bassins versants dans les quels les mesures sont rares ou inexistantes.

C'est dans ce contexte que nous allons aborder dans ce chapitre, la modélisation du transport solide dans le bassin de l'Oued Boumessaoud par des relations reliant le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q_L) ou concentration (C_s) au débit liquide (Q_L). Les modèles proposés tentent de prévenir : La quantité des matières solides transportées par les cours d'eaux, combler les

lacunes des séries de données au niveau des sites destinés à un aménagement et éventuellement prévoir le taux de l'envasement des barrages.

5.2 / CORRELATION ENTRE DEBITS SOLIDES ET DEBITS LIQUIDES.

Les facteurs qui interviennent dans les processus d'érosion et de transport des sédiments sont à la fois nombreux et variables dans le temps et dans l'espace. Les matériaux solides provenant soit des versants soit du réseau de drainage et leur éventuel transport par les cours d'eau, sont difficiles à quantifier (Graf, 2000 ; Asselman, 2000 ; Rovira et Batalla, 2006).

Depuis longtemps, on a essayé de corréler les débits solides aux débits liquides et de déterminer une relation qui permettait d'estimer les premiers à partir des seconds. Dans ce contexte, de nombreux auteurs (Wood ,1977 ; Walling.et al., 1981 ; Etchanchu et al., 1986) ont montré que la charge solide transportée en suspension (CS) est étroitement liée aux débits liquides (QL) selon un modèle en puissance du type :

$$CS = a QL^{b-1}$$

Où a et b sont des paramètres qui dépendent des caractéristiques du bassin versant considéré (Parsons et Stone, 1963) ; (Bruschin et Trau, 1977) ; (Terfous *et al.*, 1999) ; (Achite et Ouillon, 2007).

Ce modèle est souvent utilisé pour établir la courbe d'estimation du débit solide en suspension, (Compbell, 1940 ; Walling, 1978) par l'équation :

$$QS = CS.Q_L$$

Toute fois les corrélations qui ont été établies relient les paramètres a et b aux caractéristiques physiques et hydrauliques des bassins versants drainés. Selon Léopold et al. (1953), la valeur de b fluctue entre 1 et 2 et représente la puissance érosive du cours d'eau. Flemming (1969) montre que le paramètre a dépend de la taille des bassins versants et de la couverture végétale.

D'après Probst (1986), la valeur de b varie très peu d'un cycle hydrologique à un autre et représente un indice de la sévérité de l'érosion sur les versants. Terfous et al. (2001) montrent que les paramètres a et b varient suivant les saisons. Benkhaled et Remini (2003) justifient les variations saisonnières du coefficient aux changements de l'état hydrique du sol.

L'utilisation de ce modèle a fait l'objet d'un certain nombre de critiques. En effet la courbe d'estimation peut significativement surestimer ou sous-estimer le flux de la charge solide en suspension (Horowitz, 2003).

5.3 / DONNEES ET METHODOLOGIE

L'étude est réalisée à partir des données collectées au droit de la station hydrométrique d'Hennaya . Les mesures effectuées ont trait à la détermination des valeurs de débits liquides instantanés et celles des concentrations des sédiments en suspension , les prélèvements s'étalent sur une période de seize années hydrologiques allant de septembre 1988 à août 2004 .

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Concernant les débits liquides (Q_L), ils sont déduits suite à une transformation de lectures de hauteur faites sur une échelle limnimétrique au moyen de courbes d'étalonnage établies par les services de l'Agence nationale des Ressources Hydrauliques.

A chaque lecture de hauteur d'eau, on prélève un échantillon d'eau chargée sur la rive de l'Oued au moyen d'un conteneur. La boue recueillie sur un papier-filtre est pesée après séchage à l'étuve durant 30 minutes et l'élimination des matières organiques par calcination à une température variant entre 105 et 110°C. Ce qui permet de déduire, la concentration de la charge solide en suspension CS (g/L). Le débit solide, QS (kg/s) est estimé par le produit, $QS = CS \cdot Q_L$.

Les matériaux qui transitent à l'exutoire proviennent essentiellement des zones d'apports constituées par des formations argileuses du miocène et des affleurements marneux du Crétacé. La fréquence des prélèvements est adaptée au régime hydrologique du cours d'eau, soit :

- 1- Une mesure quotidienne de la période à écoulement normal caractérisée par des concentrations relativement faibles ou ne variant que très lentement au cours des 24 heures.
- 2- des mesures instantanées des concentrations des écoulements des crues qui sont retenues suivant des intervalles de temps variant en fonction de la vitesse de l'augmentation du débit liquide. En général des prélèvements enregistrés tous les demi heures.

Le nombre des prélèvements, leur échelonnement correct dans le temps conditionne la fiabilité et la précision de la relation de puissance débit solide - débit liquide.

Les transports solides spécifiques issus de ces concentrations ne tiennent pas compte les charriages de fond, les transports en solution, les variations de la teneur en suspension d'un point à l'autre dans la section mouillée particulièrement durant les périodes de crues qui rendent les prélèvements dangereux pour l'observateur, et les variations de la teneur en suspension selon les changements vertical et horizontal du point d'échantillonnage en période d'écoulement normal (Touat, 1989).

Pour tenter de montrer à partir des mesures in situ la relation entre débits liquides – débits solides une approche basée sur des statistiques des échantillons a été élaborée.

Parmi les méthodes de contrôle des données, on a les méthodes de corrélation – régression. Le choix du modèle est basé sur la valeur la plus élevée du coefficient de détermination « R^2 » pour l'ensemble des relations de corrélation (annuelles, saisonnières). Ces relations peuvent 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'interprétation du phénomène des transports solides.

5.4 / RELATION ENTRE LE DEBIT SOLIDE (QS) ET LE DEBIT LIQUIDE (Q_L) DE L'OUED BOUMESSAOUD.

La représentation graphique de la relation (Q_s-Q_L) à l'échelle interannuelle (Fig 5.1), illustre bien une relation de type en puissance donnée par l'équation :

$$Q_s = a Q_L^b$$

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

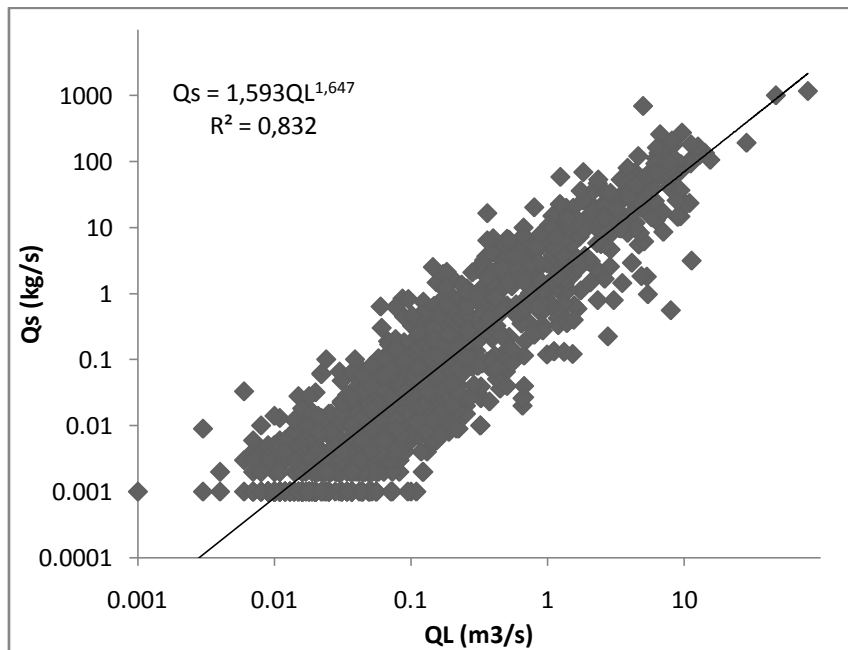


Figure. 5.1 : Relations débits solides en fonction des débits liquides dans le sous bassins de oued Boumessaoud.

Les valeurs des paramètres a et b , le coefficient de corrélation (R^2) sont regroupés dans le tableau 5.1 :

Tab.5.1/ Paramètres de la relation débit solide – débit liquide

Station	Période	N	a	b	R^2	Modèle obtenu
Hennaya	88/04	1310	1.59	1.64	0.83	$Q_s = 1.59Q_L^{1.64}$

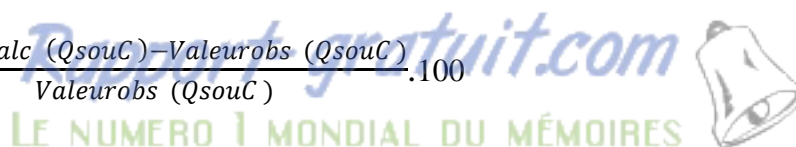
N :taille de l'échantillon

Une première observation , laisse découvrir qu'à de faibles débits liquides (moins de $1 \text{ m}^3/\text{s}$) peuvent être associés de débits solides assez importants (près de 10 kg/s) déclenchés surement suite à des orages violents , de même de forts débits liquides n'ont engendrés qu'un faible transport solide (entre 5 et 10 kg/s) dû à la vidange des nappes survenue à la suite de crues importantes . En outre un coefficient de corrélation (R^2) assez élevé , signifie que, dans le bassin de l'Oued Boumessaoud, le modèle en puissance est représentatif pour la relation du débit solide (Q_s) en fonction débit liquide (Q_L).

Pour analyser la tendance du modèle à surestimer ou au contraire sous-estimer les valeurs des débits solides ainsi calculées, il est intéressant de trouver l'erreur induite suite à cette évaluation.

L'erreur relative est donnée par l'équation suivante :

$$Er(\%) = \frac{\text{Valeurcalc} (Q_{souC}) - \text{Valeuobs} (Q_{souC})}{\text{Valeuobs} (Q_{souC})} \cdot 100$$



Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Avec,

E_r : Erreur relative ;

$V_{aleurcalc}$: débit solide ou concentration calculé par le modèle .

$V_{aleurobs}$: débit solide ou concentration observée.

Les résultats de l'erreur relative à la station de mesure donne une valeur surestimée du débit solide moyen annuel de l'ordre de (51.06 %). (Ferguson, 1986) a démontré que la relation $Q_s = aQ_L^b$ peut en effet sous-estimer le débit solide jusqu'à 50%. L'auteur propose un facteur correctif [$\exp(2.65S^2)$] basé sur des considérations statistiques.

Quoique la valeurs du coefficient de corrélation est importante ($R^2 = 0.83$), les résultats du calcul de l'erreur, indiquent que le modèle en puissance est loin d'être le mieux adapté pour l'estimation du transport solide dans l'Oued Boumessaoud. Leopold et al.(1953) ont montré que l'exposant(b) variait entre 2 et 3 alors que Linsly et al.(1992) fait remarquer que le facteur(a) demeure très petit pour des débits liquides unités. Par ailleurs ,Bogardi (1974) suggère que le facteur (b) dépend des caractéristiques du bassin , alors que Vanoni (1977) considère que le paramètre(a) reflète la sensibilité du bassin à l'érosion. En tenant compte des données de deux cents cinquante (250) bassins à travers le monde (Fleming, 1969) constate, en analysant la relation $Q_s = aQ_L^b$, que l'exposant (b) varie de 0.72 à 1.02 . Le paramètre (a) dépend de la taille des bassins versants et de la couverture végétale .

En analysant la relation en puissance (Q_s - Q_L), (Fournier, 1960) constate que, pour chaque canal, la valeur du paramètre (a) reste constante , celle de l'exposant (b) varie entre un (1) à deux (2) pour n'importe quel cours d'eau. Battala et Sala, (1992) à travers l'exploration d'une série de (241) mesures de concentrations de sédiments en suspension sur la rivière Arbucies dans le Nord-est de la péninsule Ibérique, ont trouvé que l'exposant (b) est égal à 1.63, tandis que le paramètre (a) a de petites valeurs. (Terfous *et al.*, 1999) ont montré que les paramètres (a) et (b) varient suivant les saisons.

Benkhaled et Remini (2003) ont constaté une relation entre les variations saisonnières des coefficients (a) et (b) et le changement de l'état hydrique du sol. Toute fois ils indiquent dans une étude sur le sous bassin de l'oued Wahrane qui fait partie du grand bassin du Chelif , que le paramètre (a) exprime d'une manière générale l'état du sol d'un bassin et son degré de saturation. Les auteurs ont constaté qu'il y a une très forte relation entre (a) et l'hydraulicité notamment pour les années sèches. En particulier, la relation entre le paramètre (a) et les pluies moyennes mensuelles est très bonne. Les faibles valeurs de (a) signifient un état de saturation du sol. Les fortes valeurs de (b) caractérisent l'écoulement durant la saison d'automne .

Bouanani (2004), pour les quatre sous bassins de la Tafna qui ont fait l'objet de son étude , en l'occurrence les bassins de l'oued Mouillah, l'oued Sebdou , l'oued Sikkak et celui de l'Isser, trouve à une échelle interannuelle des valeurs du paramètre (a) variant entre 0.26 et 0.4 , tandis que le paramètre (b) se situe entre 1.46 et 1.77.

Terfous *et al.*(2001) ; (Achite et Meddi, 2004) indiquent que, pour les zones semi-arides, le paramètre (a) reste en général inférieur à un (1) .

La relation en puissance $Q_s = aQ_L^b$ qui a été très utilisée pour l'appréhension du phénomène du transport solide dans un grand nombre de cours d'eau dans le monde, permet de conclure que l'exposant (b) est représentatif des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants (Vivian, 1980) ; (Probst et Bazerbachi, 1986) ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau (Kattan et Probst, 1987).

5.5/ Analyse à l'échelle annuelle :

L'analyse de données de couples (Q_L , Q_s) à l'échelle annuelle a révélé les résultats de douze modèles qui apparaissent au tableau (5.2) ci-dessous :

Tab5.2 / Paramètres du modèle annuel (88/04).

Année	N	Modèle	R ²	Er(%)
88/89 *	155	$Q_s = 2.50Q_L^{1.85}$	0.87	18.66
89/90 *	110	$Q_s = 4.47Q_L^{2.29}$	0.87	57.36
90/91	133	$Q_s = 1.41Q_L^{1.91}$	0.81	60.8
91/92 *	154	$Q_s = 1.18Q_L^{1.86}$	0.85	-23.7
92/93 *	156	$Q_s = 1.10Q_L^{1.52}$	0.88	-61.93
93/94	42	$Q_s = 1.62Q_L^{1.59}$	0.92	-28.4
95/96	30	$Q_s = 1.17Q_L^{1.08}$	0.57	-51.4
97/98*	86	$Q_s = 1.78Q_L^{1.45}$	0.88	-42.2
98/99	63	$Q_s = 1.98Q_L^{1.55}$	0.89	-41.97
99/00 *	66	$Q_s = 0.71Q_L^{1.25}$	0.71	-80.91
00/01 *	87	$Q_s = 2.93Q_L^{1.66}$	0.92	-4.56
01/02	37	$Q_s = 4.14Q_L^{1.62}$	0.89	104.43
02/03 *	87	$Q_s = 0.58Q_L^{1.43}$	0.74	21.99
03/04 *	101	$Q_s = 3.81Q_L^{1.72}$	0.85	-11.43

* :Année sèche

Une première constatation nous permet de dire que sur neuf années sèches (prises pour un coefficient d'hydraulicité inférieur à un), quatre ont un paramètre (a) très élevé (> 2), celui-ci se situe entre 1 et 2 pour trois autres années sèches et il est inférieur à 1 pour deux années uniquement. Alors que durant les années humides à l'exception de l'année (01/02) ce facteur ne dépasse pas la valeur de 2. Le paramètre (a) qui représente un indice de sévérité de l'érosion semble être étroitement lié à l'importance de la dégradation des sols en climat semi-aride. En effet ce constat a été bel et bien confirmé par Benkhaled et Rémini (2003), en déterminant une relation étroite entre (a) et l'hydraulicité pour les années sèches .D'autre part la variation du facteur (a) est très irrégulière ($C_v = 0.61$), ce ci dénote de la complexité des mécanismes qui induisent le phénomène de l'érosion et du transport solide , alors que l'exposant (b) varie très peu ($C_v = 0.18$) en cette échelle d'analyse.

L'erreur commise à cette échelle de corrélation entre les deux variables instantanées (Q_L ; Q_s) varie de (-80.91 à 104.43 %) avec une moyenne interannuelle dans ce cas égale à (-5.95%). Cet indice d'estimation de la précision du modèle semble diminuer par rapport à celui du modèle de régression antécédent.

Toute fois il est à remarquer que le coefficient de détermination (R^2) qualifié d'estimateur de la relation en puissance liant les deux variables débit solide et débit liquide , dépasse la valeur de 0.80 pour presque toutes les années hydrologiques , ce qui signifie que les modèles annuels en puissance sont représentatifs et assez significatifs pour la relation du débit solide (Q_s) en fonction débit liquide (Q_L).

5.6/ Analyse saisonnière

En vue de mieux cerner la variation des deux paramètres de l'équation issue de la relation en puissance, il a été plus judicieux d'appréhender le comportement et la réponse du bassin versant aux différentes sollicitations hydroclimatiques, à l'échelle saisonnière (Fig.5.2). Les résultats de l'analyse des valeurs instantanées des couples (Q_L, Q_s) sont résumés au tableau 5.3 :

Tab.5.3/ paramètres du modèle saisonnier (Q_s-Q_L) au niveau du bassin oued Boumessaoud (88/04).

Station	Saison	N	a	b	R^2	Modèle	Er(%)
Henaya	Automne	263	2.95	1.62	0.84	$Q_s=2.95Q_L^{1.62}$	-6.86
	Hiver	547	1.60	1.72	0.83	$Q_s=1.60Q_L^{1.72}$	26.35
	Printemps	469	1.27	1.57	0.85	$Q_s=1.27Q_L^{1.57}$	-46.71
	Été	81	0.82	0.77	0.65	$Q_s=0.61Q_L^{0.77}$	99.45

a et b : paramètre du modèle en puissance ; R^2 : coefficient de corrélation ; N : taille de l'échantillon.

L'effet saisonnier est très net à cette échelle, on observe un affaiblissement considérable du transport solide pendant l'Été due simplement à l'absence de l'écoulement. Le paramètre (a) semble être le plus élevé en Automne, ceci peut expliquer l'importance de la dynamique érosive en cette saison. En effet à la saison sèche d'été où le sol se fissure et perd sa cohésion, succède l'automne avec des averses plus ou moins violentes sur un sol fragilisé. Il se produit alors pour de faibles écoulements des apports solides importants (Bouanani,2004).

L'exposant (b) s'élève en Hiver par rapport aux autres saisons, cela est du certainement aux écoulements générés par l'accroissement considérable des précipitations dans cette saison.

En effet cette dernière qui a connue la plus grande contribution de la pluviométrie durant l'année hydrologique (38% du total annuel), se voit apparaître une activité hydro sédimentologique où le volume des apports solides représentait le quart du total annuel. L'état du sol aidant, de forts débits liquides n'engendrent que de faibles débits solides.

Au printemps le facteur (a) et l'exposant (b) présentent des valeurs moyennes entre celles de l'Hiver et celles de l'Été et sont proches de ceux du modèle global. Ceci exprime bien que le modèle du printemps est plutôt un modèle représentatif moyen. Durant cette période de l'année, les écoulements sont générés par des séquences pluvieuses relativement abondantes mais de faibles intensités, ces pluies couvrent l'ensemble du bassin versant. Elles trouvent un sol meuble avec une couverture végétale qui confère une rugosité au sol et favorise la rétention de l'eau. De ce fait, les écoulements en réponse aux précipitations sont différés dans le temps et la contribution des eaux souterraines dans l'apport fluvial est importante (Megnounif,2007).

A la fin du printemps, le sol est humide avec une couverture végétale abondante. Toutefois, on observe des charges solides similaires à celles enregistrées en automne, des mouvements de masse sont constatés par moment (Roose et al., 1998 ; 1999). De plus, à cette période, les crues, bien que modérées, peuvent provoquer des affouillements aux pieds des berges et par voie de conséquence fournissent une charge solide supplémentaire à l'écoulement facilement

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

transportée le long des différentes artères du réseau de drainage .Cet état de fait explique l'exhaussement de la quantité des flux sédimentaires pendant cette saison.

En Eté les valeurs de (a) et (b) chutent considérablement pour être inférieure à 1, cela s'explique par les faibles écoulements et donc de faibles transports solides. L'oued Boumessaoud n'a pas connu des crues estivales assez importantes , les crues survenues subitement sont très rares et leur débit de pointe assez faible n'a pas eu d'impact sur la dynamique érosive du bassin versant.

La production des sédiments est étroitement liée à un ensemble de processus qui opèrent sur l'ensemble du bassin versant (Bouanani, 2004) ; (Megnounif, 2007). Cependant, le caractère intermittent des processus qui règlent l'intensité des mécanismes d'érosion, de transport et de dépôts de sédiments, dans les zones à climat semi-aride fait que le débit solide dans le cours d'eau est très variable (Megnounif, 2007).

Les valeurs des coefficients de détermination , mis à part celui de l'Eté , sont assez significatifs pour les trois autres saisons , le débit liquide à cette échelle de regroupement explique plus de 80 % de la variance du débit solide .

Par ailleurs selon l'erreur estimée par ces modèles saisonniers (tableau 5.3), les valeurs calculées de la variable à expliquer qu'est le débit solide, subissent une sous-estimation en automne et au printemps, et une surestimation en hiver et en été.

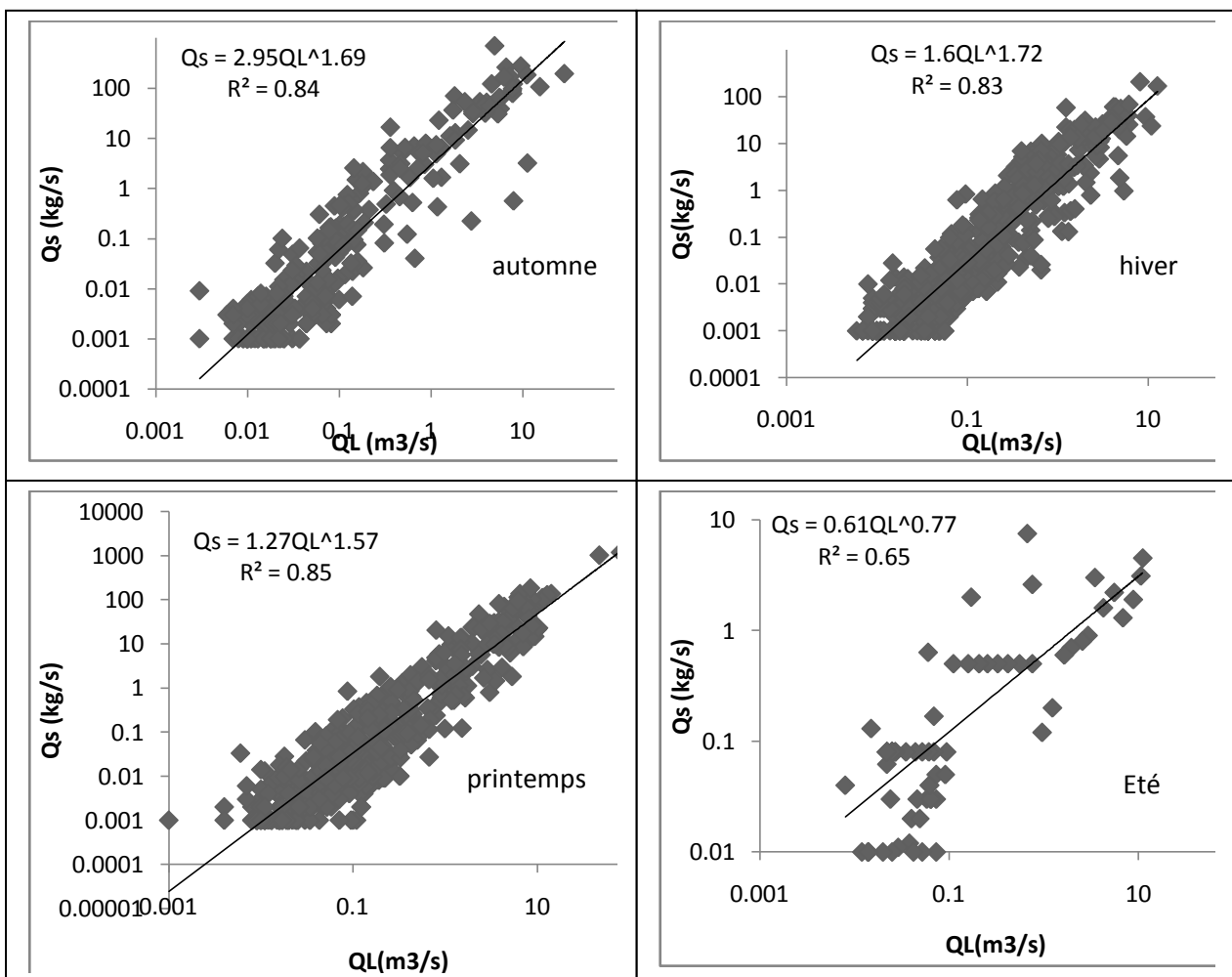


Figure 5.2 / Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides .

5.7 /Analyse à l'échelle mensuelle :

L'analyse effectuée à l'échelle mensuelle fait ressortir les mêmes conclusions qu'à l'échelle saisonnière (tableau 5.4). Les faibles valeurs de (a) et (b) concernent le mois d'Eté, et les forts paramètres (a) sont associés aux mois de l'Automne suite à l'activité hydrosédimentologique durant cette période de l'année et éventuellement en raison d'autres facteurs tel que l'état et la nature du sol. La valeur moyenne de (a) est de 1.5 avec un Cv égal à 0.65 conservant le même ordre de variation des échelles temporelles précédentes.

Tab.5.4/ Paramètres du modèle mensuel (88/89- 03/04).

Mois	N	Modèle	R ²	Er(%)
Sep	44	$Q_s = 2.12Q_L^{1.58}$	0.90	-15.5
Oct	79	$Q_s = 2.64Q_L^{1.65}$	0.81	-4.03
Nov	140	$Q_s = 3.68 Q_L^{1.76}$	0.84	-7.1
Dec	171	$Q_s = 1.42Q_L^{1.68}$	0.77	32.3
Jan	208	$Q_s = 2.26Q_L^{1.79}$	0.88	62.12
Fev	165	$Q_s = 1.07Q_L^{1.64}$	0.82	-72.9
Mars	181	$Q_s = 1.49Q_L^{1.73}$	0.90	-5.5
Avr	135	$Q_s = 1.41Q_L^{1.66}$	0.81	-28.16
Mai	153	$Q_s = 1.01Q_L^{1.28}$	0.81	-53.3
Juin	25	$Q_s = 0.02Q_L^{0.79}$	0.10	-13.5
Juillet	15	$Q_s = 0.25Q_L^{1.29}$	0.57	-9.09
Aout	41	$Q_s = 0.84Q_L^{0.76}$	0.77	-13.62

N : nombre de couples (Q_L , Q_s)

En dehors des deux mois de l'Eté (juin et juillet),les coefficients de détermination varient entre 0.7 et 0.9 , cela témoigne encore de la représentativité du modèle en puissance à cette échelle de régression entre les deux variables débit liquide et débit solide. Les erreurs quand à elles ont conservées globalement le même ordre de grandeur d'une saison à une autre avec une tendance à la sous-estimation des débits solides d'une erreur moyenne mensuelle de (10.7%).

Par rapport aux autres modèles (linéaire, logarithmique, exponentiel et parabolique), le modèle en puissance reliant le débit solide au débit liquide semble être le plus pertinent pour l'estimation de la charge solide transportée par les oueds en zone semi-aride (Bouanani *et al.*, 1999) ; (Terfous *et al.*, 2001) ; (Achite et Meddi, 2004) . Quoique les valeurs des coefficients de corrélation sont importantes, les résultats du calcul de l'erreur, indiquent que le modèle en puissance est loin d'être le mieux indiqué pour l'estimation du transport solide dans l'Oued Boumessaoud.

Pour une meilleure représentation de la dynamique érosive du cours d'eau et afin d'illustrer l'effet de l'échelle temporelle additionnée à une autre échelle liée aux variations du débit liquide on procède à éliminer les valeurs similaires qui influencent la méthode des régressions et qui ne donnent aucune information supplémentaire sur le comportement physique du

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

phénomène (Megnounif,2007). Pour cela, les couples de débits liquides et solides sont rangés en classes et les valeurs de chaque classe sont substituées par une valeur unique moyenne. La figure(5.3) montre l'allure de la courbe représentative du modèle en puissance pour treize couples de débits (Q_L , Q_s) ainsi classés suivant des intervalles de classe donnés au tableau (5.5).

Tab 5.5 / classes de débit liquide et solide (période : 88/04)

Classe de débit	$Q_L(m^3/s)$	$Q_s(mes)kg/s$	$Q_s(cal)kg/s$
>12	26,17	350,62	318,350
11-12	11,24	97,12	109,111
10-11	10,6	46,26	101,300
9-10	9,46	84,08	87,700
8-9	8,57	80,93	77,381
7-8	7,68	73,22	67,344
6-7	6,4	91,72	53,454
5-6	5,55	32,27	44,624
4-5	4,51	66,92	34,307
3-4	3,51	25,67	24,972
2-3	2,52	15,31	16,410
1-2	1,4	7,97	7,793
<1	0,14	0,37	0,421

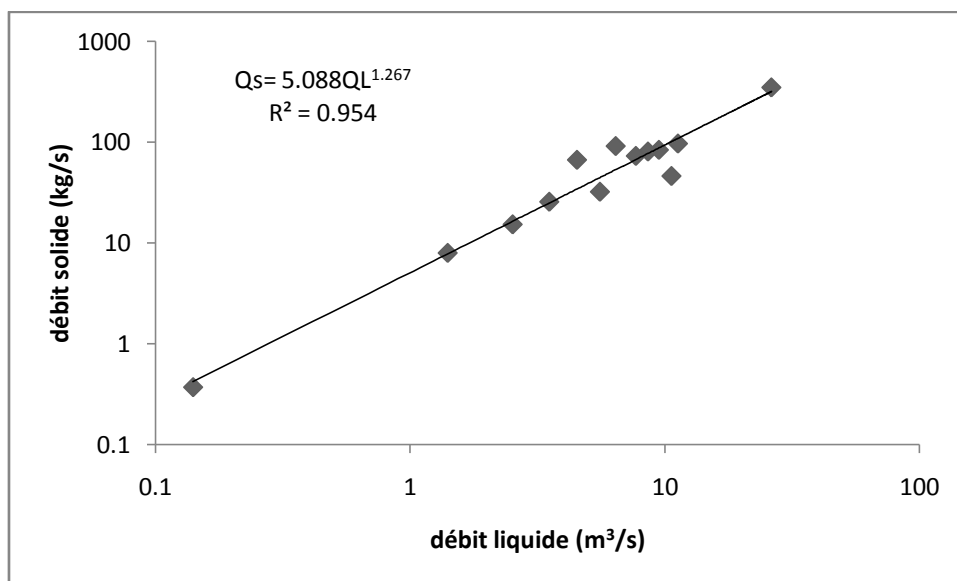


Fig 5.3 / Modèle représentatif des couples (Q_L , Q_s) selon (13) classes .

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Les résultats de cette approche par l'intermédiaire de classes de débits donnent une bonne corrélation entre les variables débits liquides et solides où le coefficient de détermination R^2 s'élève à 0.954. En outre l'erreur relative déduite pour ce groupement en classe de débits montre une nette amélioration dans l'estimation de la nouvelle valeur calculée. En effet la combinaison du modèle ainsi trouvé ($Q_s = 5.08Q_L^{1.26}$) à l'influence des fréquences cumulées des classes de débits solides a fait ressortir une erreur de l'ordre de 3.03%.

5.7.1/ Estimation de la dégradation spécifique à la station de Zénata :

Après avoir établi cet ensemble de modèles à différentes échelles temporelles, il est maintenant préférable de s'en servir pour quantifier l'apport solide au droit de la station hydrométrique de Zénata dépourvue de données concernant la concentration et le débit solide. Les résultats de cette quantification sont résumés au tableau (5.5.1) suivant :

Tab.5.5.1 Apport solide et dégradation spécifique dans le bassin versant (station de Zénata).
Periode : 1988/2003

Periode	Annuel	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Débit liquide moyen (m ³ /s)	0.66	0.68	0.39	1.49	0.07
Débit solide moyen (kg/s)	0.8	1.58	0.32	2.38	0.08
Apport solide/ période(tonne)	25228.8	12281.25	2463.24	18469.81	612.08
Apport solide annuel (tonne)	25228.8	33826.39			
Dégradation spécifique (t/km ² /an)	213.8	286.66			

En retenant les deux modèles annuels et saisonniers pour leur application à la station de Zénata , on a dégagé une dégradation de 213.8 t/km²/an par le premier et une autre valeur de 286.66 t/km²/an pour les quatre autres modèles.Ces dégradations se situent dans la fourchette de celles estimées au niveau des autres bassins de la Tafna .Elles témoignent en effet d'une activité érosive de perte en terres due aux caractéristiques hydromorphométriques du bassin versant. En revanche la valeur estimée s'avère très inférieure par rapport à celle trouvée au niveau de la station d'Hennaya (518.2 t/km²/an), cela est dû en particulier à la variabilité spatiales des caractères topographiques , pédologiques ,hydrologiques, et géologiques entre les deux stations qu'il faut en réalité prendre en considération lors de cette prévision.

5.8 /Relation ($Q_L - Q_s$) à l'échelle des crues :

Les événements de crue qui surviennent dans un bassin versant comme le notre, situé en région semi aride méditerranéen , sont caractérisées par leur rareté et leur occurrence périodique assez marquée. En effet ses périodes d'événements exceptionnels correspondent généralement aux phases de ruissellement superficiel sur les versants (Probst et Sigha, 1989), elles sont accompagnés d'averses violentes et agressives qui altèrent considérablement la surface du sol et provoquent une érosion et un transport d'énormes quantités de sédiments vers l'exutoire en un laps de temps parfois très court (Kattan et Probst, 1987) ; (Sibari et al.,

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

2001) ; (Ghenim et al., 2007). Les crues développées sont généralement, très violentes et se caractérisent souvent par des hydrogrammes pointus et des temps de montée des eaux assez brefs (Collignon, 1986) ; (Saidi et al., 2003) ; (Borsali et al., 2005) ; (Oueffla et Touaibia, 2007).

Les crues prises en considération sont celles qui se manifestent par une variation notable du débit liquide. D'après Remenieras (1976), on peut dire que les crues sont des débits égaux ou supérieurs à un certain multiple du module annuel (3 à 5 fois le débit annuel) .Pour le cas des données qui nous sont disponibles et dans l'objectif de sélectionner les crues qui contribuent efficacement au transport solide , nous avons jugé utile d'appliquer le critère ci-dessus de choix d'une crue soit une valeur de débit prise égale à cinq fois le module annuel.

Le tableau 5.6 résume les paramètres de la relation qui relie les deux variables débit liquide et solide ainsi que l'erreur induite par le modèle décrivant cette évolution en période de crues à deux échelles de temps choisies : une à regroupement interannuelle et l'autre saisonnière.

Tab.5.6 / Paramètres des modèles d'ajustement en période de crues.
Oued Boumessaoud-(88/89-03/04)

Période	Nombre de crues	Nombre de couples (Q _L ,Q _s)	Modèle	R ²	Er (%)
Ensemble des crues	22	144	$Q_s = 3.15Q_L^{1.41}$	0.60	-74.63
Automne	5	29	$Q_s = 6.54Q_L^{1.34}$	0.63	3.5
Hiver	7	43	$Q_s = 2.66Q_L^{1.50}$	0.62	7.41
Printemps	10	72	$Q_s = 2.92Q_L^{1.32}$	0.57	-34.91

Il est à noter que la saison de l'été est connu par sa dynamique érosive très faible, des orages peuvent surgissent en climat semi aride en générant des averses assez violentes qui causeraient des inondations et des dégradations importantes de sols .Le bassin de oued Boumessaoud n'a pas été affecté par des crues estivales de grande ampleur.

Selon le tableau ci-dessus on retrouve que les paramètres (a) de la relation en puissance $Q_s = aQ_L^b$, sont très élevés variant de 2.6 à 6.5 , cela témoigne davantage qu'en périodes de crues l'érodibilité des sols augmente considérablement. Le plus grand paramètre se rencontre en saison d'Automne avec une valeur de 6.54, ceci prouve que durant cette saison les conditions hydroclimatiques ainsi que l'état du sol font que celui ci devient très vulnérable à l'effet de l'érosion hydrique. En outre l'exposant (b) semble évoluer en hausse pour prendre des valeurs entre un et deux , ce facteur marque bien la puissance érosive du cours d'eau à régime torrentiel fortement chargé en matériaux sédimentaires.

Toute fois le coefficient de corrélation d'une moyenne de 0.60 pour les quatre régressions établis n'indique pas une étroite proportionnalité entre les débits liquides et solides en raison de la dispersion assez prononcée des points extrêmes pendant ces événements de crues.

Par ailleurs l'estimation des erreurs à cette échelle de temps a révélé une tendance à la baisse de ce critère, les valeurs trouvées montrent une nette amélioration surtout pour la saison de l'Automne et celle de l'hiver avec 3.5% et 7.41% d'erreur relative respectivement.

5.9 / Périodes d'érosion actives

Les périodes d'érosion actives que sont les événements des crues, jouent un rôle quasi déterminant dans la production des sédiments, elles se caractérisent par une montée brève des eaux. La décrue dure relativement plus longtemps, particulièrement pour les crues du printemps, ces dernières sont générées par une succession de séquences pluvieuses, présentant divers pics et peuvent durer plusieurs jours, contrairement à celles en réponse aux orages de l'été ou de l'Automne qui ont un seul pic en général et ne durent qu'un ou deux jours.

Le printemps qui est la première saison de l'érosion dans le bassin versant d'étude avec un écoulement moyen de 78.26 mm soit 45.5 % de l'écoulement moyen annuel et un tonnage spécifique moyen de 226.8 t/km², soit 44% du tonnage spécifique moyen annuel connaît une augmentation de la teneur en suspension due essentiellement à l'apport solide issu des sapements de berges et des différents mouvements de masse des bas-versants qui atteignent les limites de liquidité en fin de printemps.

Par contre en Hiver, malgré les précipitations les plus abondantes de l'année avec une moyenne saisonnière de 161mm soit 38 % de la pluviométrie moyenne annuelle, le coefficient d'écoulement n'a pas dépassé 25% beaucoup plus faible que celui enregistré en Automne(55%) et au Printemps(51%). Les crues qui surviennent en cette période n'ont pas un impact érosif comparable à celui des deux autres saisons, en revanche elle contribuent beaucoup plus à la reconstitution des nappes acquifères et participent à l'alimentation des débits liquides jusqu'au mois de juin.

Les crues recensées durant la période d'étude (88/89-03/04) représentent en moyenne 10% du temps annuel. Elles contribuent à 57% en apport en eau sur un apport annuel moyen estimé à 7.95 millions de m³. Alors que le flux des matières solides transportées en suspension par ces dernières constitue en moyenne la quasi-totalité, soit 90% (Tab.5.7) du flux annuel évalué à 23851 tonnes, ce dernier taux a atteint 95% durant l'année 1990/91 où l'on a enregistré le plus fort débit solide pendant la crue du 14 mars 1991 engendré par un débit maximal instantané de 80 m³/s suite évidemment à l'abondance des écoulements causés par les pluies tombées en grande quantité durant l'Hiver et le Printemps. La moyenne interannuelle des concentrations des sédiments en suspension C(g/L) durant la série d'étude en période de crues a été de 7.42 g/L.

Par ailleurs l'Automne se caractérise par la concentration la plus élevée de toute la série d'étude, ce ci a eu lieu durant la crue du 22 novembre 1988 où la concentration a atteint la valeur de 138.8 g/L, cette particularité est la conséquence de l'intervention accentuée des averses qui se manifestent en Automne en battant un sol très asséché d'une texture aride et dépourvu en végétation et par la suite arrivent à générer une charge sédimentaire considérable facilement transférée vers l'exutoire.

Le tableau (5.7) et le graphe (5.4) ci-dessous sont présentés comme illustration des diverses contributions des crues en apport liquide et solide suivant l'échelle annuelle et saisonnière.

Tab5.7/ contribution moyenne annuelle des crues en apport liquide et solide.

Année	AL(hm ³)	AL(%)	As(10 ³ t)	As(%)
88/89	3,01	41	25,81	87,31
89/90	2,01	28	8,28	96,33
90/91	9,19	68	67,75	95
91/92	2,85	39	25,85	99,42
92/93	4,69	72	5,88	88,77
93/94	2,90	75	13,36	98,24
94/95	9,79	75	5,39	77
95/96	14,44	77	52,43	97
97/98	1,36	20	12,24	39,86
98/99	3,15	47	28,69	78,81
99/00	0,73	31	2,41	37,63
00/01	3,41	51	28,01	97,59
01/02/	1,24	18	6,80	49,64
02/03/	3,27	56	11,78	95,84
03/04/	1,52	22	10,08	80,21
Moy	4,53	57	21,46	90

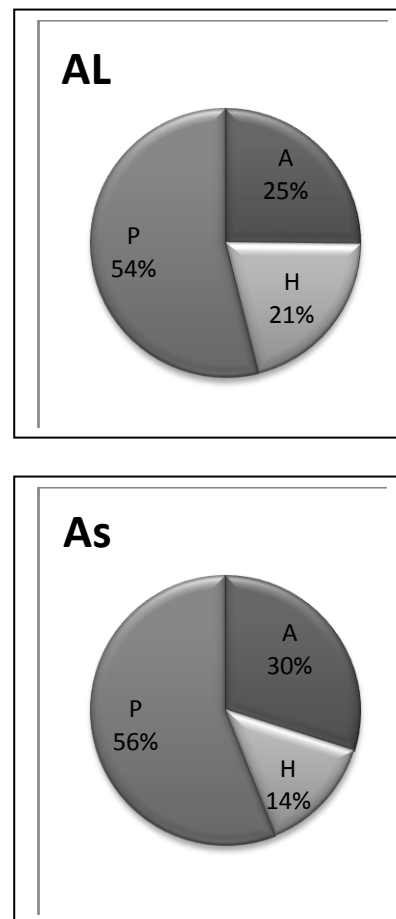


Fig.5.4 /Taux moyen saisonnier de l'apport liquide et solide des crues.

Les variations des contributions saisonnières des crues en apport liquide et leurs charges solides en suspension (Fig.5.4), permettent de voir la tendance globale de la susceptibilité du bassin versant dans la production des sédiments.

Le fonctionnement hydrologique et le comportement du bassin-versant de l'oued Boumessaoud dépendent essentiellement des variations de la concentration de la période allant d'octobre à mai (période où le bassin a connu une érosion effective), car l'ensemble de la charge solide spécifique moyenne de cette période s'élève à 470.22 t/km², soit 90.7% du tonnage spécifique moyen annuel, répartie comme suit : 140.52t/km² soit 27% en Automne, 66.3 t/km² soit 13% en Hiver et 263.4 t/km² soit 51% au Printemps.

Tout se passe comme si le bilan de l'érosion du bassin-versant de l'oued Boumessaoud résulte des conditions climatiques d'une période de préparation des matériaux qui allait de juin à septembre et des conditions morphologiques d'une période de mobilisation, d'entraînement et de transport allant d'octobre à mai. Les pluies de cette période de l'année hydrologique se

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

caractérisent par une grande capacité de mobilisation et par un grand pouvoir érosif dans les bassins versants méditerranéens (Guigo,1975).

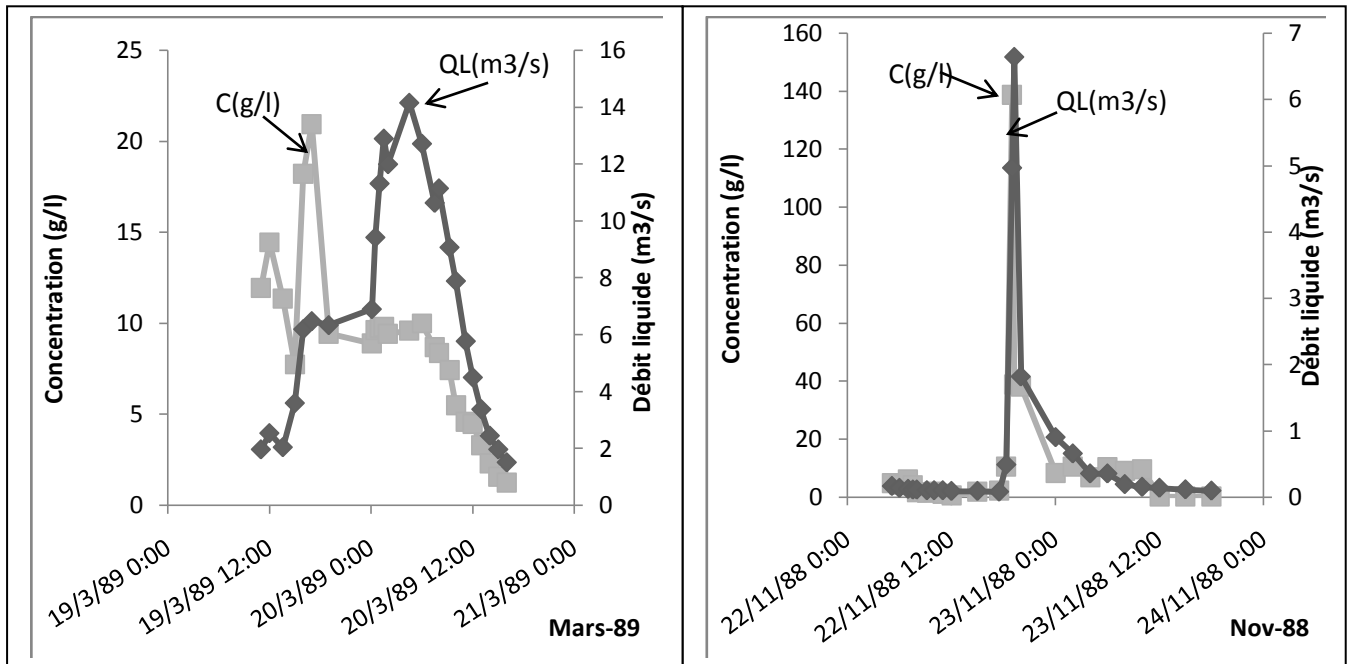


Fig 5.5 Evolution de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides à l'échelle des crues du 23/11/88 et 20/03/89.

Pour bien suivre l'évolution de la concentration et du débit liquide durant ces événements exceptionnels, il a été préférable de mettre en graphe la variation temporelle des couples de mesures (Q_L , C) enregistrés lors de deux crues issues de deux saisons de grande influence érosive sur le bassin à savoir la crue du 20 mars 1989 et celle du 23 novembre 1988 (Fig.5.5).

Les crues de printemps succèdent à la saison hivernale, froide et caractérisée par la fréquence élevée des pluies généralisées et des averses de fortes intensité (>30mm/heure) (Demmak, 1982). Le mois de Mars correspond à l'abondance des précipitations, de l'écoulement, et du transport solide (Tab 4.5, cf chapitre 4).

Les séquences pluvieuses qui s'y produisent de faibles intensité, génèrent des crues qui coïncident d'une part avec une réserve de sédiments fins piégés dans le réseau hydrographique après le passage des crues hivernales, et d'autre part des versants saturés et déblayés, en grande partie, de leurs matériaux meubles.

De ce fait, l'activité géodynamique de cette période de l'année dépend essentiellement de la remobilisation de ces dépôts fins piégés dans le lit de l'oued et des effondrements des berges qui ont lieu aux bas versants. Ce processus érosif s'est produit pendant la crue du 20 mars 1989 dont les caractéristiques hydrologiques sont données au tableau (5.8).

Tab.5.8 / Caractéristiques hydrologiques des crues de novembre et mars

Caractéristiques hydrologiques	Crue du 20 /03/1989	Crue du 23/11/1989
Débit de pointe (m ³ /s)	14.16	6.64
Apport liquide de la crue (Hm ³)	0.145	0.07
Lame ruisselée (mm)	3.15	1.52
Débit solide maximal (kg/s)	135.94	689.78
Apport solide de la crue(10 ³ t)	17.3	5.16
Rapport apport solide (crue)/apport annuel	67%	20%
Concentration de pointe (g/l)	20.96	138.79
Dégradation maximale journalière(t/km ²)	24.35	17.4
Temps de montée (heure)	13.5	1
Durée de la crue (heure)	22	7.66

La crue du mois de novembre 1989 a enregistré la concentration maximale soit 138.79 g/L et une charge spécifique maximale journalière de 17.4 t/km² soit 2.2 fois supérieure à la charge solide spécifique moyenne du même mois .Elle se caractérise par un temps de montée très court relativement à celui de la crue de Mars.

En effet les crues de cette période agissent sur un sol dénudé de végétation et fragilisé par les fortes températures qui ont persisté durant la saison estivale sèche et chaude dont les effets hydro morphologiques se prolongent jusqu'à novembre. Les quantités de sédiments évacuées par l'écoulement de l'oued Boumessaoud à ce moment de l'année sont influencées par les phénomènes de glaçage et de splash provoqués par les premières averses violentes de l'Automne.

A l'inverse la crue du mois de Mars dure trois fois plus que celle de novembre , le pic de la concentration a été atteint 11.5 heures avant celui du débit liquide , alors que ce décalage n'a pas dépassé 15mn pour la crue de l'automne. La charge spécifique maximale journalière a été de 24.35 t/km², soit 6 fois et demi la dégradation spécifique du même mois.

Le rapport des apports solides du mois de novembre et mars aux apports moyens mensuels de la même année s'élève respectivement à 6.7 fois et 2.2 fois. Donc, il est clair que l'essentiel du transport solide de l'année hydrologique 1988-89 s'est produit durant les deux mois précités .

La genèse des crues comme on le constate diffère d'une saison à une autre et favorise des dynamiques d'érosion qui par leur propriétés témoigne de l'influence des conditions hydro morphologiques du bassin sur la variation des débits et des concentrations .

5.10/ EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET DES DEBITS LIQUIDES DURANT LES CRUES.

5.10.1/ Méthodologie

L'analyse de la relation $C_s - Q_L$ à l'échelle d'un événement hydrologique de crue a énormément contribué à la compréhension du transport des sédiments à travers le système de drainage d'un bassin versant (Heidel,1956 ; Peart et Walling,1982 ;Irvine et Drake,1987;Dickinson et Bolton,1992).

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Cette étude est basée sur les travaux de G.P. Williams, 1989 , l'auteur propose une classification de cette relation basée sur un critère fiable, le rapport C_s/Q_L durant les phases de montée de crue et de décrue. Cinq modèles de relations sont ainsi établis. Les trois formes distinctes sont représentées dans la Fig.5.6, une forme linéaire se produit lorsque Q et SSC (on note que SSC est la concentration des sédiments en suspension) ont des pics qui coïncident, et que le taux d'augmentation et de diminution est relativement égal (Fig.5.6/A). Ce qui représente une nette dépendance de SSC sur Q, se produisant dans un système où le transport des sédiments se fait par entraînement des matériaux de fond du canal. Additionnellement, la relation Q-SSC est linéaire après un large événement si la majorité des sédiments a été épuisée au cours des précédents événements (Walling et Webb,1982).

Généralement, les rivières présentent une courbe Q-SSC comme indiqué dans la Fig.5.6/B. Cela a lieu quand le maximum de SSC précède celui de Q , ou si une réduction considérable dans les valeurs de SSC aurait lieu au fur et à mesure que le débit augmente. C'est le cas général de la relation Q-SSC pour de larges rivières car le transport solide se fait typiquement en suspension intrinsèque (argile/limon) .

Moins fréquemment rapportées sont les études sur la forme négative de la relation Q-SSC (Fig.5.6/C). Heidel(1956), dans une étude classique dans le Bighorn bassin de Wyoming (US), rapporte une progression en retard de la concentration des sédiments en suspension en aval de l'onde de crue pour un simple bassin de drainage. Bien que n'étant pas explicitement mentionné, les données montrent une relation inverse (sens horaire contraire) qui devient plus prononcée quand l'aire de drainage augmente. Elle suggère que la boucle antihoraire est la norme pour les grands bassins parce que l'onde des sédiments se déplace lentement par rapport à l'onde de crue. La raison pour laquelle les données du Bighorn ont exhibées cette forme est que les sédiments provenaient des portions éloignées du bassin, une condition qui ne se produit pas dans tous les bassins. En effet, les quelques modèles régissant une relation Q-SSC dans le sens antihoraire dans le Mississipi (Mossa,1988 et 1996) et le Rhine (Asselman,1999) sont dus vraisemblablement à cette série d'événements influant sur le comportement de l'hydro gramme, fournissant ainsi une source locale de sédiments fins. Une autre explication pour cette manifestation inverse de la relation Q-SSC serait due aux faibles précipitations survenues après un événement majeur, ce qui se traduit par une fourniture additionnelle des quantités de sédiments qui résultent des eaux de ruissellement (Williams,1989).

Plusieurs facteurs, affectent les relations C_s-Q_L . L'intensité des précipitations et leurs distribution spatiale, volume et vitesse d'écoulement, le temps et le volume des sédiments provenant de différentes sources jusqu'à la station de mesure, les distances parcourues des eaux des crues dans le cours d'eau principal. D'autres considérations sont impliqués, le temps et la vitesse d'entraînement des sédiments relative par rapport à la vitesse du mouvement de l'eau.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Dans cette partie, on cherche à caractériser la relation C_s-Q_L à travers une série d'événements chronologiques (crues) . L'analyse à mener est orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique que donnerait la mise en graphe selon l'ordre chronologique de C_s et de Q_L . Il s'agit d'une méthode, entre autres, qui permettrait un approfondissement de la connaissance de cette relation à l'échelle locale (Benkhaled,2003).

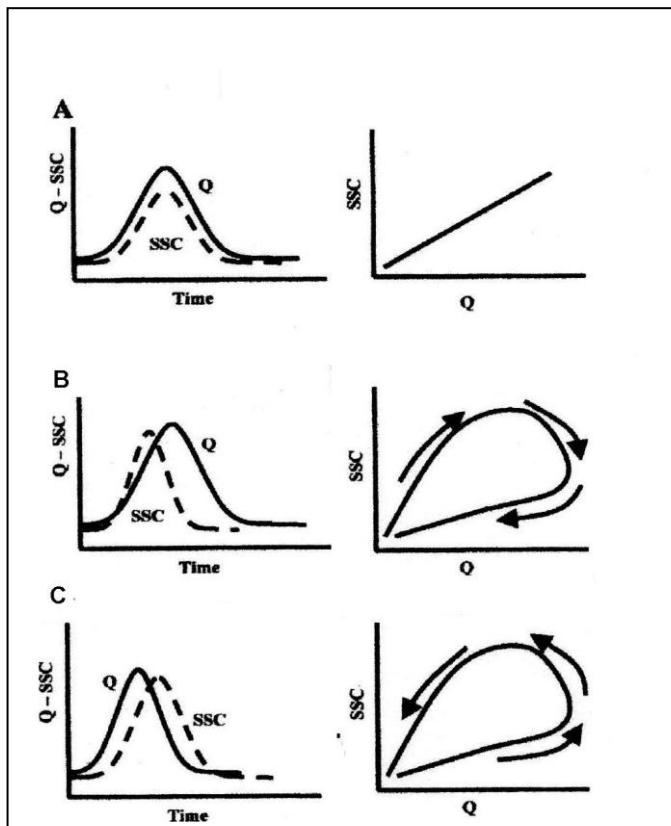


Fig.5.6. Relations entre (Q) et (SSC). (A) Pics coïncidents entre Q et SSC, symétrie des valeurs par rapport à l'axe des pics, soit les mêmes valeurs de SSC sur l'hydrographe, résultat d'une variation linéaire. (B) Le pic (SSC) devance celui de (Q), les valeurs de SSC diminuent brusquement sur l'hydrographe, résultat d'une variation dans le sens horaire. (C) le pic (SSC) en retard par rapport au pic (Q), les valeurs de SSC augmentent après un faible débit, d'où une courbe de variation dans la sens contraire d'une montre entre Q et SSC.

SSC : concentration des sédiments en suspension (g/l).

Q :débit liquide (m^3/s).

5.10.2/ Application au bassin de oued Boumessaoud

L'application de l'approche des Hystérésis pour les différentes crues enregistrées au niveau du bassin étudié durant la périodes de données disponibles, fait ressortir la distribution saisonnière, des différentes classes d'évolution des relations concentration en sédiments en suspension avec les débits liquides et leur fréquence relative (Tableau5.9).Toute fois , le nombre de prélèvements des échantillons et leur échelonnement correct dans le temps conditionnent la fiabilité et la précision des graphes temporels de la concentration des sédiments en suspension (Benkhaled.2003).

Tab.5.9/ fréquence des différentes classes d'évolution de la relation C_s-Q_L des crues au niveau du bassin oued Boumessaoud (Période 88/04).

Saison	Nbre de crues	Forme (I)	Forme (II)	Forme(III)	Forme (huit)
A	5	5%	5%	5%	9%
H	7	5%	23%	5%	---
P	10	5%	23%	18%	---

Forme I : courbe simple de type linéaire.

Forme II : boucle dans le sens des aiguilles d'une montre dite hysteresis positive ou encore appelée « hysteresis rétrograde »

Forme III : boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre dite hysteresis négative ou appelée aussi « hysteresis orthograde »

Forme en huit : combinaison des deux formes II et III.

Le tableau (5.9) ci-dessus montre que sur les (22) crues retenues ayant vraiment un impact érosif et manifestant une forme d'hysteresis bien reconnue , 50% d'entre elles aboutissent à une représentation de la variation temporelle de la concentration en fonction du débit liquide sous une forme d'hysteresis positive, soit un maximum de charge solide atteint bien avant celui du débit (Fig.5.7). Ce décalage est lié à un épuisement du stock de sédiment disponible avant le maximum du débit (Arnborg et al., 1967 ; Walling, 1974 ; Wood, 1977).

L'épuisement ou la diminution des sédiments peut s'expliquer soit, par un petit apport solide disponible, soit par à un débit continu et/ou intense (Bouanani,2004). Aussi, l'existence d'un obstacle naturel tel qu'une pente faible favorise le dépôt des sédiments (Wischmeier et Smith, 1958) ; (Megnounif, 2007).

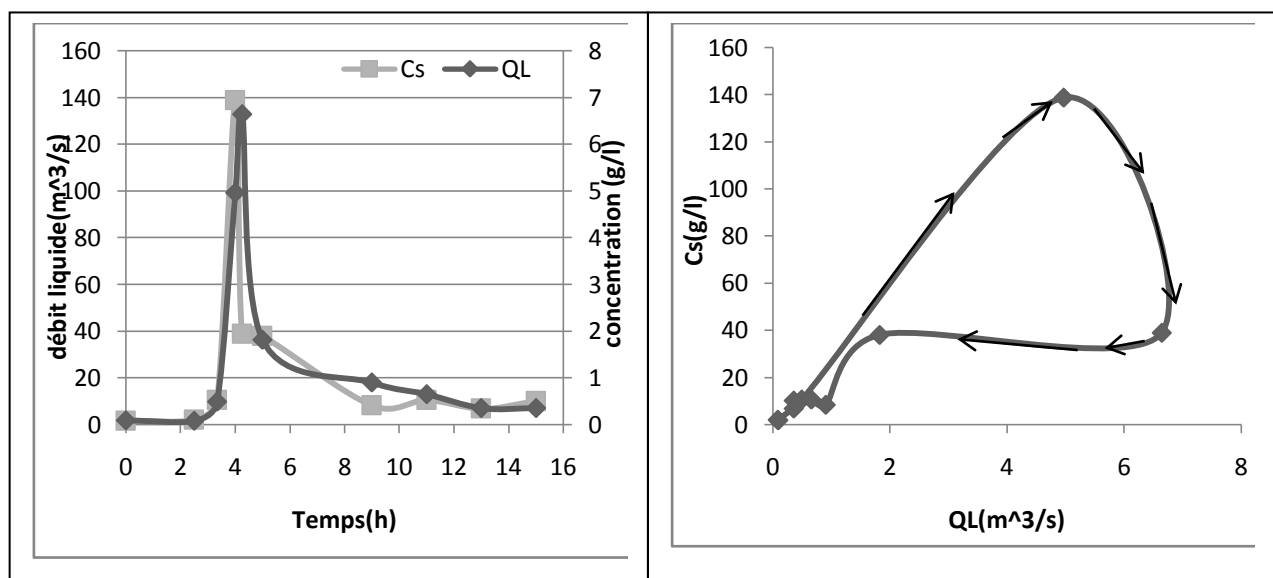


Fig 5.7 / graphes temporels et type d'hystérésis de C_s et Q_L pendant la crue du 22 au 23/11/88

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Cette forme d'hysteresis a été la plus dominante au printemps ainsi qu'en hiver. En effet pendant ces deux saisons ce type d'hystérésis révèle un accroissement rapide des concentrations par rapport aux débits liquides, dû en bonne partie à la à la remobilisation des matériaux déposés sur le fond lors des basses eaux (Kattan *et al.*, 1987) ou bien la remise en suspension des dépôts fins laissés lors du passage des crues précédentes d'automne (Arnborg *et al.*, 1967). Cette situation est considérée comme une caractéristique commune aux petits bassins (Walling, 1978).

Tab.5.10 /Paramètres caractéristiques des 22 crues principales :période (88/04)

date	Forme	durée(h)	Q _L max (m ³ /s)	(C _s max- Q _L max)(h)	C _s max(g/L)	As (10 ³ t)
22/11/1988	II	15	6,64	0,25	138,79	6,40
27/09/1997	III	3	28,6	0,5	6,8	11,59
14/10/2000	huit	7,66	11,17	0,5	28,56	3,54
15/11/2000	huit	8,66	7,6	0,5	26,02	2,05
25/11/2002	Aut I	1,16	7,8	0	12,36	10,42
04/01/1990	II	13	5,2	1	14,56	1,18
14/01/1990	II	4,08	4,66	3,08	5,9	0,29
20/01/1994	II	24	9.35	8.25	4.4	5,00
18/01/1999	II	6.4	12.65	0	13.34	6,63
30/12/1999	II	9	1,39	1	1,04	0,04
27/02/2001	III	5,16	2,45	0,66	9,92	5,39
10/12/2003	Hiv I	16,5	8,14	0	25,48	9,30
20/03/1989	II	36	14,16	11,5	20,96	19,17
14/03/1991	II	9,3	80	2,75	21,55	61,97
05/03/1992	III	21	8,4	0	21,68	8,74
06/04/1992	III	13	8,4	0,8	7,58	0,96
09/04/1992	III	6,8	3,8	3	9,31	1,17
04/05/1992	II	10	9,99	1,75	9,1	2,49
05/05/1993	II	22	9,37	3,5	11,84	5.03
03/05/1998	II	7	5,31	1	2,18	0.31
01/03/1999	I	11	6,16	0	15,14	12,74
07/05/2002	Print III	9	10,3	0,75	2,94	2,63

En examinant le tableau (5.10) les crues survenues au printemps comme celle du 20 mars 1989 ou celle du 14 mars 1991 ou encore celle du 05 mai 1993, se caractérisent par une durée assez importante variant entre 9 et 36 heures ,elles enregistrent aussi un écart de temps entre les deux pics (C_s max) et (Q_L max) plus long relativement aux autres crues s'étalant de 1 à 11.5 heures.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Ce qui indique que l'épuisement des réserves de sédiments dans le bassin de l'Oued Boumessaoud se fait dans le cas des crues qui ont de longues durées. Le débit maximal atteint suit aussi le même ordre d'évolution avec une valeur record de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ le 14 mars 1991. En effet, la particularité du climat semi aride très irrégulier en région méditerranéenne fait qu'il y a souvent des années hydrologiques où la saison sèche estivale persiste et se prolonge jusqu'aux autres saisons, c'est le cas de l'année 90/91 où aucune crue notable n'a été enregistrée avant le 14 mars 1991. La crue de forte puissance survenue durant cette date a été le résultat de fortes et intenses pluies dont l'impact prolongé sur un sol desséché désagrège la structure superficielle des versants et génère ainsi les premiers ruissellements chargés en sédiments fins suffisamment disponibles sur les pentes et dans le cours d'eau.

Le printemps a été la saison d'écoulement abondant avec des taux interannuels moyens de 64% au mois de Mars et 52% au mois de Mai, largement supérieurs à la moyenne mensuelle interannuelle qui est de 40%. Cela montre davantage une concentration des crues dans cette saison, leur succession en nombre important permet d'affirmer une activité érosive de remobilisation de particules fines pour des faibles débits le long du lit fluvial et sur les banquettes latérales.

L'Hiver, lors des crues du mois de Janvier 1990, 1994, et 1999 ou celle du 30/12/1999, a été marqué par une pluviométrie élevée d'une valeur moyenne de 161.1mm soit 37% du total moyen interannuelle. L'effet des averses sur le bassin versant après une longue phase de dessèchement très dure, facilite l'épuisement de stock de sédiments disponibles avant le maximum du débit. La durée de ces crues varie de 4 à 24 heures, et le temps de décalage semble diminuer relativement par rapport à celui des crues de mois de Mars, soit un intervalle de 0 à 3 heures en moyenne, ce ci serait dû en majorité à la modération des écoulements pendant cette saison, les débits enregistrés variant de 1 à $12 \text{ m}^3/\text{s}$ durant le mois de janvier témoigne de cette différence. Les apports solides ont connu une diminution sensible car la plus grande partie des particules solides ont été transportées par les premières crues d'automne (Stephen, 2000); (Achite et Meddi, 2005).

D'autre part la forme II qui s'est manifestée du 22 au 23 novembre a provoqué un pic de concentration le plus élevé de toute la série d'observation d'une valeur de 138.79 g/L , l'averse qui s'est déclenchée cette journée de faible intensité (un coefficient de crue égal 0.9) mais de longue durée (soit 15 heures), a épuisé le stock sédimentaire largement disponible à la fin de la saison sèche un quart d'heure seulement avant que le débit atteigne son maximum où l'on assiste à une limitation d'approvisionnement en matériaux, ajoutée à cela les labours des terres (jachères) qui se multiplient en ce mois de novembre tout près des rives de l'oued favorisant l'arrivée successive des premières quantités de matériaux en suspension produites essentiellement par l'effet "splash" des pluies érosives dans les zones de ruissellement proches de l'exutoire du bassin.

La forme d'Hysteresis (III) dite aussi orthograde (Fig.5.8) apparaît en grand nombre au printemps avec 18% sur l'ensemble des crues recensées. Ce mode d'évolution se manifeste par un décalage entre l'onde de crue qui affecte les masses d'eau et le transfert plus lent des matériaux fournis à partir des versants, une des causes possibles est le temps de parcours 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).

La contribution des écoulements différés durant la décrue (Williams, 1989) explique essentiellement ce mode d'apparition d'hystérésis. En effet au printemps, le sol est humide et la couverture végétale bien développée, suite à des événements importants avec hausse

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

considérable de la hauteur d'eau, l'arrivée de crues, bien que modérées (les débits liquides varient entre 3 et 10 m³/s), peut provoquer des affouillements aux pieds des berges, l'effondrement de volumes de terre saturées fournit ainsi une charge solide supplémentaire en décrue (les concentrations sont sensiblement élevées soit des valeurs entre 10 et 20g/L), et provoque un pic des concentrations en retard par rapport à celui du débit liquide.

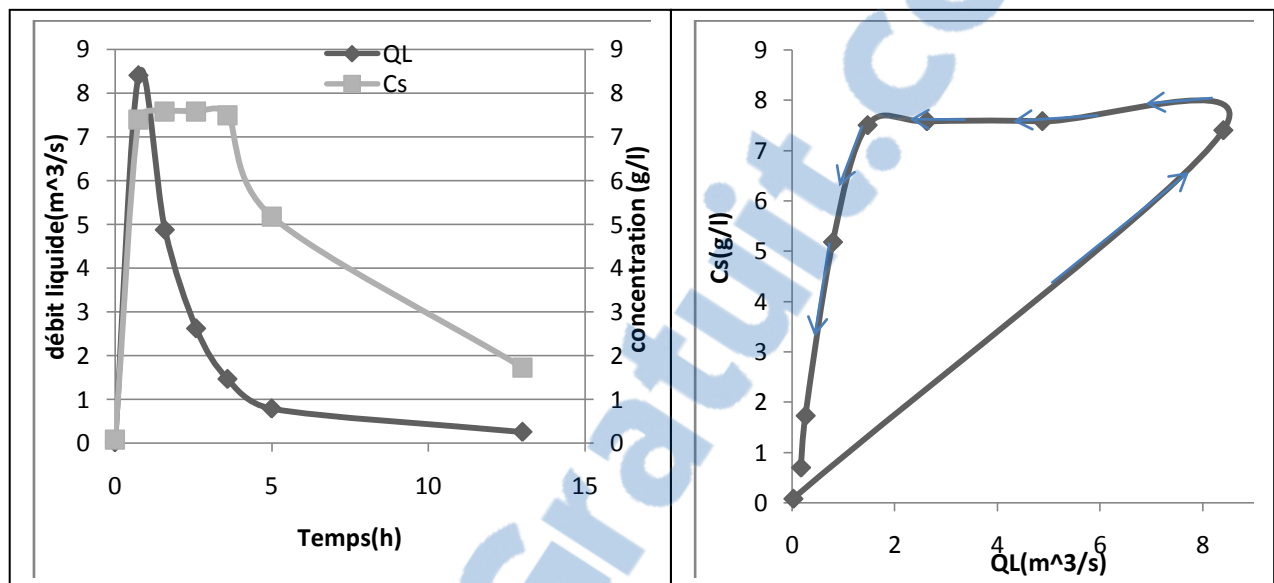


Fig.5.8 / graphes temporels et type d'hystérésis de Cs et QL pendant la crue du 06/04/1992.

En explorant les données du tableau (5.10), il apparait que les trois crues du printemps qui ont développés une forme (III) ont eu lieu la même année (91/92) soit le 05/03/1992, le 06/04/1992 et le 09/04/1992. L'intervalle de temps entre ces crues est très réduit ne dépassant pas les 30 jours, cela donne à la structure du sol une humidité suffisante pour maintenir une bonne cohésion des sédiments ce qui retardera le pic des concentrations (Le bissonais, Le souder, 1995). D'autre part l'analyse des durées des crues et la synchronisation entre le maximum des concentrations et celui des débits liquides montre que ces deux caractéristiques évoluent inversement.

En effet le retard de C_{max} serait davantage assez important pour des crues dont la durée est faible, ce type d'hystérésis est très affecté par l'état hydrique du sol.

Par ailleurs les différentes relations entre charge solide et débit liquide ont manifesté les formes (I) et huit mais en nombre très réduit comparativement aux autres formes d'hysteresis. Les trois formes (I), (II) et (III) sont liées à la contribution dans l'alimentation fluviale des deux composantes de l'écoulement : Le ruissellement superficiel et les écoulements différés. Aussi, elles dépendent de la disponibilité des sédiments, leurs cohésions et les contraintes hydrodynamiques qui s'y exercent (Megnounif, 2007). La forme des hysteresis reflète, en particulier, la contribution séquentielle ou simultanée de trois mécanismes à s'avoir : La remobilisation, l'arrachement et le dépôt des sédiments (Williams, 1989).

L'analyse de régression de la relation (Cs-QL) (Tab.5.11), révèle que pour les crues qui donnent la forme (I) de la courbe de (Cs-QL), le coefficient de corrélation est assez élevé (R² = 0.8). Ce qui explique que la concentration (Cs) est étroitement liée aux débits liquides (QL). Elle varie proportionnellement avec ce dernier lors de la montée et la descente des eaux. Les sédiments transportés en suspension durant ces épisodes de crues sont en grande partie

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

arrachés des berges et du lit du cours d'eau (Megnounif,2007). Par contre le coefficient de corrélation de la forme (II) est relativement faible ($R^2 = 0.47$). Ce qui explique que, pour cette forme, les concentrations dépendent peu des débits liquides.

Tab.5.11/ Paramètres statistiques de régression des crues : période 88/04.

Forme	a			b			R ²		
	max	min	moy	max	min	moy	max	min	moy
I	4,09	2,28	3,43	0,63	0,5	0,56	0,93	0,66	0,8
II	16,55	0,25	4,05	2,85	0,05	0,75	0,97	0,007	0,47
III	6,9	1,19	4,24	0,93	0,16	0,58	0,89	0,3	0,7
huit	6,71	4,68	5,7	0,53	0,48	0,5	0,63	0,58	0,6

En outre l'examen des paramètres (a) et (b) pour les autres formes d'hysteresis et leurs variations permet de mettre en évidence leur signification physique et leur éventuelle relation avec des différents facteurs climatiques, morphologiques et anthropiques (Frostick *et al.*, 1983) ; (Syvitski *et al.*, 2000) ; (Asselman, 2000). En effet la remise en suspension des sédiments déposés nécessitent des forces hydrodynamiques pour une érosion active le long du réseau hydrographique, ce qui donne un exposant ($b = 0.75$) de la forme (II) supérieur à celui de la forme III qui est de (0.58). Les valeurs de (b) sont associés à la distribution des grandeurs des grains des matériaux disponibles à transporter par les cours d'eau. Il reflète la puissance de transport des sédiments d'un cours d'eau (Gregory et Walling, 1974). En revanche le paramètre (a) semble augmenter lors des crues manifestants des hysteresis anti horaire, les écoulements différés et les variations spatio-temporelles des précipitations contribuent probablement à faire croître la susceptibilité à l'érosion du bassin versant.

Le paramètre (a) est associée à l'érodibilité des sols (Peters-Kummerly, 1973) ; (Morgan, 1995), tandis que l'exposant (b) représente la puissance érosive du cours d'eau. Ce dernier varie dans la gamme de (0.3 à 2.5), il est habituellement inférieur à un ($b < 1$) dans les zones arides (Frostick *et al.*, 1983).

Le coefficient de corrélation avoisine en moyenne la valeur de 0.65 pour l'ensemble des crues survenues au sein du bassin de l'Oued Boumessaoud, ce qui dénote une certaine homogénéité entre l'ensemble des paramètres (a,b) liés aux crues enregistrées dans le bassin.

Ce constat montre que l'effet des deux propriétés : l'érodibilité du sol et l'érosivité du cours d'eau n'est pas liée seulement à la variation spatiale des caractéristiques hydro morphologiques du bassin (densité de drainage, relief, surface drainée...), mais il dépend aussi des facteurs hydrométriques en relation avec les crues, tels que (durée de la crue, débit maximal, disponibilité des sédiments durant la crue, l'apport solide, la vitesse de l'écoulement...).

Nombreuses sont les études qui au terme de leur analyse faites des régressions de la relation ($Cs-Q_L$) à différentes échelles de temps, font remarquer que la variabilité de la charge solide dépend d'une façon directe de la variabilité du climat et de l'écoulement des cours d'eau généré par des événements extrêmes de précipitations (Asselman, 2000).

5.10.3 / Modèle de Régression linéaire

Jusqu'à présent l'approche de modélisation qui a été la plus utilisée et la plus significative était la méthode des régression multiples des couples de valeurs des variables ($Q_L;Cs$) ou ($Q_L;Qs$). Celle ci consistait en une recherche d'une bonne corrélation de distribution des points autour de la courbe de régression, pour ensuite passer à l'estimation de la nouvelle variable expliquée (Cs) ou (Qs) par le modèle ainsi retenu, et d'en déduire les quantités de sédiments qui peuvent être prédits dans des bassins versants non jaugés. Parmi les modèles de régression disponibles sur le tableur excell, seul celui non linéaire en puissance (arithmétique) en arrivait à nous donner un coefficient de détermination adéquat. Ce type de régression offre l'avantage d'éviter l'erreur issue de la re-transformation logarithmique.

Cette transformation est une autre forme de régression qui aboutit à un modèle cette fois linéaire, quoi qu'il manque de précision dans l'estimation de la charge solide devant le premier, il est largement utilisé actuellement (Walling, 1977); (Asselman,2000). En effet Ce type de régression a été utilisé par nombreux chercheurs tel (Fenn *et al.*, 1985); (Syren, 1990); (Benkhaled et Remini, 2003); (Megnounif, 2007); (Ghenim, 2008).

Nous allons tenter une représentation du modèle logarithmique en regroupant toutes les données d'observation pour une meilleure discussion, de l'exactitude dans l'estimation de l'apport solide en suspension et de la représentativité de la dynamique érosive dans les régions semi arides.

On remarque que la ligne de régression obtenue (Fig.5.9) passe au milieu du nuage de points sur le graphe et la répartition des résidus est plus ou moins homogène en fonction de la concentration prédite (Fig.5.10).

En considérant la régression logarithmique, cette approche permet une meilleure représentation de l'évolution de la concentration des sédiments en fonction du débit liquide.

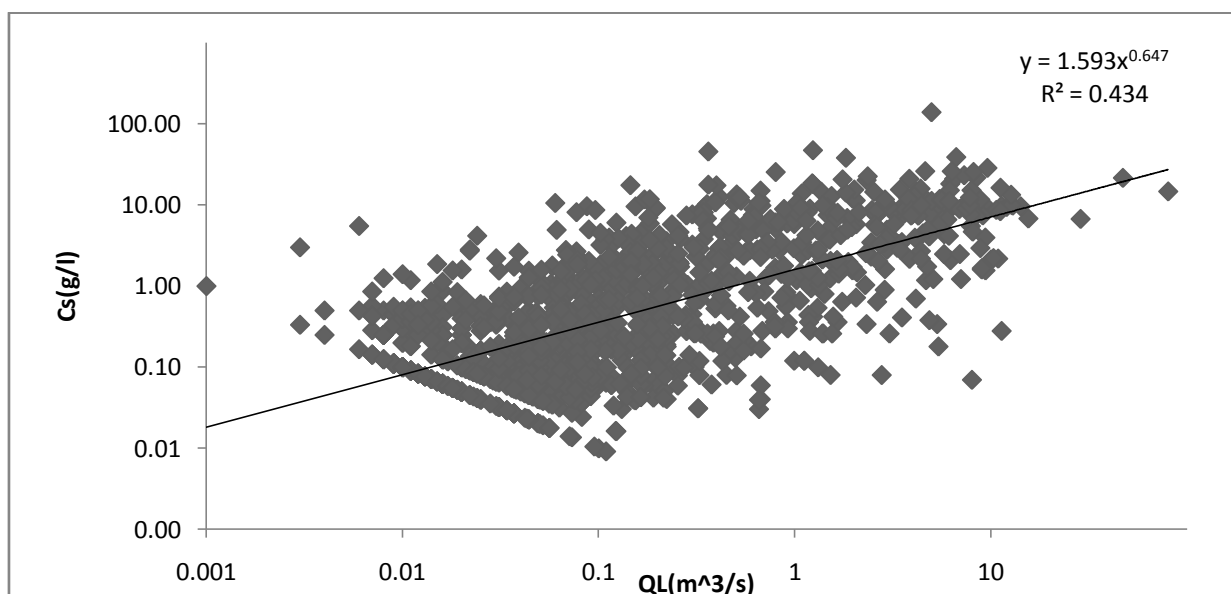


Fig.5.9 /Relation entre le débit liquide et la concentration en suspension modèle logarithmique.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

La relation ($Q_L - C_s$) issue de cette transformation induit une sous-estimation de (37.07 %) sur la concentration moyenne (Tab.5.12).

Tab.5.12/Caractéristiques de la régression linéaire.

Modèle logarithmique	N	R ²	Er log (%)
LogCs = 0.647LogQL +0.202	1310	0.43	-37.03

Ainsi le modèle en puissance issu de la retransformation logarithmique a pour équation :

$$C_s = 10^{[(0.64\text{LogQL} + 0.202) - 0.37]}$$

Soit donc : $C_s = 0.68Q_L^{0.64}$

Cette nouvelle relation ci dessus de la concentration en fonction du débit a généré une erreur de (-81.28 %) sur le calcul de la concentration moyenne comparativement à une sous-estimation de (-55.71%) pour le modèle non linéaire. Par ailleurs l'examen de l'apport solide calculé a révélé une diminution prononcée de l'estimation grâce à cette méthode en faisant passer l'erreur de (53.63%) (erreur induite par le modèle non linéaire) à (- 35.41%).

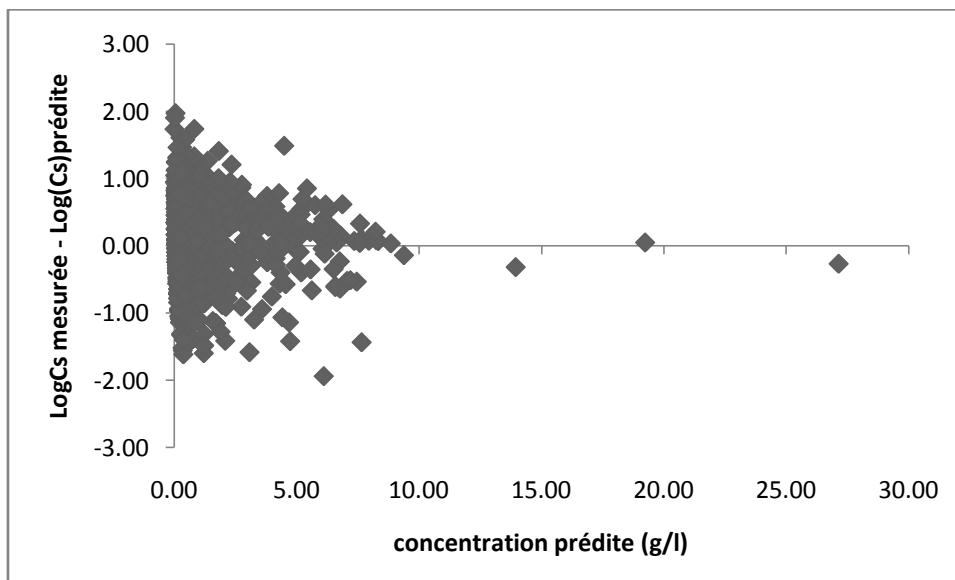


Fig.5.10/ Résidus entre les concentrations mesurées et calculées par le modèle logarithmique en fonction de la concentration calculée.

Toutefois, ces résultats de l'erreur (Er), indiquent que le modèle linéaire est loin d'être fiable pour donner une estimation précise de la charge solide transportée par l'Oued Boumessaoud.

En effet (Asselman, 2000) a révélé que la relation ($C_s - Q_L$) basée sur la régression linéaire de la retransformation logarithmique sous-estime, avec des débits liquides élevés, les valeurs de concentrations des sédiments . Dans notre série d'observation, pour des débits liquides élevés variant entre 12 et 80 m³/s la sous-estimation de la charge solide atteint (-52.4%).

D'autres travaux tels ceux de (Duan, 1983) ; (Jansson, 1985) ;(Ferguson, 1987) ; (Cohn *et al.*, 1992) et (Ghenim, 2008) ont conclu que l'évaluation de la concentration par le modèle issu de la transformation logarithmique est sous-estimée.

5.11/CONCLUSION

La modélisation du transport solide par un modèle en puissance liant le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q_l) montre que ce modèle sur-estime la charge solide transportée par l'Oued Boumessaoud à l'échelle interannuelle et tend à produire une sous-estimation prononcée aux autres différentes échelles de temps.

Les paramètres (a) et (b) de l'équation $C_s = aQ_L^b$ régissant le modèle en puissance renferment beaucoup d'informations physiques quant à leur variabilité temporelle. Ils sont en grande partie responsable de cette sous-estimation constatée, les paramètres (a) ont connu de fortes valeurs allant de 1.5 à 2 en moyenne reflétant par voie de conséquence une très grande érodibilité du bassin versant très prononcée en saison d'automne en raison bien sur de la prédominance de plusieurs facteurs hydro climatiques tel que la température, l'état du sol, les pratiques de culture des terres agricoles. Le facteur (b) explique plutôt l'influence de l'écoulement ou l'état hydrologique du bassin, il prend des valeurs entre 1.35 et 1.7 en moyenne. Par ailleurs à l'échelle des crues la même tendance d'évolution des paramètres a été trouvée sauf que l'erreur a diminué jusqu'à prendre un taux de (-6.86%) en automne et (-46.71%) au printemps, ce qui dénote une sensible amélioration dans l'estimation de l'apport solide par le modèle à cette échelle de temps. L'interprétation du processus de l'érosion et du transport solide par les différentes formes d'hysteresis que donne la mise en graphe de la relation C_s-Q_L pendant les événements de crues, a révélé une prépondérance de la forme de courbe positive durant les deux saisons de l'hiver et du printemps suite à la remobilisation des sédiments fins déposés lors de passage des crues en nombre important dans ces deux saisons.

La relation en puissance issue de la re-transformation logarithmique reliant la concentration en sédiments en suspension au débit liquide a dégagé une erreur de sous estimation de l'ordre de 35.41 % de l'apport solide au niveau du bassin de l'oued Boumessaoud. Toutefois, ce type de modélisation donne, pour le cas de notre bassin, des faibles corrélations entre la concentration (C_s) et le débit liquide (Q_L).

En général la modélisation du transport solide par une relation (C_s-Q_L) suivant un modèle en puissance ou linéaire est loin d'être fiable à donner une estimation précise de la charge solide transportée. Alors que la première surestime de 53.63% la concentration de sédiment en suspension, la deuxième régression donne une erreur sous estimée commise log-normalement de 37.03%. Cet état de fait, reflète la complexité du phénomène de transport solide dans les zones semi-arides. La négligence de bon nombre de facteurs qui gèrent le phénomène de l'érosion hydrique et le transport solide tels que : le climat, l'hydrologie, la lithologie, la biologie ou l'anthropie, est responsable de la non adéquation des modèles pour l'estimation appropriée de la charge solide. En outre, l'insuffisance des données hydrométriques (concentration, débit liquide) et leur variation spatio-temporelle, notamment aux périodes des crues entravent cette opération qui consiste en une prédiction des apports solides et leur quantification pour une éventuelle gestion d'ouvrages d'aménagement hydraulique.

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude, il est souhaitable de faire le bilan des différentes démarches que nous avons abordées.

La gravité du phénomène de l'érosion hydrique durant ces dernières décennies a atteint un stade parfois irréversible dans les pays du Maghreb caractérisés par une aridité climatique se distinguant par la rareté, l'irrégularité de la pluie, l'agressivité des averses et des vents violents.

Elle est accentuée par un mode d'exploitation souvent inapproprié des agro-systèmes et par une surexploitation des écosystèmes, principalement les parcours.

Les pouvoirs publics soucieux du problème ont mis en œuvre des outils d'investigation pour tenter d'atténuer le phénomène, malheureusement les sols continuent à se dégrader et toutes les formes d'érosion apparaissent laissant des paysages désolants.

Le phénomène s'est accrue et s'est amplifiée aussi bien dans l'espace que dans le temps, auquel vient se greffer de nos jours le changement climatique. Des cycles d'inondations torrentielles et de sécheresses prolongées deviennent récurrentes, affectant les bassins versants et les réseaux d'écoulements d'une vulnérabilité à tout les niveaux, conjuguées à une action anthropique non contrôlée (défrichement, incendies, surpâturages, ...).

L'érosion, le transport et le dépôt de sédiments constituent un système complexe régit par un grand nombre de mécanismes qui sont conditionnés par des processus biophysiques naturels diversifiés.

Il existe actuellement plusieurs méthodes permettant de quantifier l'érosion superficielle (en nappe) à l'échelle de petites parcelles parmi les quelles on retrouve l'équation universelle de perte de sol (Wischmeier et Smith 1965) basée principalement sur l'intensité des pluies et l'équation de Kiline et Richardson (1973) reliant l'érosion aux caractéristiques hydrauliques de ruissellement. Si les causes et la prédiction du taux de l'érosion sont suffisamment précis pour résoudre les problèmes au niveau d'une petite parcelle, cela ne l'est pas à l'échelle du bassin versant où l'évaluation du taux d'érosion ainsi que les apports sédimentaires dans les cours d'eau constituent un défi majeur. En effet il faut composer avec de grandes superficies forts diversifiées, une gamme de données subissant des variations spatio-temporelles et des paramètres qui sont interdépendants. L'insuffisance de données de jaugeage de concentrations de sédiments rend davantage difficile la connaissance et la compréhension du phénomène.

C'est dans ce contexte que nous avons abordé dans le présent travail un cas particulier qui est celui du bassin versant Oued Boumessaoud (Nord Ouest de l'Algérie). L'analyse détaillée des paramètres suivants a fait l'objet de notre mémoire :

a/-Paramètres physiographiques :

La morphologie du bassin est caractérisée par un relief qui varie entre fort et très fort ($I_g=36\text{m/km}$) et se présente sous une forme allongée ($K_G=1.52$). Cette dernière présente bien l'état

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

d'équilibre du bassin soit un potentiel érosif moyen à faible. Le bassin est mal protégé par une couverture végétale qui semble insuffisante ($K= 11.5 \%$). Une densité de drainage de l'ordre de 2.39 indique que notre bassin est assez bien drainé, par contre le développement du réseau de drainage exprimé par un rapport de confluence de 3.55 reflète un chevelu hydrographique mal organisé.

la faible valeur du coefficient de torrencialité ($C_t = 6.9$) pour notre bassin d'étude est du essentiellement à la faiblesse des précipitations, ou encore à la forte perméabilité des structures lithologiques. D'autre part le temps de concentration très réduit confirme l'état du relief assez fort qui caractérise le bassin .

b/- A l'issue de l'étude géologique, nous avons pu individualiser les formations selon leur perméabilité. En effet, la majorité de la partie sud du bassin renferme des formations qui, de part leur structure physique ont, une perméabilité assez bonne. Elles correspondent aux massifs carbonatés du Jurassique (dolomies de Tlemcen, celles de Terny et grès de boumedienne). Dans la partie aval on trouve une dominance de terrains imperméables (marnes du miocène moyen et inférieur) qui favorisent largement le ruissellement superficiel. La présence notable de formations perméables (calcaires, dolomites ou alluvions et grès) avec environ 70% de la superficie du bassin ,contribue de pair avec les facteurs morphologiques défavorables, à limiter les possibilités de l'écoulement de surface.

c/- Pluviométrie et climat :

D'un climat méditerranéen semi aride, et à l'instar des sous bassins du nord ouest algérien, le bassin Oued Boumessaoud a connu une variation temporelle accentuée de la pluviométrie depuis les années 1970. La moyenne interannuelle enregistrée en considérant l'influence des trois stations de mesures (Zenata, Henaya et Tlemcen) est de 404.6 mm.

La variabilité mensuelle des précipitations avec des coefficients de variation élevés allant de 0.6 à 2 fait ressortir deux périodes distinctes :une humide qui s'étale de septembre à mai et une autre sèche de juin à août. Le maximum saisonnier se situe en hiver (161.9mm) suivi par un maximum secondaire (147.3mm) au printemps. En outre l'automne est lui aussi relativement pluvieux avec 98.81 mm en moyenne. Les séries pluviométriques des trois stations s'ajustent en général à une loi normale de Gauss. Le régime thermique est caractérisé par des températures moyennes mensuelles comprises entre 9°C (mois de Janvier) et 25°C (mois d'Août).

Le climat semi-aride agit sur le bilan hydrique du bassin, car le déficit d'écoulement annuel est relativement élevé. Il atteint (65%) de la hauteur d'eau précipitée. l'importance du coefficient d'écoulement au niveau du bassin (35%) serait due à sa taille plus réduite et à la karstification plus développée du système souterrain du bassin permettant un déstockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

L'analyse des variations saisonnières des débits a permis de dégager spécialement à partir des coefficients mensuels des débits, les nuances de régimes hydrologiques à alimentation essentiellement pluviale liés aux régimes climatiques mais plus ou moins modifiés par le rôle de la lithologie. Ils ont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau. L'analyse fréquentielle des crues de l'Oued Boumessaoud montre que les débits instantanés maximums de l'Oued suivent la loi Log-normal qui confirme l'irrégularité des débits annuels. Les crues maximales annuelles qui ont connu les plus forts débits de pointe se sont manifestées essentiellement durant la saison du printemps, elles sont connues par leur caractère torrentiel lié principalement à la forte intensité des précipitations.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

d/-Erosion et transport solide :

La dégradation spécifique estimée pour le bassin contrôlé par la station de Jaugeage d'Henaya a été de 518.2 t/km²/an. Elle est élevée par rapport à celle du globe, l'Afrique et l'Europe. Elle se situe dans la fourchette de 269 à 2569 t/km²/an proposée pour le Maghreb par Heusch, et Millies-Lacroix (1971). par contre la valeur estimée de la dégradation est en dessous de celles présentées par Walling (1984). Cette comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb qui résulte principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants.

Une forte variabilité interannuelle des apports solides a été constatée avec une capacité d'érosion qui diffère entre les périodes humides et sèches. A l'échelle saisonnière, les contributions enregistrées ont données (31%) pour l'Automne , (25%) pour l'Hiver et (43%) pour le printemps.

Le potentiel érosif est relativement élevé durant le printemps en raison des effondrements de berges et des mouvements de masses souvent déclenchés en cette saison.

A l'échelle événementielle, on montre que les crues recensées durant la période d'étude (88/89-03/04) représentent en moyenne 10% du temps annuel. Elles contribuent à 57% en apport en eau sur un apport annuel moyen estimé à 7.95 millions de m³. Alors que le flux des matières solides transportées en suspension par ces dernières constitue en moyenne la quasi-totalité, soit 90% du flux moyen annuel évalué à 23851 tonnes. De plus, l'étude montre que la période où se produisent les événements de crue et la durée du temps qui les sépare ont un effet important sur la production des sédiments.

e/- Modélisation du transport solide :

La relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension pour notre bassin d'étude est de type puissance avec une représentativité appuyée d'un coefficient de corrélation de l'ordre de 0.80 à toutes les échelles temporelles. Les paramètres de la relation ($Q_s = a.Q_L^b$) sont en hausse suivant l'échelle de régression adoptée , la valeur de (a) prend des valeurs entre 1 et 2 lors des regroupements saisonniers et croit très vite pour se situer entre 2 et 6 à l'échelle des crues , ce qui dénote une sensibilité accrue à la dégradation des sols pendant ces périodes de fortes dynamiques érosives. L'exposant (b) prend des valeurs entre un et deux , ce facteur marque bien la puissance érosive du cours d'eau à régime torrentiel fortement chargé en matériaux sédimentaires.

Ce modèle arithmétique en puissance a dégagé des erreurs relatives élevées à l'échelle instantannée et annuelle. Par ailleurs à l'échelle des crues la même erreur a diminué jusqu'à prendre un taux de -6.86% en automne et -46.71% au printemps , ce qui dénote une sensible amélioration dans l'estimation de l'apport solide par le modèle à cette échelle de temps .

l'analyse de l'évolution des concentrations en fonction des débits liquides durant les crues montre, que la réponse des concentrations aux débits suit quatre modèles de courbes (simple, dans le sens d'une aiguille d'une montre « clockwise », dans le sens contraire des aiguilles d'une montre « counterclockwise » et forme en huit). Trois périodes distinctes se font remarquées par des comportements différents dans le fonctionnement du système. En automne différent processus se conjuguent et favorisent la production des sédiments, essentiellement, à partir des versants. De plus, en cette période, les sols mis à nu par la sécheresse et ou les labours sont les plus susceptibles aux mécanismes du « splash », de l'éclatement des agrégats et au ruissellement superficiel. Durant la période hiver et printemps, où l'on a enregistré le plus de crues, la production des sédiments a été relativement élevée.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Elle s'effectue principalement dans le réseau hydrographique. Au printemps la production des sédiments est aussi importante qu'en automne. Deux sources distinctes fournissent essentiellement des sédiments produits par le bassin versant. Sur les reliefs accentués, les sols minces se saturent rapidement et déclenchent des mouvements de masse produisant une source potentielle de matières solides susceptible d'être transportée vers le cours d'eau. De plus, les effondrements et affouillements des berges sont fréquents en cette période.

La relation en puissance issue de la re-transformation logarithmique reliant la concentration en sédiments en suspension au débit liquide a été testée aux couples de valeurs de la série retenue, elle dégage une erreur de sous estimation de l'ordre de 35.41 % de l'apport solide au niveau du bassin de l'oued Boumessaoud. Toutefois, ce type de modélisation donne, pour le cas de notre bassin, des faibles corrélations entre la concentration (C_s) et le débit liquide (Q_L). En général la modélisation du transport solide par une relation(C_s-Q_L) suivant un modèle en puissance ou linéaire est loin d'être fiable à donner une estimation précise de la charge solide transportée. Cet état de fait, reflète la complexité du phénomène de transport solide dans les zones semi-arides. La négligence de bon nombre de facteurs qui gèrent le phénomène de l'érosion hydrique et le transport solide tels que : le climat, l'hydrologie, la lithologie, la biologie ou l'anthropie, est responsable de la non adéquation des modèles pour l'estimation appropriée de la charge solide. En outre, l'insuffisance des données hydrométriques (concentration, débit liquide) et leur variation spatio-temporelle, notamment aux périodes des crues entravent cette opération qui consiste en une prédiction des apports solides et leur quantification pour une éventuelle gestion d'ouvrages d'aménagement hydraulique.

La dégradation des sols se conjugue souvent avec une destruction plus ou moins complète de la végétation naturelle, destruction dont elle est en partie la conséquence. Une production excessive de sédiments en tête de bassin du fait de l'accélération de l'érosion des sols a pour conséquence un accroissement des apports de matériaux aux rigoles, torrents et fleuves, aux étangs et aux réservoirs de barrages. De nos jours, on dispose de techniques efficaces pour des objectifs de protection bien déterminés. On a mis en évidence des faits significatifs concernant les sols et leurs propriétés. Cependant, du fait de la complexité des processus d'érosion et de sédimentation, il est encore nécessaire d'effectuer des études détaillées. Lors de la mise au point de projets bien définis, de nombreuses études et recherches sont demandées. Le plus important cependant c'est d'accroître la connaissance et la compréhension des relations et processus écologiques complexes, afin de faciliter une meilleure application des techniques actuelles de conservation des sols dans la perspective d'une planification à long terme des ressources en eau et en sols.

f- Perspectives

Loin d'être considérés comme des valeurs absolues, les résultats obtenus pour la présente étude ne représentent que des valeurs relatives pouvant aider dans la planification des activités de conservation des sols. La relativité de ces résultats est inhérente aux limitations de la méthodologie utilisée pour la présente étude telque l'absence de valeurs spécifiques au bassin versant en termes de diversité de facteurs régissant le développement d'un modèle fiable, et le manque de validation des résultats.

L'attention à l'avenir sera orientée vers une réalisation de cartes de transport solide de la région qui a fait l'objet de notre étude, en l'occurrence une carte de vulnérabilité définie par des classes explicitant les principaux facteurs causant la vulnérabilité du milieu (sols, morphologie, géologie, hydrographie et climatologie), et une autre carte dite carte de risque d'érosion hydrique qui déterminera le taux de perte en terres dans le bassin, elle sera

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

établie en intégrant des données événementielles comme l'intensité des précipitations ou saisonnières comme l'évolution de la couverture végétale ou l'état de surface du sol.

Ce travail sera consolidé avec l'aide de télédétection (images satellitaires et photographies aériennes) , de MNT (modèle numérique de terrain) , et l'emploi du SIG (système d'information géographique).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Achite M.,1999. Analyse multivariée de la variable - Erosion Spécifique – cas du bassin versant de l'oued Mina. *Thèse de Magister*, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique, Blida, Algérie, 206p.

Achite M. 2002. Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Mina (Nord-Ouest algérien). *Colloque international sur l'eau dans le bassin méditerranéen*, 10–13 octobre, Monastir (Tunisie), : 894-9.

Achite M. et Meddi M. 2004. Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Secheresse*, 15 (4), 367-373.

Achite M. & Meddi M. 2005. Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi aride. Cas du bassin de l'oued Mina (Nord Ouest Algérien) .*Rev. Sci. Eau*. 18(spécial), pp : 37-56.

Achite M., & Ouillon S. 2007. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). *J.Hydrol*, 343, 187-202.

Allé P. 1984.La dynamique des versants dans le Haut Vallespir.Processus , héritages, actions anthropiques.*Thèse 3^{eme} cycle ,Université de ParisI*,196p.

Arabi M. & Roose E. 1989. Influence du système de production et du sol sur l'érosion et la ruissellement en nappe en milieu montagnard méditerranéen (station de Ouzera). *Bullettin Réseau Erosion N°, IRD*, Montpellier (France).

Arnborg L., Walker, H.J. & Peippo J. 1967. Suspended load in the Colville River, Alaska,1962. In : Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events

Asselman N.E.M., 2000. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the river Rhine, *Hydrol. Process*, no. 13, 1437–1450

Aubert G., Fauck R.,1997.Ressources en terres et contraintes hydriques dans les milieux semi arides en Afrique et en Amérique du sud.*Compte rendu de l'Académie d'Agriculture de France* 83(2),67-75

Auclair D et Biehler J. 1967. Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. Géol. Algérie. Ann. Ser. n° 34*. pp 3 - 45., 8 fig.

Auzet A-V.1987. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture.Aspect agronomique. Min Env/Min Agr , *CEREG –URA 95.CNRS Strasbourg*.60p.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Auzet V. 1990. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects aménagement. *Centre d'études et recherches éco-géographiques*, ministère de l'environnement / ministère de l'Agriculture, 39p

Bagnold R.A. 1956. Flow of cohesion less grains in fluids. *Proc.Roy.Soc. (London), Phil.Trans.*, series A, volume 249, number 964.

Battala R. & Sala M. 1992. Temporal variability of suspended sediment in a Mediterranean river. *Pages 229-305 of* : Publication, IAHS (Ed), *International conference Canberra*, vol. 224.

Benchetrit. M 1972. L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie, Paris, *P.U.F*, 216 pages, 28 figures.

Benest M. 1972. Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, Alger, t.62, fasc. 1-2, p.21-38, 5 fig., 3pl. h.t.

Benest M. 1985. Evolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. *Thèse, Doctorat, Lab., Géol. Univ, Lyon. Fasc. 1.*, 367 p., 107 fig.

Benkhaled A. & Remini B. 2003. Analyse de la relation de puissance : débit solide – débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie). *Rev. Sci. Eau* 16 (3), 333–356

Bergaoui M., Camus H. & Nouvelot J.F., 1998. Essai de modélisation du transport solide sur les micro bassins versants de Tebaga (Tunisie Centrale), *cahier sécheresse*,9(1),51-57.

Boardman J. 1990. Soil erosion on the south Downs :*Reviews ,soil erosion on agricultural land ,wiley and sons* 87-105.

Bogardi J.L. 1974. Sediment transport in alluvial streams. *Budapest Akademiai Kiado Press*

Bonn F., Mégier J., et Ait Fora A. 1996. Remote sensing spatialization of soil erosion models within a GIS for land degradation quantification: Expectations, errors and beyond ... *Dam Proceedings of the 16th EARSel symposium. Edité par A. Spiteri. A.A. Bakema Publishers, Rotterdam, The Netherlands.* pp. 19 1 - 1 98

Bontron G., & Obled C. 2003. Prévision à moyenne échéance des pluies intenses en zone Méditerranéenne par recherche de situations analogues. *IAHS. Publ*, 278, 257-262.

Borsali A. H. Bekki, A., & Hasnaoui O. 2005. Aspect hydrologique des catastrophes naturelles " Inondation, glissement de terrain " étude d'un cas : Oued Mekerra (Sidi Bel Abbes). *Risque & Environnement*, 1-8

Bouanani A. 2004 . Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien). *Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen*, 250 p., 81 Fig

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Bouanani A., Terfous A., et Megnounif A. 1999. Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (Nord ouest algérien). *2e Sem. Maghrébin*, Tizi - Ouzou. 5 p., 4 fig.

Bourouba M. 1997. Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. *Bull. De l'ORSTOM*, 17, 345—360

Bourouba M. 1998. Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux. Cas de l'Oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9, 5-11.

Boussema H-R.,1996. Système d'information pour la conservation et la gestion des ressources naturelles . *Colloque international sur le rôle des technologies de la communication et de l'information en matière de protection de l'environnement*.Tunis ,Tunisie , 17-19 Avril 1996, 112-116.

Bruschin J., Trau W., 1977. Evaluation de la durée utile des observations du transport, *I.A.H.S. Publ.* 122, *Proc. Symp. Paris*, 11—18

Campbell F.B. & Bauder H.A., 1940. A rating curve method for determining silt-discharge of streams, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, No21, 603—607

Castro N. , Auzet A-V., Chevalier P., & Leprun J-C., 2000. Influence of extreme rainfall events (El Nino) on a gully système typical of the basaltic plateau of southem Brazil.*Int symposium*, Belgium,abstract 44.

Chebanni, R., Djilli, K., & Roose, E. 1997. Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser (Tlemcen). *Ières journées d'étude sur les agricultures de montagne*, Mascara, Algérie.

Chebbani R., Djilli K., Roose E., 1999.Etude du risque d'érosion dans le bassin versant de l'Isser , Algérie . *Bulletin Réseau Erosion* 19 : 85-95.

Chevalier J-J., Pouliot J., Thomson K. , & Boussema M-R., 1995. Systèmes d'aide à la planification pour la conservation des eaux et des sols (Tunisie).Systèmes d'information géographiques utilisant les données de télédétection. *Actes du colloque scientifique international* , Hammamet , Tunisie 1-2 Novembre 1994 , 4-12.

Collignon, B. 1986. Hydrogéologies appliquées des aquifères karstiques des monts de Tlemcen. *Thèse Doctorat*, Université d'Avignon, France.

Collinet J. & Valentin C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle .*Cahiers ORSTOM ,série pédologique*,17(4) :238-328.

Combes F., Hurand A. & Meunier M. 1995. La forêt de montagne : un remède aux crues. *Compte rendu de recherches n°3 edn*. Grenoble.

Cosandey C. et Robinson M., 2000. Hydrologie continentale. *Ed. Armand Colin* p 360. 128 fig.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Courault D., 1989. Etude de la dégradation des états de surface de sol par télédétection :analyses spectrales ,spatiales et diachroniques.*These de Doctorat*, Paris 239p.

Dakiche A., 1993. Etude statistique multidimensionnelle du régime pluviométrique et des crues application au bassin versant de la Tafna. *ANRH*, juin 1993.

Davies B.R., Thoms M.C., Walker K.F., O'Keefe J.H., & Gore, J.A. 1994. Dryland, rivers their ecology, conservation and management. *Blackwell scientific publications edn.* Vol. 2. Oxford : The rivers handbook.

Demmak A. 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides enAlgérie septentrionale. *Thèse, Docteur-Ingénieur*, Univ. Paris, France.

Deploey J., Imeson A. & Oldeman L-R.1991. Soil erosion ,soil degradation and climatic change. In : Brouwer F-M., Thomas A-J. ,Chadwick M-J.,editors. *Land use change in Europe,Kluwer Academic Publisher, Dordrecht*, 275-292.

Dickinson A. & Bolton A. 1992. A programme of monitoring sediment transport in north central Luzon, the Philippines , *IAHS Publication*,Vol 210,pp,483-493.

Djellouli Y. 1990. Conséquence de la sécheresse des deux dernières décennies sur les écosystèmes naturels Algériens. *Pub de l'Association Internationale de Climatologie*, Aix en provenance, Franc, 6.

Duan N. 1983. Smearing estimate : a nonparametric retransformation method. *Journal of the American Statistical Society*, 78, 605-610.

Du Boys M.P. 1879. Le Rhône et les rivières au lit affouillable. *Mém.Doc., Ann. Pontet Chaussées*, ser. 5,volume 18.

Dubreuil,P 1974. Initiation à l'analyse hydrologique.*Masson et Cie.* 216 p.,35 fig.

Einstein B.A. 1950. The bed load for sediment transportation in open channel flow. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation. *Tech. bull.* 1026

Einstein H.A. 1944. Bed load transportation in Mountain Creek. Washington D-C., U.S. Dept. of Agriculture

Engelund F., Hansen E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. *Teknisk Vorlag*, Copenhagen, Denmark

Esteinne P., Godard A., 1970. Climatologie. *Librairie Armand Colin*, Paris, France.

Etchanchu D., Probst J.L., 1986. Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. *Acad. Sci. Paris*, 302, série II, n° 17, 1063-1067.

FAO.1983. Garder la terre en vie .L'érosion des sols ses causes et ses remèdes. *Bulletin pédologique* 50 -62p.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

F.A.O. 1986. Brise-vent et rideaux abris avec référence particulière aux zones sèches. *Cahier conservation 15*. Département des forêts, Rome.

FAO 1990 .Conservation des eaux et des sols dans les zones semi arides. *Bulletin pédologique 57* : 182p.

FAO, 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES), *Bulletin pédologique de la FAO*, n°70.

FAO.1996. Choyer la terre , Aménagement des sols pour une agriculture durable et la protection de l'environnement sous les tropiques,33p.

Fenn C.R., Gurnel 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. *Geograf. Annal*, 67A, 71-82.

Ferguson R.I. 1986. River loads underestimated by rating curves, *Water Resources Research*, Vol. 22, no. 1, 74—76

Fleming G. 1969. Design curves for suspended load estimation. *Proc. Inst. Civ. Ing*, 43, 1-9.

Frecault F. 1971. La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique. *Thèse, doct, Brest, Reprod.* Univ. Lille III. 840 p., 122 fig., 2 cartes

Frostick E.L., Reid I. & Layman Y. 1983. Changing size distribution of suspended sediment in arid - zone flash foods. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol*, 6, 97-106.

Fournier F. 1960. Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques.

Fox H.R. & Moore H.M. 1993. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.*, 38, 621-63

Gallart F. & Clotet Peramau N., 1988.Somes aspects of the geomorphics processes triggered by an extreme rainfall events.*The november 1982 flood in the eastern pyrenees*.Catena suppl.13 :79-95.

Ghachi, A. 1986. Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie. *Thèse de Doctorat 3e.cycle, O.P.U.*,499 pages.

Ghenim A.N. 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. *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen.

Ghenim A. N. 2008. Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. *Thèse Doctorat*, Université Aboubekr Belkaid, Tlemcen.

Ghenim A.N, Terfous A. & Seddini A. 2007b. Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin-versant de l'Oued Sebdu (Nord-Ouest algerien). *Sécheresse* 18(1), 39-44.

Goncharov V-N. 1962. Dinamika rouslovih potokov,(Dynamics of channel flow). Leningrad, Gidrometeoizdat, 1962, p.373.

Govers G., Everaert W., Poesen J., Rauws G. & Deploey J.,1987. Susceptibilité d'un sol limoneux à l'érosion par rigoles.Essai dans le grand canal de Caen.*Bull 33.Centre de géomorphologie de Caen* ,Decembre 1987.

Graf W.H. 1971. Hydraulics of sediment transport. New York, McGraw-Hill.

Graf H. & Altinakar M.S., 2000. Hydraulique fluviale, Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple, *Presses polytechniques et universitaires Romandes*, Vol 16, 628p

Gregory K.J. & Walling D.E. (eds). 1974. Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization. Vol. 6. Fluvial processes in instrumented watersheds, *Institute of British geographers special publication*.

Guigo M. 1975. Les variations de la turbidité et leurs relations avec le débit et les précipitations sur le Magra, fleuve de la Ligurie orientale, *revue de géographie physique et de la géologie dynamique*, volume XVII, fascicule 3, Paris, 259-276 pages.

Hartanto H., Prabhu R., Anggoro S.E. Widayat, E & Asdak C. 2003. Factors affecting runoff and soil erosion. *plot-level soil loss*.

Heidel S.G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Transactions - American Geophysical Union*, 37, 56—66

Heusch B. 1970. L'érosion dans le périf : une étude quantitative de l'érosion hydraulique dans les collines marneuses du périf occidental. *Annales des recherches forestières*, vol. 12.

Heusch B., Millies-Lacroix A. 1971. Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mine et Géologie* Rabat, 33, 21—39

Hjulstrom, F. 1930. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, vol. XXV.

Hudson P.F., 2003. Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *Catena*, 52: 57—76

Irvine K.N. & Drake J-J.,1987 .Process oriented estimation of sediment suspended cocentration.*Water resource Bulletin* 23, 1017-1025.

Jansson M.B. 1985. A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions. A, vol. 67.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Joftic L., Milliman J. & Sestini G.1992. Climate change and the mediterranean.*UNEP-E.Arnold Pub.NY*

Kalinske A.A. 1947. Movement of sediment as bedload in rivers. 28, pp. 615-620.

Kassoul M., Abdelgader A. & Belorgey. 1997. Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Rev.Sci. Eeau*, 3, 339-358.

Kattan Z., Gac J.Y. & Probst J.L., 1987. Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of hydrology.* 92, 59—76

Kettab A. 2001. Les ressources en eau Algerie : Strategie, enjeux et visions. *Vol. 136. Chap. Desalination*, pages 25-33.

Khalidi A. 2005. Impact de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaire de l'Ouest Algérien "Monts de Tlemcen- Saida". *Thèse de doctorat d'Etat*, Université d'Oran.

Kiline M., & Richardson E.V.,1973. Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfaill.Colorado states university (Fort collins). Hydrology, papers n°23.

Laborde J.P. 2000. Eléments d'hydrologie de surface. *Université de Nice - Sophia Antipolis.* Edition 2000 , 204p

Lahlou A. 1994. Envasement des barrages au Maroc. Casablanca (Maroc) ; *Editions Wallada*, 277p.

Langbein W.B., Schumm S.A., 1958. Yield of sediments in relation to mean annual precipitation: *American Geophysical Union Transactions*, v. 39, 1076—1084

Laouina, A. 1998. Dégradation des terres dans la région méditerranéenne du Maghreb. *Bull.Reseau Erosion*, 18, 33-53.

Le Bissonnais Y., & Le Souder C., 1995. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols*, 2(1): 43—56

Le Bissonnais Y., Thorette J., Bardet C., & Daroussin J., 2002. L'érosion hydrique des sols en France. <http://erosion.orleans.inra.fr/rapport2002/>

Leguédois S., Planchon P., Legout C., Le Bissonnais Y., 2005. Splash Projection Distance for Aggregated Soils: *Theory and Experiment. Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 30—37

Leopold L.B., & Maddock T.Jr., 1953. The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. *Geological Survey, Professional Paper 252*, 56p

Linsley K.R., & Franzini J.B, 1992. Sediment transport by stream.In water resources engineering,*Mc Graw Hill -Ed-*,pp,196-199.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

- Lucas G.**, 1942. Description géologique et pétrographique des monts de Rhar - Roubane et du Sidi El Abed (frontière algéro - marocaine). *Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie* (2), n° 16. 539 p., 131 fig., 34 pl.
- Ludwig W., & Probst J.L.**, 1998. River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298, 265–295
- Martinez-Mena M., Rogel J. Alvarez, Albaladejo, J., & Castillo, V.M.** 1999. Influence of vegetal cover on sediment particle size distribution in natural rainfall conditions in a semiarid environment. *Catena*, 38, 175-190.
- Meddi M., & Hubert P.** 2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie. *IAHS Publ*, 278, 229-235.
- Meddi M., Khaldi A., & Meddi, H.** 1998. Etude du transport solide dans le nord de l'Algérie. *IAHS Publication*, 393-397.
- Megnounif A.**, 2007. Etude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface, *Thèse de Doctorat*, Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, 184p.
- Megnounif A., Terfous A., & Bouanani A.**, 2003. Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute Tafna (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau* 16(3), 369–380
- Meriaux S.**, 1961. Action du chaulage sur les composantes de la structure et sur l'état de saturation du sol. *Compte rendu à l'Académie d'Agriculture*, 322-325.
- Meyer L.D.; Foster G.B. & Nikolov S.** 1975. Effect of flow rate and canopy on mill erosion. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng*
- Meyer-Peter, E. & Muller, R.** 1948. Formulas for bedload transport. *Proc. 2nd Congress, I-A-H.R - I Stockholm* (June)
- Milliman J.D., & Syvitski J.P.M.**, 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geology* 100, 325–344
- Ministère de l'environnement et l'aménagement du territoire**, 2000. Rapport sur l'état et l'avenir de l'environnement, 95p.
- Molinier M.**, 1979. Note sur les débits et la qualité des eaux du Congo à Brazzaville. *Cah. ORSTOM. Se. Hydrol.* Vol. 16, n°1, 55–66
- Morgan R.P.C.** 1990. Modelling the effect of vegetation on air flow for application to wind erosion control. *In Vegetation and erosion : processes and environments*.
- Morgan R.P.C.** 1995. *Soil erosion and conservation*. In : D-A. Davidson, editor, John Wiley and Sons Inc., 253p.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Mossa J., 1996. Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River, *Eng. Geol.*, no. 45, 457–479

Mougenot B. & Cailleau D., 1995. Identification par télédétection des sols dégradés d'un domaine sahelien au Niger. In Escadafal R., Thiombiano L., Mulders L-A, edituers. Ougadougou 6-10 Fevrier 1995, 429-443

Mutchler C-K. & Young R.A. 1975. Soil detachment by raindrops. *In: Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources.* ARS-s-YD. U.S. Department of Agriculture.

Nahal I., 1975. Principe de conservation du sol. *Masson et Cie* ,140p

Olivry J.C., Bricquet J.P. & Thiébaux J.P., 1989. Bilan annuel et variations saisonnières des flux particuliers du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui. *La Houille blanche*, n°3/4, 311–315

Osborn H-B., Simonton J-R. & Renard K-J.,1976. Use off the universal soil loss equation in the semiaride southwest ,*Soil erosion* 24-26 May 1976 , 41-49.

Oueffla, O., & Touaibia, B. 2007. Contribution a la cartographie des zones vulnérables aux inondations : application de la methode "inondabilite " cas de la ville de S.B.A. *L.J.E.E. Rev. Semestrielle scientifique et technique*, 56-62.

Ouvry J.H., 1990. Effets des techniques culturales sur la susceptibilité des terrains à l'érosion par ruissellement concentré, expérience du pays de aux (France). *Cah. ORSTOM, sér. Pédal.*, vol. XXV, n° 1-2, 157–169

Ozden S., & Ozden D-M., 1998. Turkey erosion estimation model turtem. *International symposium on arid region soisl*, Izmir ,Turkey 21-24 September 1998.

Papy F., Le Bissonnais Y., & Guerif J.,1995. Valorisation et protection de ressources en eau. *INRA editions*,27p.

Parsons A.J., & Stone P.M. 1963. Effects of intra-storm variations in rainfall intensity on interill runoff and erosion. vol. 67.

Peart M.D., & Walling D.E., 1982. Particle size characteristics of fluvial sediment suspended. Recents developement in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. *IAHS Publication* , Vol 137, 397-407.

Peters-Kaummerly B.E. 1973. Untersuchungen auber Zusammensetzung und Transport von Schwebstoffen in einigen Schweizer Flaussen. *Geographica Helvetica*, 28, 137-151

Poesen J., 1983. An improved splash transport model. *Zeitschrift fur geomorphologie*,29(2) :373-382.

Poesen J., & Govers G.,1990. Gully erosion in the loam belt of Belgium. Typology and control measures. *Soil erosion on agricultural land*,513-530.

- Probst J.L. & Amiotte Suchet P.** 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb. *Hydro. Sci. J.* 37(6), pp: 621-637.
- Probst J.L., & Bazerbachi A.,** 1986. Transport en solution et en suspension par la Garone supérieure, *Sci. Géol. Bull.*, Vol. 39; No1, pp: 79–98
- Probst J-L., & Sigha N.,** 1989. Estimation de l'écoulement superficiel et de sa charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II*, 357–363
- Rachman A., Anderson S.H., Gantzer C.J., & Thompson A.L.** 2003. Influence of longterm cropping systems on soil physical properties related to soil erodibility. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 637-644.
- Raudkivi A.J.** 1967. Loose boundary hydraulics. oxford, Pergamon
- Remenieras G.,** 1976. L'hydrologie de l'ingénieur. *Collect. Dir. Etudes. Rech. Electr.* France. Ed., Eyrolles. 465 p., 149 fig
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., & Yoder D.C.**1991. Predicting Soil Erosion by Water : *A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. US. Department of Agriculture, Washington. Agriculture Handbook.
- Roose E.** 1993. Water and soil fertility management - A new approach to fight erosion and improve land productivity. "Acceptance of soil and water conservation strategies and technologies" *DISTL, Witzenhausen, RCA*, 129-164.
- Roose E.,** 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES) *Ed. ORSTOM-FAO*, 331p.
- Roose E., Arabi M., Chebbani M., Mazour M., & Morsli B.,** 1998. Les montagnes méditerranéennes d'Algérie. Impact de l'intensification de l'agriculture de montagne sur l'environnement et les revenus. *ORSTOM Actualité Spécial Erosion*, 56: 26–27
- Roose E., & De Noni G.,** 1998. Apport de la recherche à la lutte antiérosive. Bilan mitigé et nouvelle approche. *Etude et gestion du sol* 5(3) :181-194.
- Rottner J.** 1959. A formula for bed load transportation. *La Houille Blanche*, 4 no.3, pp.310-307.
- Rovira A. & Batalla R.J.,** 2006. Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin: The Lower Tordera (NE SPAIN), *Geomorphology*, *in press*.
- Ryan J.** 1982. A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. *Publication 69, American University of Beirut*, 15-38.
- Saidi M.M., Daoudi L., Blali M.H. & Aresmouk A.** 2003. Rôle du milieu physique dans l'amplification des crues en milieu montagnard : exemple de la crue du 17 aout 1995 dans la vallée de l'Ourika (Haut-Atlas, Maroc). *Secheresse*, 14(2), 107-114.

Schoklitsch A., 1950. Über Scheleppkraft und geschlebedwegung. Engelmann, Leipzig

Seltzer, P. 1946. Le climat de l'Algérie. Alger : *Météo et Phys du Globe*, Carbonnel.

Shaban A. , & Khawlie M .1998. Geoenvironmental assessment of riparian zones under extreme climatic events : a case study of representative rivers in Lebanon. *Mediterranean rivers and riparian zones processes and management symposium*, Zaragosa , Spain ,21 September -2, October 1998 , 25 p.

Shields A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechnik und der turbulenz firschung auf die geschlebedwegung mitt, Der Preuss. Versuchsamst.für Wasserbau und Schiffbau, Heft 26, Berlin, Deutschland.

Simons D.B , Richardson E.V ,1962. The Effet of bed roughnesson depht –discharge relations in alluvial channels,U.S Geological Survey Water-Supply Paper 1498-E

Snoussi M., Jouanneau J.M., & Latouche C., 1990. Flux de matières issues de bassins versants de zones sei-arides (Bassins du Sebou et du Sous, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'Océan Mondial. *J. Afric. Earth Sci.*, 11, 43–54

SOGREAH, 1967. Étude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. *Dossier, Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire*, Algérie

Stephen T. 2000. Process, from and change in dryland rivers : a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 51, 67-107.

Stone J., Renard K-G., & Lane L-J.,1996.Runoff estimation on agricultural fields.Soil erosion conservation and rehabilitation , *Edition Menachems Agassi*,203-238.

Strahler A.N., 1946. Hypsométrie (area - altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin, Géol.Soc. Amérique*. Vol 63., pp 1117 - 1142 ., 23 fig ., 1 pl

Syren P. 1990. Estimated transport of the suspended load of the river Malewa, Kenya, between 1931-1959. *Geografiska Annaler*, 72A, 285-299.

Syvitski J.P.M., Morehead M.D., Bahr D.B., & Mulder T. 2000. Estimating fluvial sediment transport : the rating parameters. *Water Resour*, 36, 2747-2760.

Terfous A., Bouanani A. & Megnounif A., 2001. Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (N-O Algérien), *2e séminaire maghrébin sur l'eau*. Tizi Ouzou, 28-29 juin.

Terfous, A., Megnounif, A. & Bouanani A., 2001. Étude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-185.

Terfous A., Megnounif A. & Bouanani A. 2003. Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes. *IAHS pub. n° 278* , 366-37.

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Thomes J-B., 1995. Mediterranean desertification and the vegetation cover. *European commission report EUR 15415*,169-194.

Tixeront J., 1960. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *IAHS Publ.*, 53: 26—42

Touabia B., Aidaoui A., Gomer Dieter & Achite M. 2001.Quantification et variabilité de l'écoulement solide en zone semi aride de l'Algérie du Nord. *Revue des sciences hydrologiques*, 46(1), pp : 41-53.

Touat S. 1989. Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. *Pages 48-54 of : Rev.Eau et Sols de l'Algérie*, vol. n° 2. Bir Mourad Rais, Alger : ANRH.

Vanoni V.A., 1977.Erosion rates from sediment sources. In engineering sedimentation manual ASCE ,New York, pp, 472-480.

Van Rijn L.C., 2005. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. *Aqua publications*. Ed. 2005

Vivian H. 1980. Erosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet. *CNRS Equipe de recherche 30 C/O biologie végétale*, Grenoble.

Walling D.E., 1978, Suspended Sediment in River Exe, Devon, England. In: Davidson, R. and Nickling, W. Editors, 1978. *Research in Fluvial Geomorphology*, 169—197

Walling D.E., 1984. The sediment yield of African rivers. *IAHS Publ., Harare Symp.*,144, 265—283

Walling D.E., & Fang D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39: 111—126

Walling D.E., & Webb B.W., 1981, The reliability of suspended sediment load data. Erosion and Sediment Transport Measurement, *IAHS Publ.*, no. 133, 177—194

Walling D.E., & Webb B.W., 1982. Sediment availability and prediction of storm-period sediment yields. *I.A.H.S. Publ.* 137, Proc. Exeter. Symp., 327—337

Walling D.D., Webb D.W., & Woodward J.C., 1992. Some sampling considerations in the design of transport. *IAHS. Publ.* 201, 279—288

White W.R. 1972. Sediment transport in channels: a general function. Wallingford *Hydraulics Research Station. Report no.INT* 104.

White W.R., Millet H., Crabe A.D., 1978. Sediment transport ;an appraisal of methods (HRS INT 119).

Williams G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111, 89—106

Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale :cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud

Wischmeier W.H., & Smith, D.D. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. A.G.U.*, 39, 285-291.

Wischmeier W.H., & Smith D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. *USDA-ARS Agriculture Handbook N° 537*, Washington DC. p58

Wood P.A., 1977. Sediment transport in the Hope River, Jamaïca: a tropical drainage basin characterized by seasonal flow. *I.A.H.S. Publ. 122, Proc. Symp.* Paris, 149—156