



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique Et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي



Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
— جامعة Hassiba بن بوعلي — الشلف —
Université Hassiba Ben Bouali Chlef
معهد العلوم الزراعية
Institut des Sciences Agronomiques
مخبر الماء و البيئة
Laboratoire Eau - Environnement

Mémoire en Vue de l'obtention du diplôme de Magister

Spécialité : Hydraulique Agricole

Option : Hydrologie et Aménagement des Bassins Versants

Thème

Etude de l'écoulement liquide et solide dans le bassin versant de l'Oued Sébaou (Wilaya de Tizi-Ouzou).

Présenté par : Ballah Abderrahmane.

Devant le Jury composé de :

Président	Mr. BOUTHIBA A.	Professeur, U.H.B Chlef
Encadreur	Mr. ACHITE M.	Maitre de conférences (A), U.H.B Chlef
Examineurs	Mr. SAAD HAMOUDI A.	Professeur, U.H.B Chlef
	Mme. BETTAHAR N.	Maitre de conférences (A), U.H.B Chlef
	Mr. NADJAÏ S.	Maitre de conférences (B), U.H.B Chlef
	Mr. MAHIEDDINE M.	Maitre assistant (A), U.H.B Chlef

Année universitaire : 2013 – 2014

REMERCIEMENTS

« *Je remercie Dieu tout puissant pour la volonté, la santé et la patience pour accomplir ce modeste travail* ».

Au terme de ce modeste travail je tiens un vif remerciement et gratitude à mon promoteur **Mr. ACHITE M.**, pour ces conseils et ses orientations judicieuses et précieuses qui nous ont été infiniment utiles le long de ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à :

- ✚ **Mr. BOUTHIBA A** qui a en la bienveillance d'accepter de juger ce travail et de présider le jury de soutenance.
- ✚ **Mr. SAAD HAMOUDI A** pour avoir accepté d'examiner ce travail et honorer le jury ;
- ✚ **Mme .BETTACHARN** pour avoir accepté d'examiner ce travail et honorer le jury ;
- ✚ **Mr. NADJAÏ S** pour avoir accepté d'examiner ce travail et honorer le jury ;
- ✚ **Mr. MEHIEDDINE M** pour avoir accepté d'examiner ce travail et honorer le jury.

Je remercie également tout le personnel de l'agence nationale des ressources hydraulique (A.N.R.H) de Tizi-Ouzou, Blida et Alger en particulier **Mr. Saïd** et **Mr. Zarkak** et l'office National de la météorologie (O.N.M), pour avoir mis à ma disposition toutes les données utilisées dans cette étude.

Je remercie également mes amis de poste – graduation en particulier : **Abderezak** et **Mohammed**.

A tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin, à tous ceux qui m'ont encouragé, à tous ceux qui m'ont accordé leur confiance.

Enfin, je saisis cette même occasion pour remercier tous mes amis et toutes les personnes ayant contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail.

Merci.

BALLAH ABDERRAHMANE.

❧ Dédicaces ❧

Je dédie ce modeste travail à tous ceux que j'aime mais surtout :

Aux êtres les plus chers sur cette terre : ma mère et mon père à qui je dois un grand respect et amour que dieu tout puissant les bénissent et me les gardes en parfaite santé ;

Aux âmes nobles de ma grand-mère maternelle, que dieu leur soit clément ;

- ♣ *A mes chers frères : Fatima + Samra, Mohamed et Abdelkader ;*
- ♣ *A tout ma famille ;*
- ♣ *A tous mes amis (et amies) sans exception ;*
- ♣ *A chaque fois qu'on achève une étape importante dans notre vie, on fait une pose pour regarder en arrière et se rappeler toutes ces personnes qui ont partagées avec nous tous les bons moments de notre existence. Ces personnes qui nous ont aidées sans le leur dire, soutenus sans réserve, aimé sans compter, ces personnes à qui notre bonheur devient directement le leur, à qui un malheur en nous, en eux se transforme en pleur.*

A tous ceux qui ont aidé à la réalisation de ce mémoire.

Abderrahmane

ملخص:

تهدف الدراسة الحالية لدراسة التدفق السائل والصلب في الحوض الهيدروغرافي لـوادي سيباو (2500 كم²) إلى تحديد طريقة إحصائية لتخمين كمية الرسوبيات العالقة بالاعتماد على العلاقة التي تربط بين التدفق السائل والتدفق الصلب. المعلومات المستعملة استجمعت على مستوى المحطات الهيدروميتريّة الثلاثية المتواجدة على مستوى الحوض الهيدروغرافي لـوادي سيباو. الحت السطحي المتوسط للحوض الهيدروغرافي لـوادي سيباو يتراوح بين 89,75 - 121,23 147,32 طن/كم². سنويا. لكل من المحطات رن 30 ، بلوا و بغلية على التوالي. الأساليب الإحصائية المستخدمة كشفت عن عدم انتظام سقوط الأمطار التي شملتها الدراسة. هذه التواريخ هي فواصل بين عامي 1974 و 2001، مع وجود نقص في كمية الأمطار يتراوح ما بين 20 % و 42 % . بعض النماذج الإحصائية تربط بين معامل التدفق ، كمية السيلح السطحي، التدفقات السائلة و الأمطار مع حصة الرسوبيات تم استنباطها لكل من المحطات الثلاثة الهيدروميتريّة للحوض الهيدروغرافي .

مفتاح الكلمات : كمية السائل، حصة الرسوبيات، التعرية، النماذج الإحصائية ، الحت السطحي ، وادي سيباو .

Résumé :

La présente étude de l'écoulement liquide et solide dans le bassin versant de l'Oued Sébaou (2500 km²) a permis de définir une approche statistique de quantification des apports solides en suspension basée sur la relation débit liquide - débit solide. Les données utilisées sont recueillies au niveau de trois sous-bassins du bassin versant de l'Oued Sébaou drainés par les stations hydrométriques. La dégradation spécifique moyenne de bassin versant de l'Oued Sébaou est variée entre 89,75, 121,23 et 147,32 t/km².an, pour les stations de RN30, Belloua et Baghlija respectivement.

Les méthodes statistiques de détection de ruptures utilisées ont permis de détecter les dates de ruptures pour les séries pluviométriques étudiées. Ces dates de ruptures sont comprises entre 1974 et 2001, avec un déficit pluviométrique varie entre 20% et 42% pour les séries pluviométriques.

Des modèles Statistiques liant l'apport solide au coefficient d'écoulement, à la lame d'eau ruisselée, aux débits liquides maximaux et à la pluviométrie ont été proposées pour les trois sous-bassins drainés par les stations hydrométriques.

Mots clés : apport liquide, apport solide, érosion, modèle statistique, dégradation spécifique, Oued Sébaou.

Abstract :

The present study of liquid and solid flow in the wadi Sebaou watershed (2500 km²) is used to define a statistical approach for quantifying suspended sediment yield based on liquid flow relationships - solid flow. The data are collected at three sub-basins of the watershed wadi Sebaou drained by hydrometric stations. The average specific degradation of watershed of wadi Sebaou is varied between 89,75, 121,23 and 147,32 t / km².year. For stations RN30, Belloua, and Baghlia respectively.

The statistical methods used for detecting ruptures have detected dates breaks for rainfall series studied. These dates are breaks between 1974 and 2001, with a rainfall deficit varies between 20 % and 42 % for rainfall series.

Models Statistics binder solid contribution to the flow coefficient of runoff to the blade, the maximum liquid flow and rainfall have been proposed for the three sub -basins drained by the hydrometric stations.

Keywords: liquid contribution, solid contribution, erosion, statistical model, specific degradation, Wadi Sebaou.

Liste des figures

Figure I.1 : Erosion en griffes et rigoles	12
Figure I.2 : Erosion par ravinement	12
Figure I.3 : Les modes de transport solide en rivière	14
Figure I.4 : Critères de suspension	15
Figure I.5 : Nasses de prise en rivière	18
Figure I.6 : Fosse à sédiment.....	19
Figure I.7 : Détecteur hydrophonique	20
Figure I.8 : Mesure de transport solide par détecteur hydrophonique	20
Figure I.9 : Turbidisonde Neyrpic montée sur potence.....	21
Figure I.10 : Bouteille de Delft	22
Figure I.11 : Pompe à bouteille	23
Figure I.12 : Jauge à diffusion JTD3.....	24
Figure I.13 : Jauge à transmission JTT4	25
Figure I.14 : Bouteilles de prélèvement par intégration (modèle simples).....	26
Figure I.15 : Section de mesure.....	27
Figure I.16 : Epure des débits solides élémentaires (Verticale A).....	28
Figure I.17 : Epure du débit solide.....	29
Figure I.18 : Les étapes d'envasement des barrages	34
Figure I.19 : Processus de la sédimentation	35
Figure I.20 : Problèmes posés par la sédimentation.....	35
Figure I.21 : Répartition des barrages en exploitation dans le Nord Algérien.....	39
Figure II.1 : Carte de localisation de la région d'étude par rapport aux bassins versants	53
Figure II.2 : Situation du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	54
Figure II.3 : Carte de situation des sous bassins versants de l'Oued Sébaou	55
Figure II.4 : Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Sébaou	61

Figure II.5 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	62
Figure II.6 : MNT du bassin versant de l'Oued Sébaou	64
Figure II.7 : Carte d'altimétrie du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	65
Figure II.8 : Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Sébaou	66
Figure II.9 : Courbe hypsométrique de bassin versant de l'Oued Sébaou.....	69
Figure II.10 : Carte de la nappe alluviale du bassin versant de l'Oued Sébaou	74
Figure II.11 : Carte de localisation des stations pluviométriques et hydrométriques.....	76
Figure II.12 : Surface d'influence des stations pluviométriques du bassin versant.....	79
Figure II.13 : Températures moyennes au niveau de la station de T.O (1990-2012)	80
Figure II.14 : Humidité relative moyenne de l'air au niveau de la station de T.O (1990-2012)	81
Figure II.15 : Précipitations moyennes annuelles au niveau de la Station de T.O (1990-2012)	83
Figure II.16 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson du bassin versant de l'Oued Sébaou (1990-2012)	84
Figure II.17 : Climagramme d'Emberger pour le bassin versant de l'Oued Sébaou.....	85
Figure III.1 : Carte de situation des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou	94
Figure III.2 : Graphe des doubles cumuls (Station homogène).....	97
Figure III.3 : Graphe des doubles cumuls (Station hétérogène)	97
Figure III.4 : Corrélation double-masse des précipitations entre les différentes stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	100
Figure III.5 : Plan factoriel principal F1 x F2 de l'ACP des stations pluviométriques	104
Figure III.6 : L'autocorrélogramme et son intervalle de confiance pour les stations..... pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	110
Figure III.17 : Test de Buishand et ellipse de Bois et son intervalle de confiance pour les stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou	114
Figure IV.1 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané des stations.....	119

Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : annuelle)	126
Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : annuelle) (suit).....	127
Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : annuelle) (suit).....	128
Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : annuelle) (Fin)	129
Figure IV.3 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : mensuelle).....	133
Figure IV.3 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : mensuelle) (suite)	134
Figure IV.4 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : Saisonnière)	134
Figure IV.5 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (échelle : Saison Humide – Saison sèche).....	135
Figure IV.6 : Relation débit liquide moyen journalier (mesuré) – débit solide moyen journalier	139
Figure V.1 : Variabilité des apports liquides et solides mensuels dans le bassin versants de l’Oued Sébaou	144
Figure V.2 : Variabilité interannuelle des apports solides et liquides dans le bassin versant de l’Oued Sébaou	145
Figure V.3 : Contribution saisonnière des apports solides et liquides dans le bassin versant de l’Oued Sébaou	146
Figure VI.1 : Relation entre les apports solides et la lame d’eau ruisselée des stations du bassin versant de l’Oued Sébaou.....	155
Figure VI.2 : Relation entre les apports solides et le coefficient d’écoulement des stations du bassin versant de l’Oued Sébaou.....	156

Figure VI.3 : Relation entre les apports solides et la pluviométrie des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou 157

Figure VI.4 : Relation entre les apports solides et le débit maximum des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou..... 158

Figure VI.5 : Relation entre les apports solides et le coefficient d'hydraulicité des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou..... 159

Figure VI.6 : Variation interannuelle de la dégradation spécifique aux différentes stations hydrométriques de bassin versant de l'Oued Sébaou..... 161

Liste des tableaux

Tableau I.1 : la dégradation spécifique du sol (Ass) dans le Maghreb	5
Tableau I.2 : Ordre de grandeur de l'érosion hydrique dans des bassins en Algérie.....	6
Tableau I.3 : La perméabilité des différents types de terrains	31
Tableau I.4 : Pertes de capacité dues à l'envasement dans certains pays du monde	36
Tableau I.5 : Caractéristiques de l'envasement des barrages Tunisiens.....	37
Tableau I.6 : La dégradation annuelle des bassins versant et l'envasement des barrages Marocains	38
Tableau I.7 : Quantification de l'envasement des barrages Algériens.....	40
Tableau I.8 : Comparaison des différentes modèles d'érosion et de ruissellement	42
Tableau I.9 : Comparaison des modèles STREAM et LISEM	45
Tableau II.1 : Caractéristiques des sous bassins versant de l'Oued Sébaou.....	52
Tableau II.2 : Lithologie du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	58
Tableau II.3 : Classes d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	60
Tableau II.4 : Classes des pentes dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.....	63
Tableau II.5 : Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Sébaou.....	68
Tableau II.6 : Valeurs des densités spécifiques	70
Tableau II.7 : Récapitulatif des caractéristiques hydromorphologiques du bassin versant de l'Oued Sébaou	72
Tableau II.8 : Coordonnées Lambert des stations pluviométriques et hydrométriques	75
Tableau II.9 : Lamme d'eau annuelle précipitée obtenue à partir de la méthode THIESSEN..	78
Tableau II.10 : Répartition mensuelle des températures moyennes (1990-2012)	80
Tableau II.11 : Humidité relative moyenne mensuelle à la station de T.O (1990-2012)	81
Tableau II.12 : Vitesse du vent moyenne à la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).....	82
Tableau II.13 : Précipitation moyennes mensuelles (1990-2012)	82
Tableau II.14 : Les moyennes mensuelles des précipitations et des températures de la station de T.O (1990-2012).....	83

Tableau II.15 : Quotient pluviométrique de la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).....	85
Tableau II.16 : Évapotranspiration à la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).....	88
Tableau II.17 : Bilan hydrologique selon Thornthwaite au niveau de la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).....	90
Tableau III.1 : Stations pluviométriques et leurs caractéristiques (1972-2010).....	93
Tableau III.2 : Stations de référence des sous bassins de l'Oued Sébaou.....	98
Tableau III.3 : Analyse descriptive des données pluviométriques moyennes annuelles du bassin versant de l'oued Sébaou.....	101
Tableau III.4 : Valeurs propres, pourcentages de variance et pourcentage cumulés	103
Tableau III.5 : La matrice des corrélations.....	103
Tableau III.6 : Résultats des tests et la différence en % pour les stations pluviométriques (1972-2010).....	108
Tableau IV.1 : Nombre de valeurs observées par station, années et par mois.....	116
Tableau IV.2 : Nombre de valeurs observées pour la station RN30 par années et par mois	117
Tableau IV.3 : Valeurs de R ² calculées à l'échelle interannuelle.....	118
Tableau IV.4 : Valeurs de R ² calculées à l'échelle annuelle	120
Tableau IV.5 : Valeurs de R ² calculées à l'échelle annuelle pour la station de RN30	124
Tableau IV.6 : Valeurs de R ² calculées à l'échelle mensuelle.....	129
Tableau IV.7 : Valeurs de R ² calculées à l'échelle saisonnière	131
Tableau IV.8 : Valeurs de R ² calculées pour la saison humide et la saison sèche.....	132
Tableau IV.9 : Modèles retenus de la station de Baghlia et Belloua pour différentes échelles temporelles	135
Tableau IV.10 : Modèles retenus pour différentes échelles temporelles de la station de RN30	136
Tableau IV.11 : Valeurs de R ² calculées (2 ème approche).....	138
Tableau IV.12 : Formules des modèles retenus pour la 2 ème approche	138
Tableau V.1 : Les modèles retenues entre débit solide et débit liquide.....	142

Tableau V.2 : Quelques exemples des paramètres a et b donnés par différents auteurs.....	142
Tableau V.3 : Bilan annuel de la dégradation spécifique à la station de Baghlia.....	148
Tableau V.4 : Bilan annuel de la dégradation spécifique à la station de Belloua.....	149
Tableau V.5 : Bilan annuel de la dégradation spécifique à la station de RN30.....	150
Tableau V.6 : Dégradation spécifique dans les bassins versants de L'Algérie.....	151
Tableau VI.1 : Les modèles retenues entre l'apport solide et la lame d'eau ruisselée pour les différentes stations du bassin de l'oued Sébaou.....	152
Tableau VI.2 : les modèles retenues entre l'apport solide et le coefficient d'écoulement pour les différentes stations du bassin de l'oued Sébaou.....	153
Tableau VI.3 : les modèles retenues entre l'apport solide et la pluviométrie pour les différentes stations du bassin de l'oued Sébaou.....	153
Tableau VI.4 : les modèles retenues entre l'apport solide et le débit maximum pour les différentes stations du bassin de l'Oued Sébaou.....	154
Tableau VI.5 : les modèles retenues entre l'apport solide et le coefficient d'hydraulicité pour les différentes stations du bassin de l'Oued Sébaou.....	154
Tableau VI.6 : Principaux paramètres statistiques de précipitation, débit liquide et dégradation spécifique dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.....	161

Liste des abréviations

ACP : Analyse en Composantes Principales.

ANRH : Agence National des Ressources Hydrauliques.

Ass : dégradation spécifique.

C : Concentration.

Ce : Coefficient d'écoulement moyen annuel (%).

CGG : Compagnie Générale de Géophysique.

ENIEM : Entreprise Nationale des Industries de l'Électroménager.

Es : Erosion spécifique.

FAO : Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture.

IDL: Interactive Data Language.

INRF : Institut National de la Recherche Forestière.

JTD : Jauge de turbidité à transmission.

JTT : Jauge à diffusion de photos gamma pour mesure de turbidité.

Kc : Coefficient de Compacité.

Le : Lame d'eau ruisselée.

MES : Matière en Suspension.

MNT : Modèle Numérique de Terrain.

ORLAC : Office Régional du Lait et des produits laitiers du Centre.

ONM : Office National de la Météorologie.

R² : Coefficient de détermination.

RFU : Réserve Facilement Utilisable.

RGPH : Recensement Général de la Population et de l'Habitat.

SIG : Système d'Information Géographique.

SRC : Sediment Rating Curve (courbe d'étalonnage).

T.O : Tizi Ouzou.

Remerciements	i
Dédicace.....	ii
Résumé	iii
Liste des figures	v
Liste des tableaux	ix
Liste des abréviations.....	xii

Table des matières

Introduction générale.....	1
-----------------------------------	----------

Chapitre I : Synthèses bibliographiques

I. EROSION HYDRIQUE	3
I.1. Généralités.....	3
I.2. Définitions.....	3
I.3. Effets néfastes de l'érosion	4
I.4. Principaux agents de l'érosion hydriques.....	7
I.4.1. Intensité et agressivité des précipitations.....	7
I.4.2. Ruissellement.....	8
I.4.3. Etat hydrique initial	10
I.5. Formes de manifestation de l'érosion hydrique	11
I.5.1 Erosion en nappe.....	11
I.5.2 Erosion linéaire	11
a. Erosion en griffes et rigoles.....	11
b. Erosion par ravinement	12
II. TRANSPORT SOLIDE.....	13
II.1. Généralité.....	13
II.2. Transport solide par charriage	14

II.3. Transport solide en suspension	15
III. PROCÉDES DE MESURES DE L'ÉROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE	16
III.1 Procédés de mesures de l'érosion	16
III.1.1. Mesure du détachement d'éléments entraînaibles.....	16
III.1.2. Mesure directe sur le terrain de l'ablation subie par les sols	16
a. Méthode des parcelles expérimentales	17
b. Méthode des repères	17
III.2. Procédé de mesure du transport solide	18
III.2.1. Mesure du transport solide par charriage	18
a. Traceurs radioactifs	18
b. Nasses de prise en rivière	18
c. Fosses à sédiments.....	19
d. Détecteurs hydrophoniques	19
III.2.2. Mesure du transport solide en suspension.....	20
a. Turbidisonde NEYRPIC.....	21
b. Turbidisonde DELFT	22
c. Prélèvement au moyen d'une pompe	22
d. Jauges nucléaires	23
1. Jauge JTD3	23
2. Jauge JTT4	24
e. Préleveurs par intégration.....	25
III.2.3 Procédé de mesure des matériaux en suspension.....	26
III.2.4 Procédé de quantification du débit solide	27
IV. QUANTIFICATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE	29
IV.1 Formule de Henin 1950.....	29
IV.2 Equation universelle de perte des sols.....	30

IV.3 Formule de Fournier 1960.....	30
IV.4 Formule de Tixeront 1960.....	31
IV.5 Formule de Gravičovic 1960.....	32
IV.6 Formule de l'A.N.R.H 1970.....	32
IV.7 Formule de Touaibia & Achite 2003.....	33
V. L'ENVASEMENT DES BARRAGES	33
V.1 Généralité.....	33
V.2 Comment se fait cet envasement des barrages	34
V.3 Processus d'alluvionnements des retenues d'eau	34
V.4 Problèmes poses par la sédimentation	35
V.5 L'envasement dans le Monde	35
V.6 L'envasement dans le Maghreb	36
a. Tunisie.....	36
b. Maroc	37
c. Algérie.....	38
VI. EVOLUTION DES DEBITS SOLIDES EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES	40
VII. MODELES DE QUANTIFICATION DE L'EROSION.....	42
VII.1. Comparaison de différents modèles.....	42
VII.2. Modèle STREAM	43
VII.3. Modèle LISEM	44
VII.4. Comparaison de STREAM et LISEM	45
VII.5. Principes de base de LISEM.....	46
1. Précipitation	46

2. Interception.....	46
3. Infiltration.....	47
4. Stockage dans les micro-dépressions	47
5. Ecoulement de surface et écoulement canalisé	48
6. Erosion et dépôt.....	48

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

II.1 Introduction	51
II.2 Situation géographiques de la zone d'étude	51
II.3 Situation socio-économique de la région d'étude.....	56
II.3.1 Potentiel humains.....	56
II.3.2 Potentiels industriels	56
II.3.3 Activité extractive.....	56
II.3.4 Les infrastructures hydrauliques	56
II.4 Morphologie du bassin versant.....	57
II.4.1 Caractéristiques physiques.....	57
II.4.1.1 Lithologie	57
• Vallées du Sébaou	57
• Massifs ancien Kabyle.....	57
II.4.1.2 Occupation du sol.....	59
II.4.1.3 Topographie	63
II.4.2 Caractéristique de forme	67
II.5. Contexte hydrogéologique.....	73
II.6 Caractéristiques climatiques	75
II.6.1 Lame d'eau précipitée moyenne annuelle du bassin versant	77

II.7 Etude des paramètres climatiques.....	80
II.7.1 Températures.....	80
II.7.2 Humidité relative de l'air	81
II.7.3 Vitesse du vent.....	82
II.7.4. Précipitations	82
II.7.5. Indice xérothermique de Bagnouls et Gaussen (1957)	83
II.7.6. Quotient pluviométrique et climagramme d'Emberger	84
II.7.7. Notions d'Evapotranspiration	85
a. Évapotranspiration potentielles (ETP)	86
b. Évapotranspiration réelle (ETR)	86
c. Évapotranspiration maximale (ETM).....	87
II.7.8. Estimation de l'évapotranspiration	87
1. Formule de Thornthwaite (1948)	87
2. Méthode FAO Penman-Monteith.....	87
II.7.9. Calcul de l'ETR et établissement du bilan hydrologique	89
II.8. Conclusion	91

Chapitre III : Étude de la variabilité spatio – temporelle des précipitations

III.1 Introduction	92
III.2 Critique et contrôle des données pluviométriques	93
III.3 Traitement primaire des données de pluie.....	95
III.4 Types d'erreur dans les données pluviométriques	95
III.5 Comblement des lacunes	95
III.5.1. Méthode du double cumul	96
III.5.1.1. Principe de la méthode.....	96

III.5.1.2. Interprétation graphique de la méthode	96
III.5.2. Homogénéisation des séries pluviométriques.....	98
III.5.3. Interprétation des résultats.....	100
III.6. Variabilité relative des pluies annuelles.....	100
III.7 Régionalisation pluviométriques.....	101
III.8. Détection de ruptures et étude de tendance au sein des séries pluviométriques	105
III.8.1. Méthodes statistiques de détection de ruptures utilisées	105
III.8.2. Analyses des résultats.....	107
III.9. Conclusion.....	114

Chapitre IV : Collecte et Traitement des données

IV.1 Collecte et mise en forme des données	115
IV.1.1 Collecte des données	115
IV.1.2 Mise en forme et traitement des données	118
IV.1.2.1. Relation : débit liquide instantané – débit solide instantané (1 ^{ère} approche) 118	
A. Ensemble des données (Relation interannuelle)	118
B. Données partielles	120
IV.1.2.2 Relation : débit liquide moyen journalier observé (Q _{lmj}) – débit solide moyen journalier (Q _{smj}) (2 ^{ème} approche).....	138
IV.2 Discussion des résultats	140
IV.3 Conclusion	140

Chapitre V : Quantification des apports solides et l'érosion spécifique

V.1 Quantification des apports solides et l'érosion spécifique	141
V.2 Variabilité spatio – temporelle des apports liquides et solides dans le bassin versant de l'oued Sébaou.....	143

Chapitre VI : Modélisation du transport solide

VI.1 A l'aide de la lame d'eau ruisselée	152
VI.2 A l'aide du coefficient d'écoulement.....	152
VI.3 A l'aide de la pluviométrie.....	153
VI.4 A l'aide de débit maximum.....	153
VI.5 A l'aide du coefficient d'hydraulicité	154
VI.6 Impact de la variabilité climatique sur le transport des sédiments	160
VI.7. Conclusion	162
Conclusion générale	163
Références bibliographiques	165
Annexes.	173

Chapitre I

Synthèses bibliographiques

I. EROSION HYDRIQUE

I.1. Généralités

D'une manière générale, l'érosion des sols correspond au "détachement" et au "transport" des particules de sol, par différents agents (gravité, eau, vent, glace), de leur emplacement d'origine à un endroit de "dépôt" à l'aval. Dans tous les cas, ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles, difficiles à décrire sous forme d'équations mathématiques. Nous, nous intéressons dans cette étude plus particulièrement à l'érosion hydrique, qu'est un phénomène largement répandu et dont les conséquences peuvent entraîner des pertes de terre irréversibles et une diminution des capacités de stockage des barrages.

L'érosion hydrique constitue en Algérie un phénomène très grave qui affecte durement le patrimoine foncier. Elle touche 45% des zones telliennes soit 12 millions d'hectares cultivables. Ce phénomène devient encore plus grave si l'on sait que 85% des surfaces cultivables, sont situées dans les zones les plus sensibles à l'érosion (**Chibanni, et al., 1999**).

Les deux agents principaux de l'érosion hydrique sont les précipitations et le ruissellement superficiel. Toutefois un grand nombre de facteurs (intensité et agressivité des précipitations, caractéristiques du sol, pentes et longueur de pente, le couvert végétal et l'état hydrique initial) et de mécanismes affectent la relation "chute de pluie – ruissellement- entraînement des terres".

I.2. Définitions

C'est l'ensemble des actions physiques chimiques et organiques qui aboutissent à la destruction des roches et au nivellement progressif du terrain. Plus simplement l'érosion est l'usure de la partie superficielle de l'écorce terrestre ; l'eau et le vent sont les principaux agents (**Greco, 1966**).

L'érosion est un phénomène naturel qui affecte l'ensemble de la couverture terrestre géopédologique et c'est l'un des facteurs importants de formation et d'évolution des milieux naturels.

L'érosion se manifeste sous deux formes, érosion hydrique ou éolienne (**Dutil, 1984**).

- L'érosion éolienne, se traduit par l'ablation et le transport des particules de sol (sables et limons surtout) détachées des agrégats auparavant, suite à l'absence de liant, argile ou matières organiques. Elle concerne essentiellement les sols sableux ou sablo – limoneux, à faible teneur en matières organique.
- L'érosion hydrique, par contre concerne pratiquement tous les sols. Elle commence avec la chute des gouttes de pluie sur les agrégats du sol, qui provoque un certain détachement des particules élémentaires du sol (sables et limons). Ce choc de la goutte d'eau avec détachement de particules (ou effet « splash » des anglo – saxons) est plus ou moins intense selon l'état structural du sol au moment de la pluie. Signalons qu'il ne concerne qu'une redistribution sur place des particules. Ensuite, l'action peut se poursuivre avec l'entraînement des particules détachées, d'abord en petites nappes à l'intérieur de la parcelle, puis hors de la parcelle, mais avec des intensités très variables, selon :
 - La nature des sols ;
 - La pente ;
 - Les systèmes culturaux ;
 - L'intensité de la pluie ;
 - L'état d'humidité du sol au moment où il reçoit la pluie.

I.3. Effets néfastes de l'érosion

✓ *là où elle se produit* : Les répercussions de l'érosion des sols vont au-delà de la perte du sol de la couche arable. La levée des plantes, leur croissance et leur rendement sont directement affectés par la perte d'éléments nutritifs du sol et des engrais qui y sont appliqués. La semence et les plantes peuvent être dérangées ou totalement transportées hors du lieu où se produit l'érosion. La matière organique du sol, les résidus ainsi que le fumier épandu sont relativement légers et peuvent être facilement transportés à l'extérieur du champ, particulièrement à la fonte des neiges. Les pesticides peuvent aussi subir le même sort (**Zaibak, 2008**).

La qualité du sol, sa structure, sa stabilité et sa texture peuvent être affectées par l'érosion. Le morcellement des agrégats, le déplacement de particules fines, de couches entières de sol ou de matière organique peuvent détériorer la structure et même modifier la texture. Tout changement de texture peut à son tour affecter la capacité de rétention d'eau du sol le rendant alors plus susceptible aux conditions extrêmes telle que la sécheresse (**Zaibak, 2008**).

✓ ***hors du lieu où elle se produit*** : L'impact de l'érosion des sols sur les sites plus éloignés n'est pas toujours aussi apparent que celui sur le site même de l'érosion. Le sol érodé, déposé au bas des pentes, peut empêcher ou retarder l'émergence de la semence, enterrer les jeunes pousses et nécessiter un deuxième semis dans les endroits affectés. Les sédiments peuvent se déposer sur les propriétés en aval et occasionner des dommages aux routes.

Les sédiments qui atteignent les cours d'eau peuvent accélérer l'érosion des talus, ensabler les fossés de drainage et les cours d'eau, envaser les réservoirs, couvrir les zones de fraie et réduire la qualité de l'eau. Les pesticides et engrais fréquemment transportés avec les particules de sol peuvent contaminer ou polluer les sources d'eau et les sites récréatifs (Zaibak, 2008).

L'Algérie comme les autres pays de l'Afrique du Nord (Maghreb arabe) est parmi les régions les plus érodables dans le monde (Probest et Suchet, 1992), plusieurs travaux ont été consacrés à l'évaluation de la dégradation des terres dans cette région (Tableau I.1) (Hasbaia et al., 2012).

Pour l'Algérie, les premières mesures de l'érosion hydrique et du transport solide ont débuté en 1946 à la station hydrométrique de la Traille qui contrôle le haut bassin de l'oued Isser (Medinger, 1960; Demmak, 1982). Au fur et à mesure de l'installation d'autres stations, plusieurs études ont été menées pour la quantification et l'étude de l'érosion hydrique et le transport solide : (Medinger, 1960 ; Tixeront, 1960 ; Capolini, 1967 ; Capolini et al., 1969) (Tableau I.2).

Tableau I.1 : La dégradation spécifique du sol (Ass) dans le Maghreb (Hasbaia et al., 2012).

Source	A _{ss} t/km ² /an
Fourier (1960)	60 - 600
Strakhov (1967)	10 - 50
Heusch and Milliès-Lacroix (1971)	265 - 2569
Dedkov and Mozzherin (1984)	100 - 250
Walling (1984)	1000 - 5000
Walling and Webb (1987)	> 500
Snoussi (1988) (pour le Maroc seulement)	750
Probest and Suchet (1992)	504

Ces exemples montrent l'enjeu majeur de l'érosion hydrique non seulement pour l'Algérie, mais aussi pour les pays semi-arides. Au Maroc, près de 10% du volume des barrages est comblé par les sédiments. En Tunisie, la proportion est plus forte, soit 25% (Benblidia et al., 2001). La gravité de l'érosion hydrique réside à la fois dans les taux importants en plus de la variabilité spatio-temporelle du phénomène (Hasbaia et al., 2012).

Tableau I. 2 : Ordre de grandeur de l'érosion hydrique dans des bassins en Algérie (Hasbaia et al., 2012).

Sources	Bassin versant	Période	S (Km ²)	P (mm)	C (g/l)	Ass T/km ² /an
Terfous et al., (2001)	Oued Mouilah	1977 - 1993	2650	300,9	-	126,4
Megnounif et al., (2003)	La haute-Tafna	1988 - 1993	256	345 -527	0,4 -14,05	24 - 4288
Boudjadja et al., (2003)	Oued Allalah		295			2701
	Oued Damous		577			2879
	Oued Es Sebt		112			2950
	Oued Messelmoun		218			3029
	Oued Elhachem		217			2905
Achite et Meddi (2004)	Oued Haddad	1973 - 1995	470	200 -379	-	287
Ghenim et al., (2007)	Oued Sebdou	1985 - 1998	256	188 -597	1,24-21,1	107-5876
Achite et Ouillon (2007)	Oued Abd	1973 - 1995	2480	174 -303	-	136
Hasbaia et al., (2010)	Oued Soubella	1974 - 1989	183,5	288,5	0,1-182,3	126

I.4. Principaux agents de l'érosion hydrique

I.4.1. Intensité et agressivité des précipitations

La désagrégation de la structure et le détachement des particules sous l'impact des gouttes de pluie résultent du « travail » exercé par les gouttes à la surface du sol. Il est donc lié à l'énergie cinétique des gouttes E_c .

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

avec :

E_c : l'énergie cinétique (joules) ;

m : la masse de la goutte (kg) ;

V : la vitesse (m/s).

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

$$E_c = 11.9 + 8.73 \log I_p \quad (I.2)$$

avec :

E_c : l'énergie cinétique en $\text{j/m}^2/\text{mm}$;

I_p : intensité de pluie en mm/h .

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

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

$$D_p = a \cdot E_c^b \quad (I.3)$$

avec :

D_p : la masse détachée ;

E_c : l'énergie cinétique de la pluie (j/m^2) ;

Les coefficients a et b dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol.

Ces processus de désagrégation de la surface du sol et d'érosion par rejaillissement conduisent à la fermeture des pores à la surface du sol et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance (**Cerdan, 2001**).

Jusqu'à ce stade, on ne peut parler de transport proprement dit. Il faut que le ruissellement démarre pour qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage (**Bouanani, 2004**).

I.4.2. Ruissellement

Le ruissellement apparaît dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Il est nettement plus élevé sur sol nu que sous cultures. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. Par contre, les ruissellements et les pertes en terre les plus élevées ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles et des orages et de printemps (**Chibbani et al., 1999**).

Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, 1998) sur sol sec même si les pluies sont intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (**Chibbani et al., 1999**).

Ces seuils de hauteur dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après saturation du sol) et surtout de l'état de surface du sol (plus le sol est dégradé plus le ruissellement est rapide) (**Bouanani, 2004**).

Selon (**Laouina et al., 1993**), les pluies continues mais de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les épisodes de fortes intensités entraînent un ruissellement plus important. Mais ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles.

D'une manière générale, il est admis que la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. En 1965, Meyer a proposé la relation suivante pour évaluer cette vitesse (**Meyer, 1965**) :

$$V_R = (I^{0.33} \cdot Q_R^{0.33}) / n^{0.66} \quad (I.4)$$

avec :

V_R : Vitesse de ruissellement ;

I : Pente de terrain ;

Q_R : Débit de ruissellement ;

n : Rugosité du sol.

Les facteurs qui régissent le ruissellement sont principalement :

a) Infiltration

Selon **Cerdan (2001)** tous les sols sont plus au moins perméables. Le coefficient de perméable qui représente la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la porosité du sol.

Pour un sol homogène initialement non saturé, la surface du sol présente une certaine infiltrabilité définie comme le flux maximum qu'elle peut absorber lorsqu'elle est maintenue en contact avec l'eau et la pression atmosphérique. Au cours du temps cette baisse par l'action de la compaction des sols, que se soit sous l'action des agents climatiques ou par l'action de l'homme, conduit à une réduction de la porosité et donc de la conductivité hydraulique. La diminution de la capacité d'infiltration constitue ainsi un facteur défavorable générateur de ruissellement et de transport de sédiments. En revanche, cette même diminution de l'infiltrabilité joue un rôle positif contre l'érosion puisqu'elle renforce la résistance au cisaillement des sols. L'équation de Coulomb donnant la charge de rupture (τ) montre le rôle des deux paramètres essentiels :

$$\tau = c + \sigma \tan \phi \quad (I.5)$$

avec :

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

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

b) Détention superficielle et rugosité du sol

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

c) Pente et longueur de pente

L'influence de la pente est complexe. Le plus souvent, l'érosion augmente avec la pente. Il se développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (**Roose, 1999**). Quant à la longueur des pentes, il semble que son influence sur la naissance de rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal.

d) Couvert végétal

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

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

I.4.3. Etat hydrique initial

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

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

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

La formation des croûtes ou organisation pelliculaire de surface, entraîne une réduction de l'infiltrabilité, accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

I.5. Formes de manifestation de l'érosion hydrique

I.5.1. Erosion en nappe

Elle se produit lorsque l'écoulement et l'érosion se font sur toute la surface du sol, ce qui provoque une usure homogène non perceptible dans la majorité des cas.

Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste. En Algérie, les chercheurs de l'INRF et de l'OROSTOM ont évalué les pertes en terres par ce type d'érosion de 0,10 à 20 t/ha/an (**Chibbani et al., 1999**).

Ce type d'érosion entraîne des conséquences morphologiques et pédologiques fâcheuses suite à un décapage de l'horizon superficiel diminuant insidieusement sa réserve en éléments fertilisants et un entraînement préférentiel des particules les plus fines, de la matière organique et du carbonate de calcium.

I.5.2. Erosion linéaire

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

a. Erosion en griffes et rigoles

Elle se produit lorsque l'écoulement d'eau se concentre et choisit son passage. Dès qu'une griffe s'établit, l'eau de ruissellement tend à se réunir, et plus elle se creuse plus il y a appel d'eau dans la rigole (**Figure I.1**). Ainsi le phénomène de creusement s'accélère de lui-même.

De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.



Figure I.1 : Erosion en griffes et rigoles.

b. Erosion par ravinement

Les ravins suivent la ligne de plus grande pente des versants (**Figure I.2**). Puisque le ruissellement provenant des versants peut atteindre 50 à 80% durant les averses exceptionnelles tombant sur les terres battus ou compactées, l'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds (**Heush, 1970**).

Lorsque le sol est peu perméable, saturé et peu couvert, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmente les pointes de crue des oueds, ce qui favorise le sapement des berges et les glissements de terrain, et par conséquent l'envasement des barrages, la destruction des infrastructures et la dégradation des terres. En Algérie, l'érosion ravinant a déplacé 90 à 300 t/ha/an ce qui correspond à une vitesse d'altération des versants de 8 à 17 mm/an (**Chibbani et al., 1999**).



Figure I.2 : Erosion par ravinement.

II. TRANSPORT SOLIDE

II.1. Généralités

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

Le transport solide dans les cours d'eau constitue la seconde phase de l'érosion. Il relève essentiellement du ruissellement et met en jeu diverses formes d'écoulement de l'eau dans la nature (**Hug, 1975**).

Les matériaux alluvionnaires constituant le lit des cours d'eau proviennent de:

- L'élaboration des éléments de surface, en général des matériaux meubles du bassin versant. Si l'on ne tient compte que de l'érosion en nappe évaluée au maximum à 20t/ha/an, cette ablation est de l'ordre de 1.3 mm/an (**Chebbani et al., 1999**).
- L'érosion des berges du lit des cours d'eau et de leurs affluents. D'après les travaux effectués sur le fleuve du Sénégal, la Garonne et sur des rivières des Etats Unis, ce type d'érosion produit 20 à 30% du tonnage total des sédiments exportés (**Propst et al., 1989**). Il est évalué à 32 % de la charge total pour la Haute Tafna en Algérie (**Megnounif et al., 2003**).

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

Généralement deux modes de transport solide sont considérées : le transport solide par charriage et le transport solide en suspension. Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels : dans le premier cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond et leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Dans le deuxième cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Il n'existe pas de délimitation nette entre ces deux modes de transport. Il y a même des auteurs qui considèrent un troisième mode caractéristique intermédiaire, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds, en alternant le charriage et la suspension (**Probst et al., 1989; Cardoso, 1994**). Le mode de transport dépend essentiellement d'un paramètre fondamental : la taille du sédiment transporté.

II.2. Transport solide par charriage

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, gravier, galets et blocs), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace (**Figure I.3**).

Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport sont difficiles à mener en l'absence de bases de données. On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total (**Couvert et al., 1994; Duvoisin, 1989**). Pour quelques bassins versants le taux de charriage a été estimé à 12.5 % de la suspension (**Bouanani, 2004**).

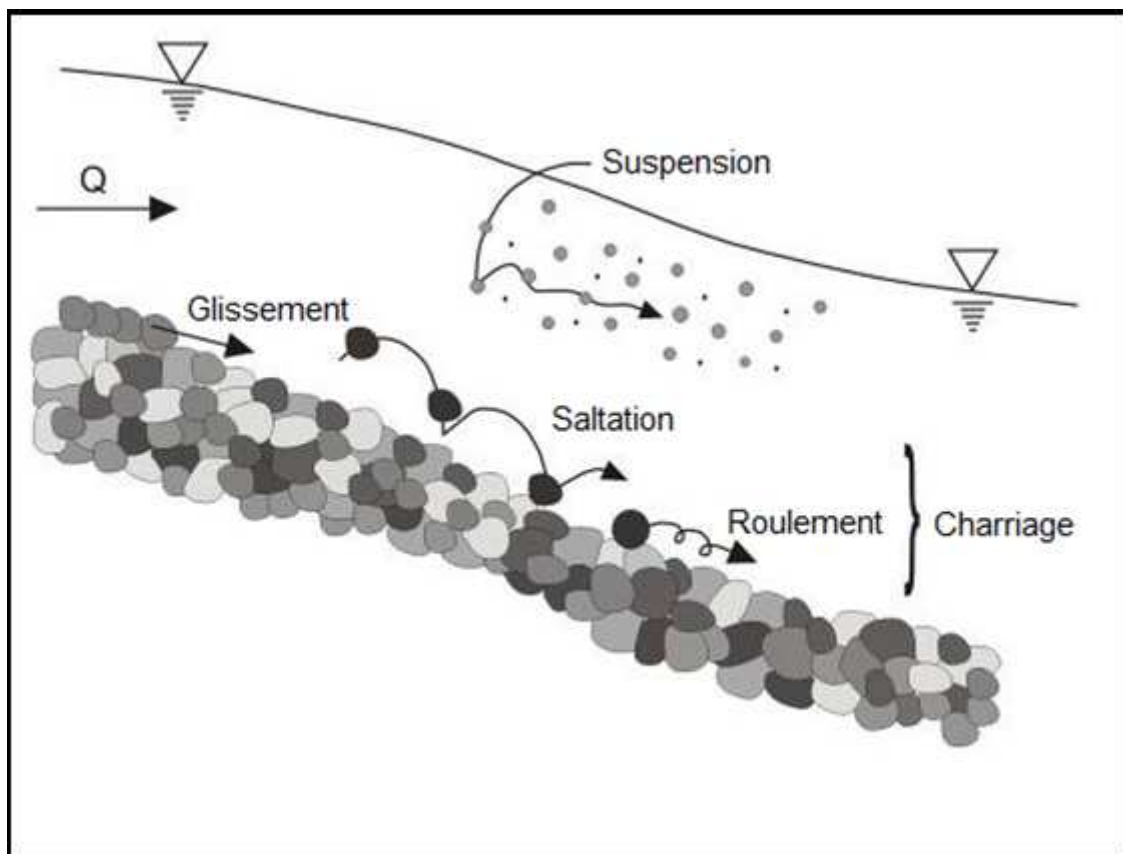


Figure I.3 : les modes de transport solide en rivière.

II.3. Transport solide en suspension

Le transport solide en suspension représente le transport de sédiments fins (argiles, limons, sable fins), de taille micronique, maintenues en suspension sur toute la hauteur de la masse liquide du cours d'eau, sous l'action des fluctuations turbulentes de l'écoulement. Les sédiments se déplacent sur des grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval.

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

$V/W > 0.10$ début de transport par charriage ;

$V/W > 0.40$ début de transport en suspension.

Les critères de suspension, donnés par Bagnold, Van Rijn, Eugelund et Shields sont représentés dans la figure I.4.

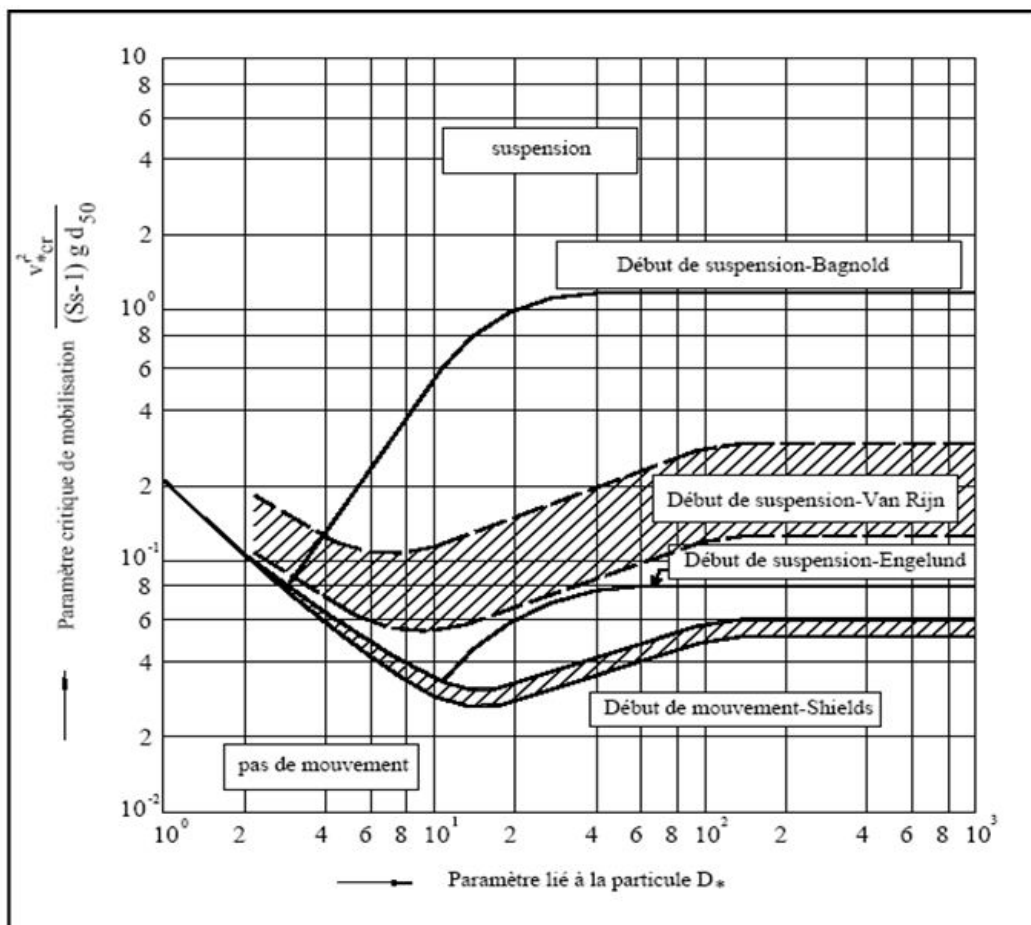


Figure I.4: Critères de suspension (Van Rijn, 1984).

III. PROCÉDES DE MESURES DE L'ÉROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE

III.1. Procédés de mesures de l'érosion

L'érosion du sol par l'eau engendre la destruction des terres lorsqu'elle prend une forme accélérée. Elle engendre également l'envasement d'ouvrages construits par l'Homme sur le chemin de l'eau. Aussi conçoit-on aisément toute l'importance que revêt l'étude de ce phénomène.

Celui-ci débute par une phase de production d'éléments entraînaibles dans laquelle les précipitations atmosphériques jouent un rôle particulièrement important. Le sol se présente en effet sous une forme plus ou moins agrégée et c'est en grande partie sous l'effet du « splash » que les agrégats et les mottes se désagrègent et libèrent des éléments fins.

L'eau entraîne ensuite en suspension, en saltation et par traction, les matériaux détachés du sol. Elle ruisselle avec sa charge solide vers le bas des pentes où elle se concentre. Puis elle s'écoule des dépressions où elle s'est concentrée pour s'intégrer à un réseau hydrographique. Pendant tout son parcours, elle est également un agent érosif. L'érosion du sol doit comporter les mesures suivantes:

- La mesure du détachement d'éléments entraînaibles;
- la mesure directe sur le terrain de l'ablation subie par les sols (**Fournier, 1967**).

III.1.1. Mesure du détachement d'éléments entraînaibles

Sur le terrain lui-même, cette mesure est peu pratiquée, les chercheurs généralement orientés vers la mesure au laboratoire de la susceptibilité des sols à l'effet splash.

Sur le terrain, Les mesures pratiquées ont été effectuées à l'aide d'un appareillage simple selon le principe suivant : une très petite surface est délimitée et on essaye de recueillir des gouttes d'eau qui rebondissent de cette surface sur la surface d'un appareil de capture. Par exemple une bouteille surmontée d'un entonnoir peut être enfoncée dans le sol de manière à ce que l'entonnoir surmonté de très peu le niveau du sol. Une aire d'où proviennent des gouttes d'eau rebondissant est délimitée autour de cet appareil. Il est essayé d'évaluer le poids des particules terreuses entraînées au cours du splash et retombant sur la surface de l'entonnoir.

III.1.2. Mesure directe sur le terrain de l'ablation subie par les sols

Ils existent deux méthodes pour mesurer directement l'ablation subie par les sols:

- ✓ la méthode des parcelles expérimentales;
- ✓ la méthode des repères.

a. Méthode des parcelles expérimentales

La méthode des parcelles expérimentales consiste à délimiter un champ expérimental. Ce champ représente un milieu bien défini par sa pente, son sol, sa végétation, son état.

Le champ expérimental est limité à sa base par un système conçu pour recevoir l'eau et la terre qui en proviennent lors de chaque précipitation suivie d'un ruissellement. Les parties constitutives du système récepteur sont:

- ★ une gouttière collectrice, située à l'aval du champ et formant la limite inférieure de celui-ci. Son rôle est de collecter l'eau et la terre issues du champ;
- ★ un canal d'adduction conduisant l'eau et la terre de la gouttière vers une première cuve réceptrice;
- ★ plusieurs cuves successives communiquant par des partiteurs.

Le volume d'eau ruisselé après chaque pluie est facile à évaluer. La mesure de la terre entraînée se réalise par prélèvement d'échantillons d'eau pour les éléments qui se trouvent en suspension. Les éléments plus gros se déposent au fond de la première cuve grâce à des tamis qui provoquent leur sédimentation. La vidange de la première cuve se fait de haut en bas grâce à un système adapté et l'arrêt de la vidange au-dessus des dépôts de fond permet l'estimation de ceux-ci par prélèvement total et pesée. Les données chiffrées résultant de l'étude de champs expérimentaux ne peuvent donc fournir, lorsqu'on les considère individuellement, qu'une indication approchée de l'ampleur que peut présenter un phénomène dans une région et dans des conditions données. Elles prennent un intérêt primordial, et c'est là leur plein emploi, lorsqu'une série de champs expérimentaux fait varier un facteur de l'érosion du sol et du ruissellement, tous les autres restant identiques à eux-mêmes. Les comparaisons qui résultent de cette expérimentation permettent de déterminer les valeurs critiques de ce facteur (**Fournier, 1967**).

b. Méthode des repères

Le phénomène d'érosion tel qu'il se déroule réellement dans le milieu naturel a conduit à placer sur le terrain des repères stables qui permettent d'évaluer les variations du niveau du sol. Ces repères consistent soit en un simple piquet, mince et, bien stabilisé, soit en un fil tendu ou une règle placée horizontalement, selon la direction des isohypses, entre deux points d'appui fixes et stables, distants d'un à deux mètres. Ils peuvent être répétés tout le long d'un versant (**Fournier, 1967**).

III.2. Procédé de mesure du Transport solide

Le transport solide représente l'entraînement de granulats sous l'action d'un écoulement fluide. Il existe dans différents phénomènes physiques, naturels ou industriels, et constitue un écoulement à surface libre ou en charge (**Bouanani, 2004**).

III.2.1. Mesure du transport solide par charriage

L'étude du charriage nécessite la connaissance du débit à partir duquel commence la mise en mouvement des matériaux du fond. La mesure du débit peut être réalisée par diverses méthodes :

a. Traceurs radioactifs

La mise en évidence des mouvements sédimentaires et leur mesure sont facilités par l'introduction dans le milieu de matériaux étrangers : les traceurs.

Ce traceur sédimentaire doit avoir le même comportement hydrodynamique que le sédiment naturel, c'est-à-dire avoir les mêmes caractéristiques (formes, taille des grains, densité) et être facilement détectable in situ.

L'emploi d'un traceur radioactif émetteur γ permet de suivre le trajet, la dispersion et la vitesse des particules individualisées parmi une population générale. C'est une méthode qui, pour des concentrations suffisantes en traceur permet des mesures in situ (**Hoslin, 1987**).

b. Nasses de prise en rivière

Une première méthode consiste à prélever les matériaux charriés dans un appareil disposé sur le fond du lit pendant une durée déterminée. L'appareil de prélèvement est une nasse dont le fond est constitué par un grillage qui ne laisse passer que les matériaux très fins (**Figure I.5**).



Figure I.5 : Nasses de prise en rivière.

c. Fosses à sédiments

C'est un réservoir en béton construit dans le lit même de la rivière auquel succède un déversoir pour la mesure des débits. Le but de la fosse est de réduire suffisamment les vitesses pour que la charge du lit s'y dépose, la charge de ruissellement étant mesurée par des prélèvements à la sortie du déversoir qui est lui-même étalonné et sert à la mesure des débits liquides; un limnigraphe installé dans un puits en communication avec la fosse permet de suivre la variation de ces débits. Le volume des matériaux de charriage est mesuré soit dans la fosse elle-même par cubage topographique suivant un système de coordonnées préétabli, soit directement au moyen de récipients jaugés, en vidant la fosse (**Figure I.6**).



Figure I.6 : fosse à sédiment.

d. Détecteurs hydrophoniques

Les détecteurs hydrophoniques déterminent l'entraînement des particules de sable grossier et gravier grâce aux chocs enregistrés suite au contact des particules mises au mouvement avec un peigne enfoncé dans les matériaux du fond sableux attachée à une tige reliée à un lecteur phonographique (**Figure I.7 et Figure I.8**).

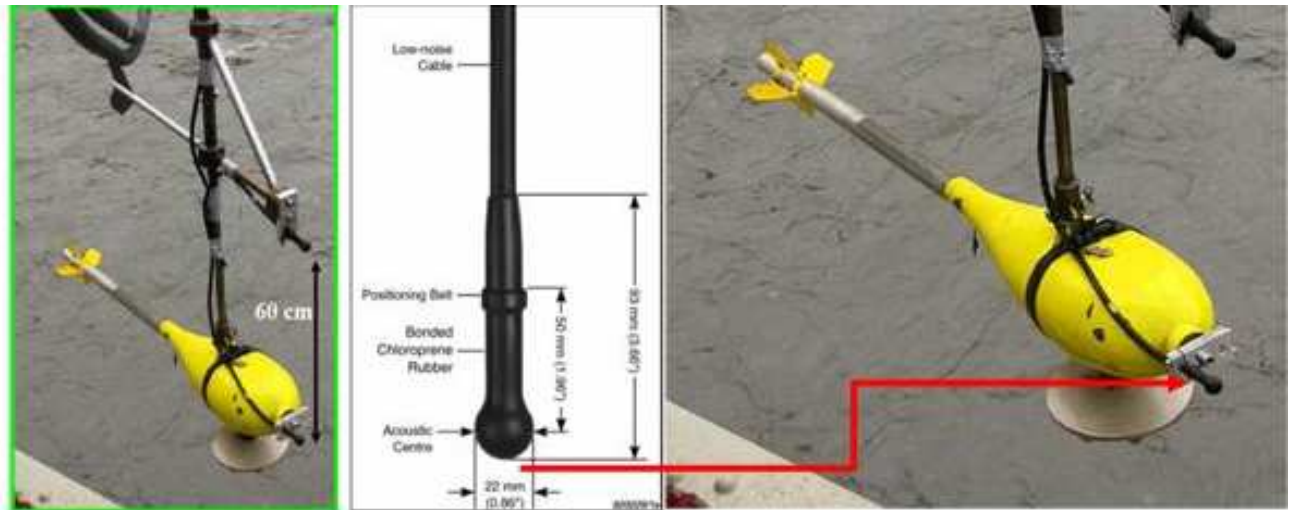


Figure I.7 : Détecteur hydrophonique (Thomas, 2010).

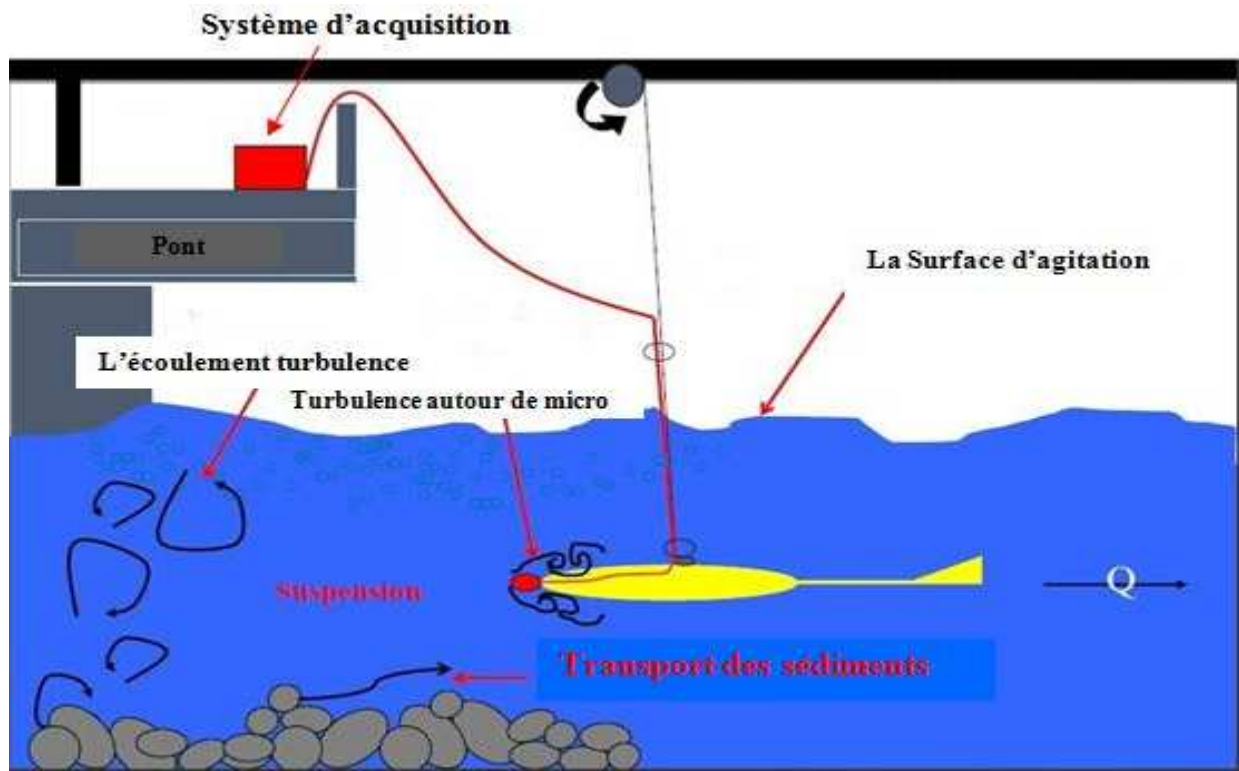


Figure I.8 : Mesure de transport solide par détecteur hydrophonique (Thomas, 2010).

III.2.2. Mesure du transport solide en suspension

A la différence du charriage, la mesure du transport solide se fait sur toute la largeur de la section de mesure. La méthode utilisée, consiste à explorer le champ des vitesses et des concentrations sur une section donnée du cours d'eau.

Des prélèvements d'échantillons par des équipements spécifiques, au droit de la section de mesure, se font parallèlement au jaugeage de débit au moulinet pour différentes largeurs et différentes profondeurs de la section de mesure.

Le prélèvement d'échantillons doit se faire avec des appareils à section très rapide. Il existe plusieurs appareils de prélèvements d'échantillons actuellement utilisés, à savoir :

- Turbidisonde NEYRPIC ;
- Turbidisonde DELFT ;
- Prélèvement au moyen d'une pompe ;
- Les jauges nucléaires;
- Les préleveurs par intégration.

Pour les faibles courants d'eau, les prélèvements peuvent être faits à l'aide de bouteilles que l'on envoie à la profondeur voulue grâce à un câble.

a. Turbidisonde NEYRPIC

Dans la turbidisonde Neyrpic (**Figure I.9**), l'admission de l'eau de rivière est commandée par la coupure d'une arrivée d'air comprimé qui, en dehors des instants où doit s'effectuer la mesure, maintient dans le corps de l'appareil une pression suffisante pour interdire l'entrée de l'eau. L'échantillon prélevé est recueilli dans une bouteille en verre de 800 cm³. L'appareil est suspendu par une articulation à un câble spécial, dit pneumo-porteur, auquel est incorporée la canalisation d'air comprimé. Il est prolongé par une queue pourvue d'un empennage stabilisateur. Son poids, 90 kg, permet de l'employer dans des courants assez rapides sans dérive excessive. La turbidisonde peut être utilisée jusqu'à 12 cm du fond environ (**Roche, 1963**).

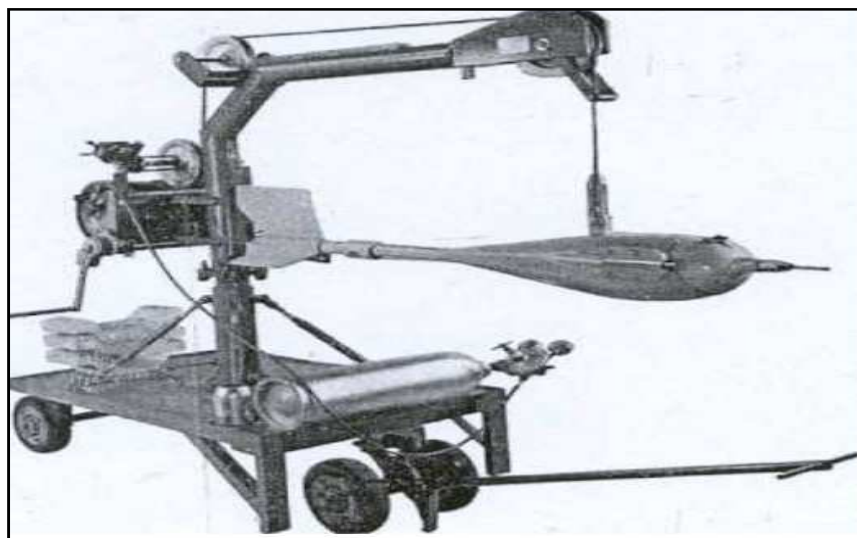


Figure I.9 : Turbidisonde Neyrpic montée sur potence (Roche, 1963).

b. Turbidisonde DELFT

Le laboratoire d'hydraulique de Delft (Hollande) a mis au point un échantillonneur à décantation appelé bouteille de Delft. L'eau, admise par un ajutage calibré circule dans l'appareil en décrivant un circuit compliqué au cours duquel sa vitesse ralentit, laissant décanter les éléments les plus grossiers. L'appareil reste en place 10 à 20 minutes au cours desquelles une quantité appréciable de sable peut être recueillie (**Figure I.10**). On mesure dans une éprouvette graduée le volume de matériaux recueillis (**Roche, 1963**).

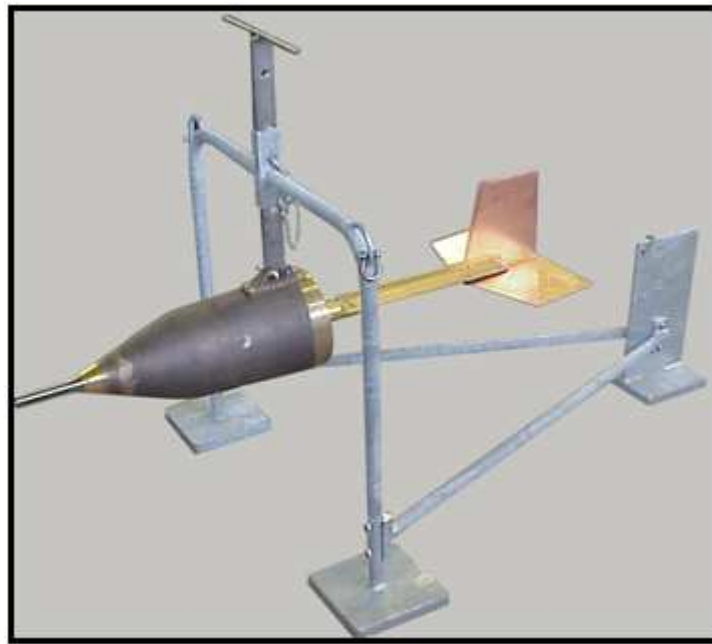


Figure I.10 : Bouteille de Delft.

c. Prélèvement au moyen d'une pompe

On peut utiliser soit une pompe alternative du type Japy, ou une pompe péristaltique ou tout autre pompe pourvu qu'elle soit d'un emploi aisé sur le terrain. Bien entendu le pompage introduit une forte perturbation hydraulique dans la zone de prélèvement mais cela reste sans grande conséquence dans le cas de sédiments assez fins. c'est à dire pour des diamètres inférieurs à 0,06 mm environ. Un procédé très efficace consiste à faire le vide dans un récipient à l'aide d'une pompe puis, au moment voulu, l'ouverture d'une vanne mettant le récipient en communication avec l'eau où doit être fait le prélèvement déclenche l'aspiration d'un échantillon. A l'aide d'un dispositif automatique prévu à cet effet un volume déterminé d'eau est retenu puis transféré dans un récipient individuel ou en mélange. Le fonctionnement de cet appareil peut être asservi à un limnigraphe selon un programme pré-établi (**Figure I.11**) (**Colombani, 1985**).

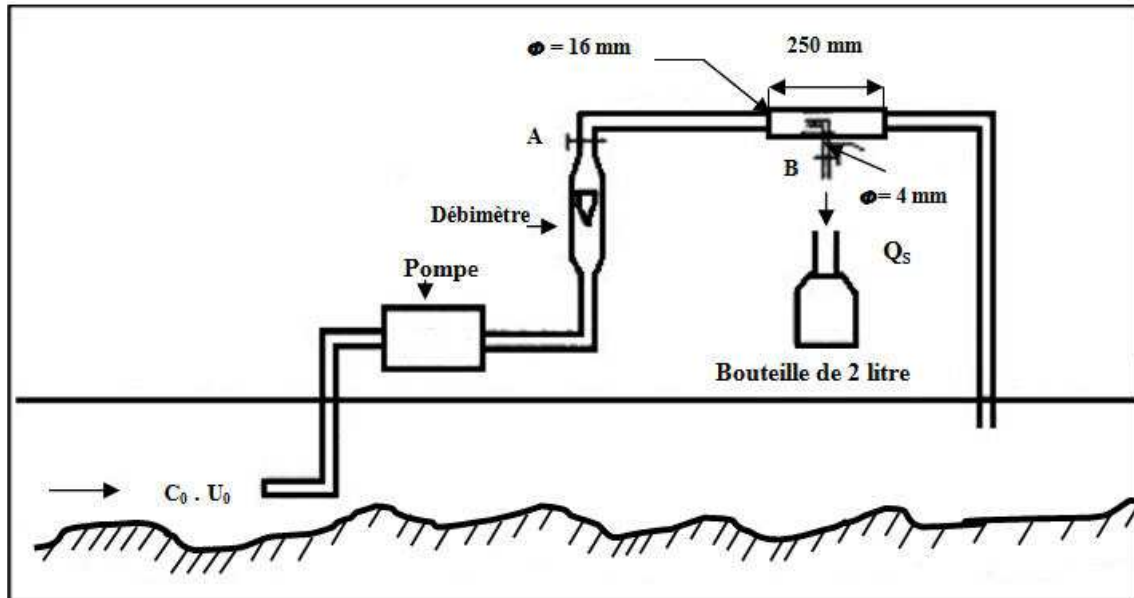


Figure I.11: Pompe à bouteille (Van Rijn, 1993).

d. Jauges nucléaires

Les spécialistes distinguent deux types de dispositifs :

- ★ Les jauges à diffusion de photons gamma pour mesure de turbidité (JTD3)
- ★ Les jauges de turbidité à transmission (JTT4) (Hocini, 2011).

1. Jauge JTD3

Le principe de mesure de la JTD3 (Figure I.12) repose sur la diffusion de photons émis par une source radioactive scellée, dans le milieu entourant l'ensemble source-détecteur. La source utilisée est le césium-137 de faible activité de 500 μCi (soit 18.5 MBq) d'énergie de 662 Kev et de période de 30,18 ans (Brisset, 2009).

L'intérêt des mesures pour l'étude de l'envasement est de déterminer les profils de concentration des sédiments fins déposés dans les ouvrages portuaires et les chenaux de navigation. Cet appareil a pour objectif de fournir des informations permettant d'améliorer la navigation et la gestion des chantiers de dragage. On peut suivre les apports turbides à l'aide des jauges JTD3 qui permettent de déterminer les profils de concentration des sédiments fins en suspension par diffusion des photons émis (Hocini, 2011).



Figure I.12: Jauge à diffusion JTD3 (Hocini, 2011).

2. Jauge JTT4

Le principe de mesure de la JTT4 (Figure I.13) repose sur l'atténuation par les sédiments du rayonnement émis en direction d'un détecteur par une source radioactive scellée. La source utilisée est le césium-137 de faible activité de 6 mCi (soit 222 MBq) d'énergie de 662 Kev et de période de 30,18 ans (Brisset, 2009).

L'intérêt des mesures est de fournir en continu les paramètres de densité et la profondeur des couches de vase dans les chenaux de navigation portuaires. Associée aux méthodes conventionnelles, la jauge JTT4 permet une optimisation des programmes de dragage, entraînant une diminution des coûts d'exploitation. Ces informations sont traitées en temps réel et deviennent une aide à la décision et à la gestion d'un ouvrage ou d'une installation (Hocini, 2011).



Figure I.13: Jauge à transmission JTT4 (Hocini, 2011).

e. Préleveurs par intégration

Les préleveurs par intégration font leur prélèvement pendant un espace de temps non négligeable ce qui permet de lisser les fluctuations de concentration de courte période. Selon les modèles ils peuvent fonctionner soit point par point soit par intégration sur une verticale. Le plus simple de ces appareils est une bouteille à large col, du genre bouteille de lait, munie d'un bouchon à travers lequel passe un ajutage d'entrée dirigé face au courant par lequel l'eau pénètre dans la bouteille tandis que l'air s'en échappe par un deuxième tuyau dirigé vers l'aval. Lorsque cette bouteille, fixée à une perche, est descendue dans l'eau son remplissage se traduit par l'apparition de bulles en surface. Selon le diamètre des ajutages, la profondeur et la vitesse du courant le remplissage se fait plus ou moins vite (Colombani, 1985).

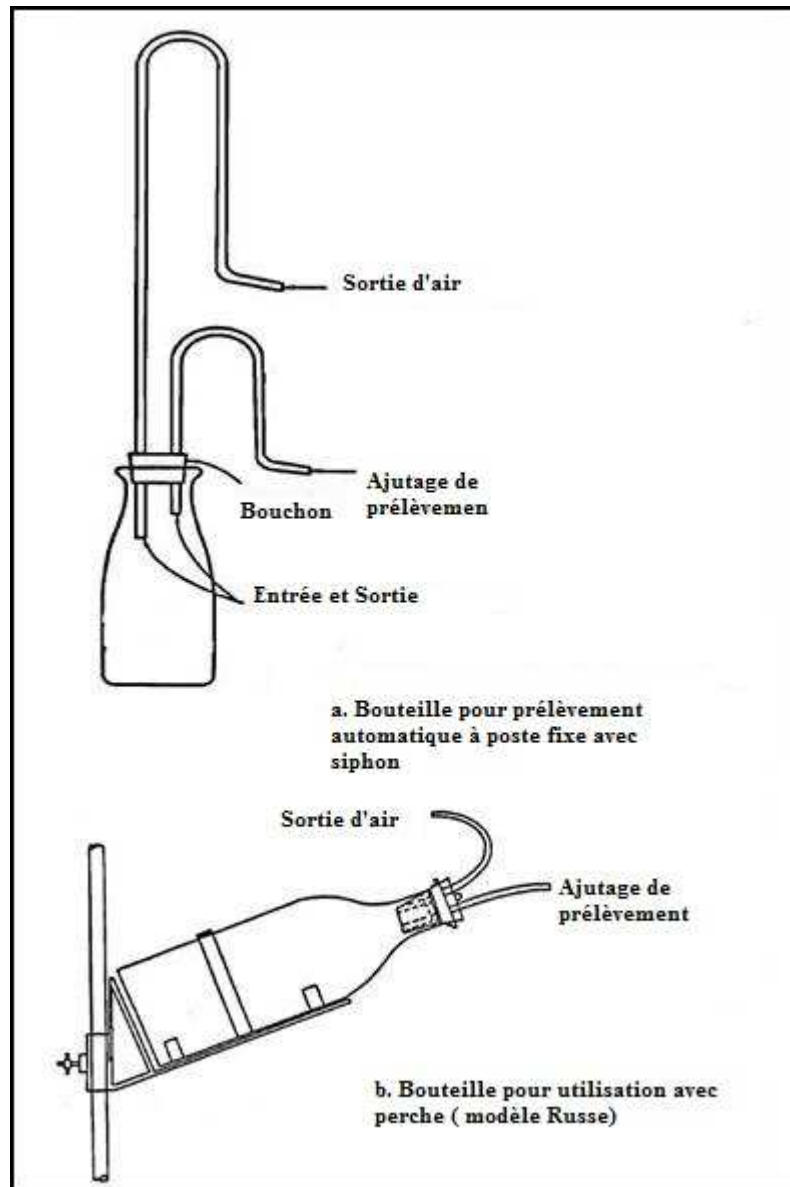


Figure I.14 : Bouteilles de prélèvement par intégration (modèles simples) (Colombani, 1985).

III.2.3. Procédé de mesure des matériaux en suspension

Les échantillons prélevés sont pris au laboratoire. Les eaux sont filtrées. Les matériaux en suspension sont récupérés sur des filtres en papier ou des membranes celluloses préalablement pesées. Papier ou membranes chargées sont séchées à l'étuve à environ 100°C. Le filtre séché est pesé avec une balance de précision et le poids de la charge solide est ramené à l'unité de volume. La turbidité ou la concentration en éléments en suspension s'exprime en mg/l ou en g/m³.

Si l'échantillonnage a eu lieu sur une eau relativement calme et peu chargée, il convient de calciner l'ensemble papier et charge au four à moufle (500°C) afin d'éliminer les matières organiques incluses dans la charge filtrée.

III.2.4. Procédé de quantification du débit solide

Le procédé est similaire à celui de la mesure du débit liquide au moulinet. Sur un certain nombre de points répartis sur plusieurs verticales A, B, C, D,... d'une section, nous avons fait des prélèvements et déterminés aussi bien le débit liquide spécifique instantané que la concentration C en g/m^3 de matériaux en suspension.

En reportant cette section, sur un système d'axe XoY , avec en abscisse la largeur de la rivière (rive gauche à rive droite) et en ordonnée les profondeurs à partir de la surface de l'eau, n'importe quel point de mesure sera identifié comme le montre **la figure I.15**.

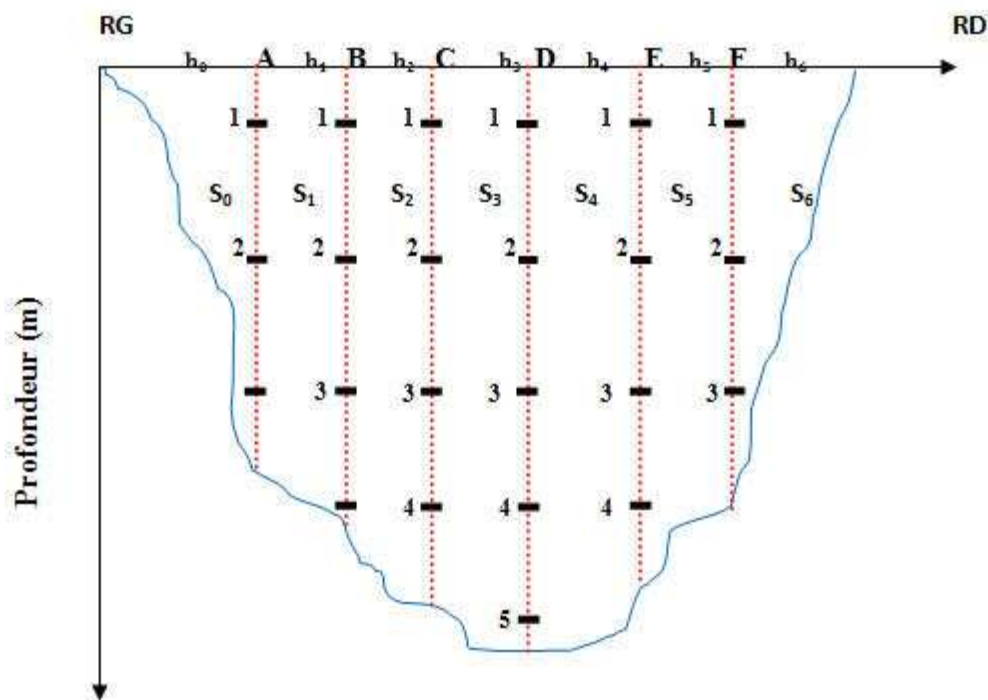


Figure I.15: Section de mesure.

L'épure des débits solide élémentaire est tracée pour chacune des verticales comme la montre la **figure. I.16** pour la verticale A prise comme exemple.

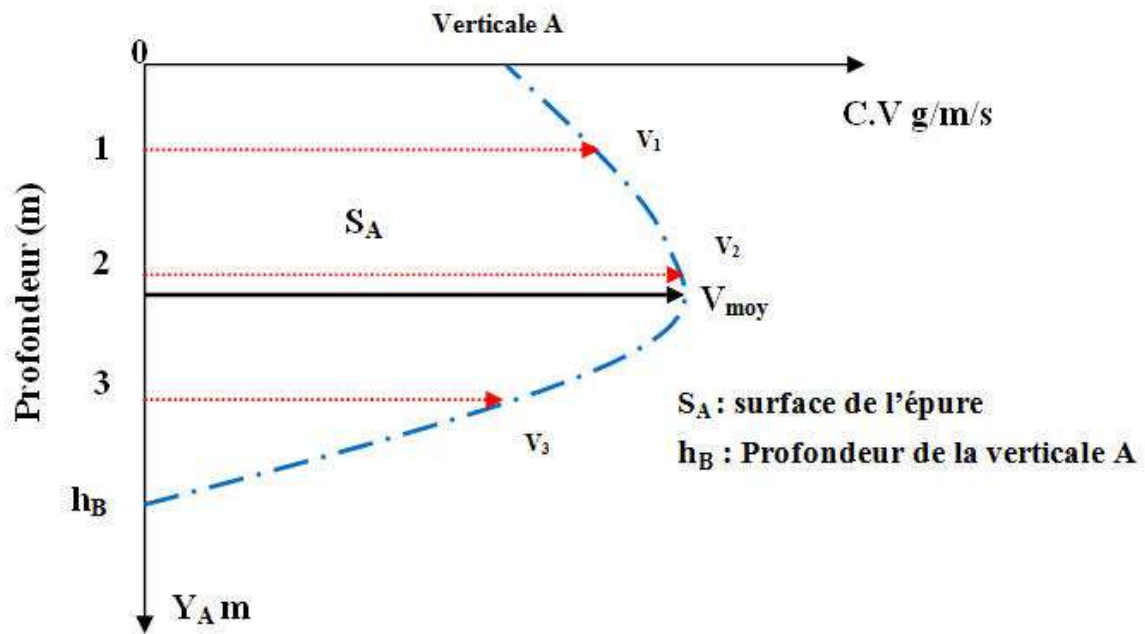


Figure I.16: Epure des débits solides élémentaires (Verticale A).

Le débit solide élémentaire est donné par la formule suivante :

$$q_s = \int_0^{Y_A} C.V. dy \quad \text{en g/m.s} \quad (I.6)$$

Le débit solide en suspension par unité de largeur de la rivière est déterminé pour chacune des verticales. Le débit solide total Q_s exprimé en g/s n'est que l'intégration des différents débits solides élémentaires des différentes verticales (**Figure. I.17**).

L'épure du débit solide élémentaire donne après planimétrie, le débit solide total passant à travers la section de mesure.

Le débit solide donné à travers la section de mesure est donné par la formule :

$$Q_s = \int_0^X q_s (X) dx \quad \text{en g/s} \quad (I.7)$$

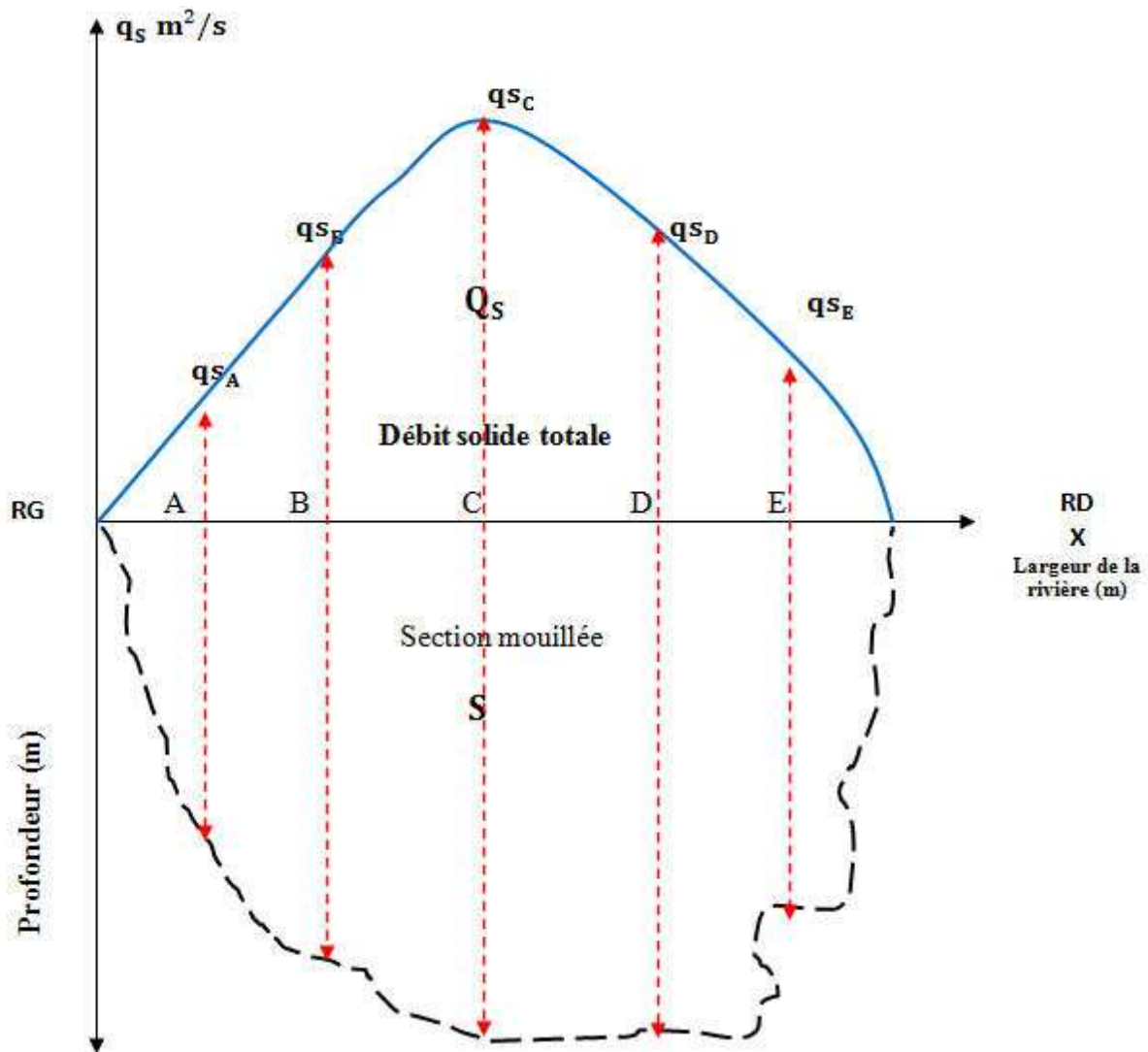


Figure I.17 : Epure du débit solide.

IV. QUANTIFICATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE

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

IV.1. Formule de Henin 1950

Cette formule symbolise la relation existante entre l'érosion pluviale et les facteurs susceptibles de la favoriser ou de la limiter. La quantification de l'érosion spécifique "Es" est donnée par la formule I.8.

$$E_s = \frac{I_p \cdot I \cdot S}{K \cdot V_e} \quad (I.8)$$

avec :

I_p : Intensité des précipitations;

I : Pente du bassin versant; Les facteurs " I_p " et " I " favorisent l'érosion ;

S : Susceptibilité des sols;

K : Perméabilité;

V_e : Végétation.

Les facteurs S , K et V_e limitent l'érosion et en plus, les facteurs S et V_e semblent les plus difficiles à quantifier.

IV.2. Equation universelle de perte des sols

Les U.S.A (service Américain de conservation des sols) ont exploité plusieurs milliers de mesures sur des parcelles pour établir une équation dite de Wischmeier qui consiste à quantifier seulement l'érosion en nappe. L'équation fait intégrer l'ensemble des facteurs qui déterminent le phénomène d'érosion ; tel que : le facteur d'érosivité de la pluie (R), le facteur d'érodibilité du sol (K), le facteur topographique (LS), le paramètre du couvert végétal (C) et le facteur des pratiques anti – érosives (P). Cette équation est de la forme suivant (**Leviandier, 1989**) :

$$Y = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (I.9)$$

avec :

Y : pertes en sols (T/Ha.an) ;

R : Index d'érosion, en m.T.m / Ha.h dans le système métrique ;

K : érodibilité des sols ;

LS : facteur de longueur et de pente ;

C : facteur de végétation, fonction des travaux agricoles des résidus des cultures ;

P : facteur de pratique de protection, fonction des rotations de cultures et des pentes.

IV.3. Formule de Fournier (1960)

Fournier a développer un modèle pour la quantification des apports solides à l'exutoire d'un cours d'eau en utilisant les données de 104 bassins versants provenant de différentes régions du globe. Le modèle est donné par la formule suivante :

$$Q_s = \frac{1}{36} \left(\frac{P^2}{P_a} \right)^{2.65} \left(\frac{H_{moy}^2}{S} \right)^{0.46} \quad (I.10)$$

avec :

Q_s : l'apport solide moyen interannuel (en T/km².an) ;

P : la pluviométrie moyenne du mois le plus arrosé (en mm) ;

P_a : la pluviométrie moyenne interannuelle (en mm) ;

H_{moy} : l'altitude moyenne (en m) ;

S : la superficie du bassin versant (en km²).

IV.4. 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.

$$E_s = [S_1 \cdot T_{a1} + S_2 \cdot T_{a2} + \dots + S_n \cdot T_{an}] \quad (I.11)$$

avec :

E_s : Erosion spécifique (T/km².an) ;

T_{a1}, T_{a2}, T_{an} : Taux d'abrasion fonction de la perméabilité du sol dans les sous bassins (T/km²) ;

S : la superficie totale du bassin versant (km²) ;

S_1, S_2, \dots, S_n : surfaces des sous bassins versants (km²).

Si nous considérons que la totalité des sous bassins versants ont une même perméabilité la formule de Tixeront prend la forme :

$$E_s = K \cdot L_e^{0.15} \quad (I.12)$$

avec :

L_e : lame d'eau ruisselée moyenne interannuelles en mm ;

K : constantes.

K c'est un coefficient qu'est déterminé en fonction de la perméabilité des terrains donnée dans le tableau suivant :

Tableau I.3 : La perméabilité des différents types de terrains.

Les terrains	K
les terrains d'une perméabilité élevée	8,5
pour les terrains d'une perméabilité moyenne à élevée	75
les terrains d'une perméabilité faible à moyenne	350
les terrains d'une perméabilité faible	1400
les terrains imperméables	3200

IV.5. Formule de Graviovic (1960)

Il a défini l'érosion spécifique, comme étant proportionnel à la température, à la pluie et à un coefficient d'érosion, l'équation est donnée par l'expression I.11 :

$$E_s = 3,14 . T . P_0 \sqrt{Z^3} \quad (I.13)$$

avec :

E_s : érosion spécifique dans le bassin versant ($T/km^2 . an$).

$$T : \text{coefficient de température} : T = \sqrt{\frac{t_0}{10}} + 0.1 \quad (I.14)$$

avec :

t_0 : température moyenne annuelle en $^{\circ}C$.

P_0 : pluie annuelle en (mm).

$$Z : \text{coefficient d'érosion} : Z = y.[x.a] \left(\delta + \sqrt{I_{moy}} \right) \quad (I.15)$$

avec :

y : Valeur du coefficient de la résistance du sol dû à l'érosion. Il dépend de la roche mère, le type du sol et du climat. Il est tabulé.

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

δ : équivalent numérique des processus visibles et nettement prononcés dans le bassin versant. Il est tabulé.

I_{moy} : Indice de pente moyenne du bassin versant.

IV.6. Formule de L'A.N.R.H (1970)

L'agence nationale des ressources hydrauliques en 1970 à développer un modèle pour la quantification d'érosion. Le modèle s'écrit comme suit :

$$T_{SS} = 26.62I_e + 5.07I_p + 9.77C_t - 593.59 \quad (I.16)$$

avec :

T_{SS} : transport solide spécifique moyen annuel ($T/Km^2 . an$)

I_e : indice lithologique (%).

I_p : indice des précipitations (%).

$C_t = D_d \cdot F_1$ coefficient de torrentialité.

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} : \text{Densité de drainage}$$

L_i : longueur de tous les cours d'eau d'ordre « 1 » (Km).

F_1 = nombre de talwegs / surface : fréquence des talwegs élémentaires.

Cette formule est applicable dans les conditions suivantes : $I_e > 10\%$ et $I_p > 300$.

IV.7. Formule de Touaibia & Achite, 2003

Dans une étude semi aride, l'érosion spécifique est donnée par la formule :

$$Es = 34.12 S^{-0.164} \cdot Dd^{-0.284} \cdot Ce^{0.573} \cdot Cveg^{-0.329} \quad (I.17)$$

$$Es = 38.63 S^{-0.175} \cdot Dd^{-0.286} \cdot Cveg^{-0.343} \quad (I.18)$$

$$Es = 19.36 S^{-0.134} \cdot Cveg^{-0.308} \quad (I.19)$$

avec : Es exprimée en T/ha ;

S : Surface du bassin versant en Km² ;

Dd : Densité de drainage en Km/km² ;

Ce : Coefficient d'écoulement en % ;

Cveg : Couvert végétal en %.

V. ENVASEMENT DES BARRAGES

V.1. Généralités

Tous les barrages du monde sont exposés au phénomène de la sédimentation, mais avec des vitesses qui diffèrent d'une région à l'autre. Ce phénomène a été largement signalé aux Etats Unis, en Russie, à Taiwan, en Chine, en Inde, en Iran, au Soudan et en Maghreb. Dans cette région, L'infrastructure hydraulique est amputée annuellement de 2% à 5% de la capacité globale (Demmak, 1982), ou L'envasement des barrages constitue un problème majeur dans les pays du Maghreb comme l'Algérie, le Maroc et la Tunisie, Les 250 barrages du Maghreb d'une capacité totale de 23 milliards de m³ reçoivent annuellement une quantité de vase évaluée à 130 millions de m³ (Remini, 2007). La perte en capacité de stockage de ces ouvrages hydrauliques se voit croître sans cesse au fil des temps en raison d'une érosion hydrique importante favorisée par l'agressivité du climat, l'alternance de périodes sèches et humides, Les pluies d'automne sont intenses et dévastatrices pour les sols, la fragilité des formations géologiques, l'absence du couvert végétal suffisant et l'action de l'homme.

V.2. Comment se fait cet envasement des barrages

- un décapage progressif des horizons supérieurs du sol jusqu'atteinte de la roche mère;
- un acheminement des particules du sol vers les ravins et les thalwegs créant une force érosive destructrice, difficilement maîtrisable ;
- un transport et charriage des sédiments vers le réseau d'écoulement, avec un affouillement du lit et des rives des cours d'eau;
- un dépôt des sédiments devant tout obstacle entravant sa course, entre autres les barrages (Touaibia, 2009).

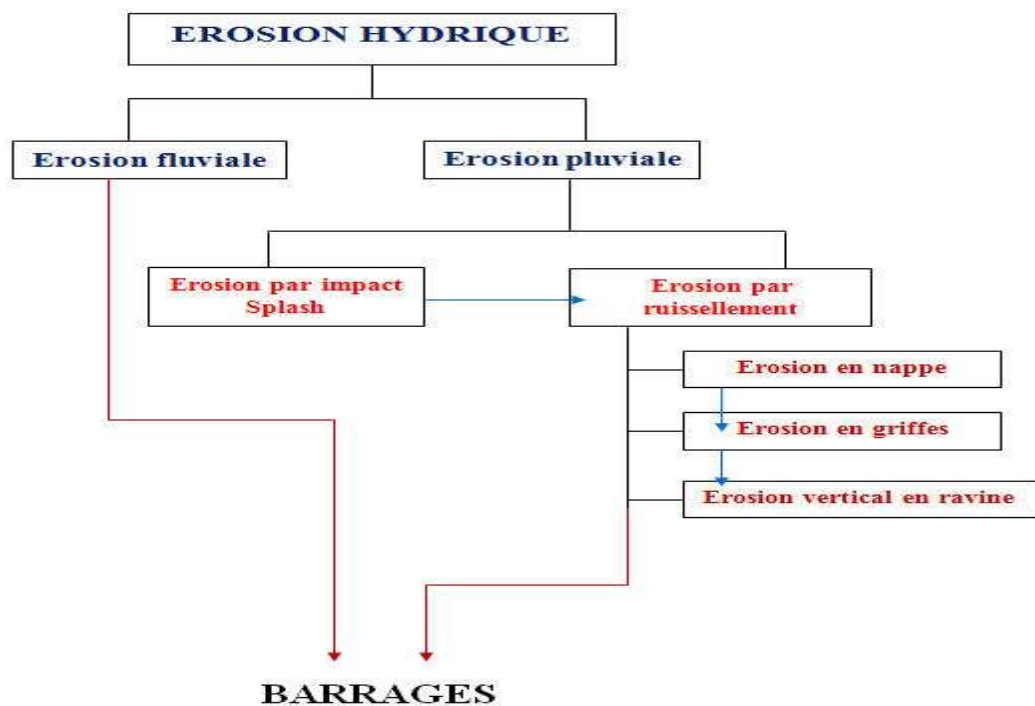


Figure I.18: Les étapes d'envasement des barrages (Touaibia, 2009).

V.3. Processus d'alluvionnement des retenues d'eau

L'érosion, le transport solide et la sédimentation sont la cause de la dégradation des sols agricoles, l'alluvionnement des retenues et de nombreux dégâts dont les coûts sont considérables. L'envasement des retenues est le résultat d'un processus complexe qui se caractérise par trois étapes successives : érosion, transport et sédimentation comme montre la figure suivante:

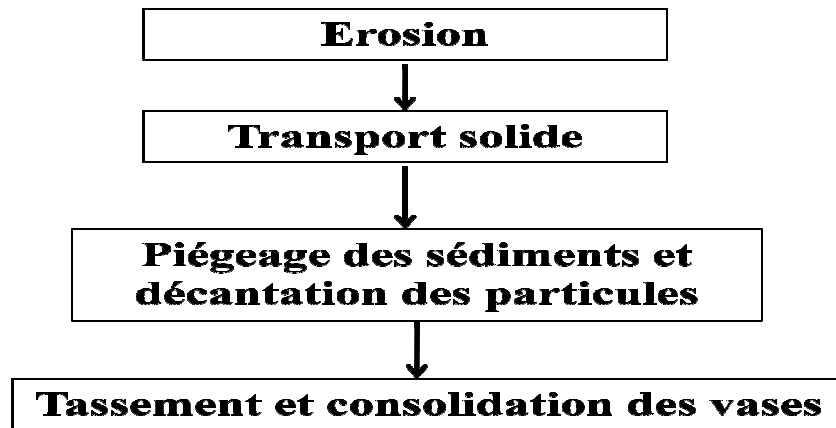


Figure I.19: Processus de la sédimentation (Remini, 2005).

V.4. Problèmes posés par la sédimentation

La sédimentation dans les barrages pose d'énormes problèmes au niveau du réservoir lui-même, mais aussi en amont et en aval du réservoir. Elle entraîne la réduction de la capacité utile du barrage. Le blocage des organes de vidange. La sédimentation peut mettre la stabilité de l'ouvrage en danger. Elle peut aussi accélérer l'eutrophisation du lac (Remini, 2003).

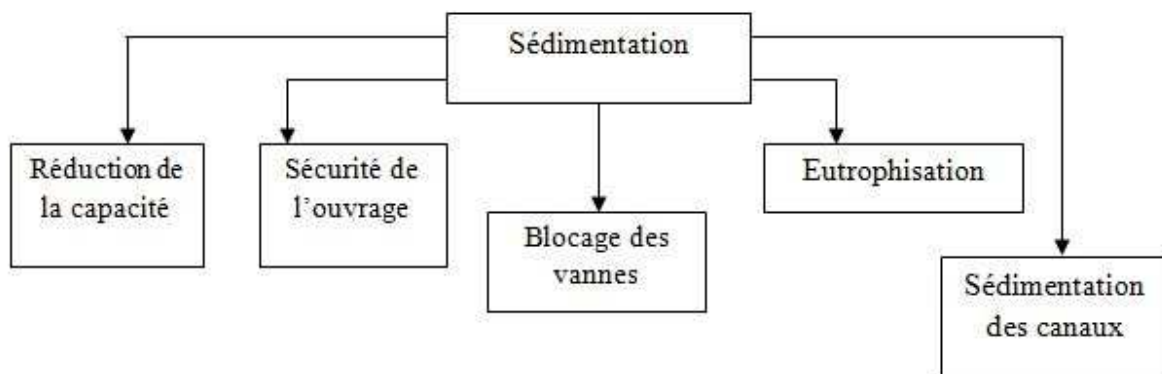


Figure I.20 : Problèmes posés par la sédimentation (Remini, 2003).

V.5. Envasement dans le monde

D'après Taleb (1987) (cité par Remini et *al.*, 1997) a donné une idée sur les pertes de capacité de quelques barrages dans le monde dues à l'envasement (Tableau.I.4).

Tableau I.4 : Pertes de capacité dues à l'envasement dans certains pays du monde (Serbah, 2011).

Pays	Barrages	Capacité initiale 10 ⁶ m ³	% annuel de perte de capacité
Autriche	Bachental, burg	0,7; 0,24	3; 2,5
Chine	Hesenglin, Sanmenxia	8,6; 9,64	6,5; 5,5
Espagne	Dona AL Donza, Pedro marin, Las torcas	23; 19; 8,9	6,5; 5,9; 1,9
Algérie	K'sob- Cheurfa-Foum el guerza-Ghrib	1,6; 14,4; 47; 280	2,5; 2; 1,7; 1,1
Maroc	Lalla takerkouste, Mohamed V, Ibn battouta	77; 725; 43,6	2; 2; 1
Inde	Nizamascar, Panchet Hill, Nickor	1050; 1580; 43	1,4; 0,7; 6,3
France	Beauvoir, Escale (durancier)	11; 15,7	3; 4,2
Grèce	Lauros, Tungabhadra	1; 3750	4,3; 1,4

V.6. Envasement dans le maghreb

A. Tunisie

En Tunisie, l'eau revêt un caractère stratégique de développement économique et social en raison de sa rareté. Les retenues des barrages tunisiens perdent annuellement 0,5 % à 1 % de leur capacité par alluvionnement. Les moyennes annuelles des pertes de capacité de stockage des retenues des barrages tunisiens pourraient atteindre 530 Mm³, soit 37% de la capacité initiale de toutes les retenues en exploitation. D'après (GE.O.R.E, 2001), en 2030, la perte de capacité de stockage des barrages en exploitation pourrait atteindre 43% de leur capacité initiale. Les aménagements amont et les travaux de conservation des eaux et des sols permettent de réduire le taux d'envasement et de prolonger la durée de vie des grands réservoirs. D'après les résultats des différentes campagnes de mesures d'alluvionnement, le **tableau I.5** donne un aperçu sur les caractéristiques et l'envasement des barrages de Tunisie (Louati et al., 2007).

Tableau I.5 : Caractéristiques de l'envasement des barrages Tunisiens (Louati et al., 2007).

Barrages de Tunisie	Superficie de B.V (km ²)	Année mise en service	Capacité initiale (Mm ³)	Année des campagnes de mesure de l'alluvionnement	Évolution d'alluvionnement (Mm ³)	Alluvionnement moyen (Mm ³ /an)
Ben Metir	103	1954	61,6	1986	4	0,12
Mellegue	10300	1954	270	1975,1980,1991, 2000	54,5; 90; 142; 179	2,59; 3,46; 3,8; 3,89
Lebna	189	1986	30,1	1994,2002	0,54; 6,22	0,068; 0,37;
Sejnane	367	1994	137,5	2002	2,7	0,5
Nebhana	855	1965	86	1975,1992, 2002	12,9; 20; 24,4	1,29; 1 ;0,68
B.M'cherga	1263	1971	53	1987,1994, 2002	6,2; 7,1; 11,4	0,29; 0,37 ; 0,35
Kasseb	101	1968	82	1986	2,8	0,15
Sidi Saad	8950	1981	209	1988, 1993, 2000	6,9; 28,9; 55,2	0,98; 2,41; 2,9
Joumine	418	1983	130	2000	10,8	0,675

B. Maroc

Les infrastructures hydrauliques Marocaines enregistrent une perte en volume avoisinant de 0,5% de la capacité totale de stockage qu'est de 10 milliards de m³. L'envasement des barrages est estimé à 75 millions de m³/an. La perte en capacité des grands barrages dépasse maintenant les 820 millions de m³. A titre d'exemple, le barrage Mohamed V au Maroc, d'une capacité de 567 hm³ reçoit annuellement un volume de vase de 14,5 hm³, soit une perte annuelle de 2,5 % de sa capacité totale (Remini et Hallouche, 2007). Tous les barrages construits depuis plus de 20 ans sont envasés à plus de 10% de leur capacité initiale (**Tableau I.6**) .

Tableau I.6: La dégradation annuelle des bassins versant et l'envasement des barrages Marocains (Serbah, 2011).

Barrages du Maroc	Superficie du B.V (Km ²)	Année de mise en service	Capacité initial (Mm ³)	Envasement Année (Mm ³ /an) 1987	Dégradation Annuelle (t/Km ² /an) 1987
M.B Abdelkrim Alkhatabi	780	1981	43	2,70	5900
Ibn Batouta	178	1977	43,6	0,65	3933
Nakhla	107	1951	13	0,07	2500
El Makhazinz	1820	1979	789	1,02	2700
Moulay youssef	1441	1970	198	0,59	1850
Lalla Takerboust	1707	1935	34,4	0,50	350
Idress 1er	3680	1973	1217	2,15	3200
Ben elouidane	6400	1953	1484	3,60	870
Hassan addakhil	4400	1971	369	1,0	260
Mansour eddahbi	15000	1972	567	2,2	210
Al massira	28500	1979	2724	7,5	375
El Kansra	4540	1935	330	1,25	330
Mohamed V	49920	1967	725	10	210

C. Algérie

En 1957, les barrages d'Algérie d'une capacité de 900 Mm³ avaient accumulé près de 200 Mm³ (Valembois & Migniot, 1975; Boutkhil et al., 2007). En 1890, il existait en Algérie neuf barrages, d'une capacité de 61 Mm³ et un volume de vase de 2,7 Mm³. Cette capacité a atteint 1 milliard de m³ en 1962. A partir de cette date le nombre de barrages a augmenté considérablement.

Les années 80 ont connu des taux d'envasement avoisinant les 20 millions de tonnes annuels alors que les années 90 ont atteint déjà les 35 millions de tonnes annuels, les années 2000 vont crescendo et grimpent à la valeur de 45 millions de tonnes annuels. Tous les spécialistes

s'accordent à dire que les années à venir seront très dures pour les zones arides et semi-arides. Le taux d'érosion spécifique a été évalué à 180 millions de tonnes de sédiments arrachés annuellement au niveau des bassins versants du Nord algérien (**Figure I.21**). En effet, la région enregistre les valeurs les plus élevées de la planète. Plusieurs exemples témoignent de la gravité du problème. Le taux d'érosion spécifique atteint la valeur de 5000 t/km²/an sur le bassin versant de l'oued L'Agrioum (Est de l'Algérie) (Demmak, 1982 & Terfous *et al.*, 2003).

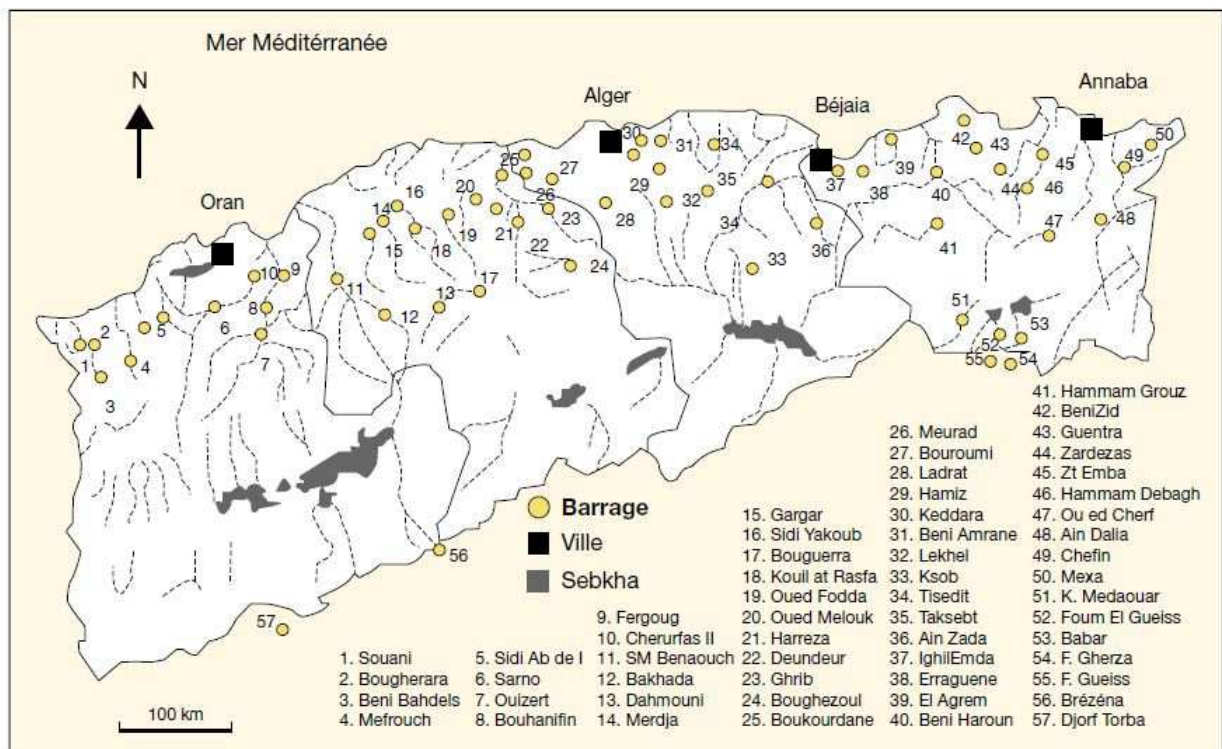


Figure I.21: Répartition des barrages en exploitation dans le Nord Algérien (Remini et Hallouche, 2009).

Selon une récente étude basée sur des séries statistiques comportant les données de 57 grands barrages (**Figure I.21**), l'Algérie perd par envasement 45 à 50 millions de m³ chaque année, ce qui représente une perte de capacité annuelle égale à 0,7 % de la capacité totale.

Le volume de vase estimée en 2006 était de 1,1 milliards de m³, soit un taux de comblement de 17 % (Remini et Hallouche, 2007). Certains barrages ne contiennent pratiquement que de la vase, à l'exemple du Fergoug qui est envasé à 80 % (capacité : 16 millions de mètres cubes, remplissage : 400 000 mètres cubes). Nos barrages se transforment de plus en plus en réceptacles de vase que d'eau (**Tableau I.7**). Face à ce problème, les services d'hydraulique ont déployés d'énormes efforts depuis plusieurs années. Ainsi, différents moyens techniques de lutte ont été expérimentés en Algérie, ce qui a donné comme résultats le prolongement de la durée de vie de

plusieurs barrages. Le devasement par dragage est devenu aujourd'hui une option inévitable pour prolonger leur durée de vie.

Tableau I.7 : Quantification de l'envasement des barrages Algériens (Remini et Hallouche, 2009).

Barrages	Superficie du B.V en (Km ²)	Année de mise en service	Capacité initiale (Mm ³)	Période de calcul	Envasement moyen (Mm ³ /an)	Capacité en 1986 (Mm ³)	Perte en capacité %
Boughzoul	19740	1934	55	1934/1986	0,570	20,38	62,94
Ghrib	23300	1939	280	1939/1986	2,49	138,57	50,51
Oued fouda	790	1932	228	1932/1986	2,246	132,3	41,97
Bakhadda	1275	1936	56	1963/1986/ 2005	0,273	45,44	28,67
Saba	6100	1978	235	1978/1985	1,17	227,4	3,23
Hamiz	137	1879	21	1935/1986	0,155	8,49	59,57
Eghil emda	650	1953	154	1954/1974	1,832	120	22,07
Zardazas	346	1936	31	1977/1986	0,450	14,78	52,32
K'sob	1470	1977	31	1977/1986	0,395	12,43	59,90
Foum elgherza	1300	1950	47	1950/1986	0,590	25,76	45,19
Bouhnifia	7850	1948	73	1944/1967	0,913	52	28,76

VI. EVOLUTION DES DEBITS SOLIDES EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES

La mobilisation des matériaux solides sur les versants et leur transport éventuel par les cours d'eau, représentent deux phénomènes distincts, mais liés entre eux. Le débit solide moyen des sédiments en suspension qui transitent sur une section d'écoulement moyen est calculé par le produit de la concentration moyenne des sédiments en suspension C_s par le débit liquide moyen Q_l durant une période de temps donné (Bouanani, 2004).

$$Q_s = Q_l \cdot C_s \quad (I.20)$$

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. A ce titre, nous citons les travaux de Jakuschoff (1932) sur les rivières de Turquie et ceux de Straub (1936) sur le fleuve du Missouri (USA) (Einstein, 1950 ; Leopold et al., 1953).

La concentration des sédiments en suspension C_s et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $Y = a \cdot X^b$ (Etchanchu et *al.*, 1986; Walling et *al.*, 1981; Wood, 1977).

$$C_s = a \cdot Q_l^{b-1} \quad (I.21)$$

Une autre relation empirique communément appelée courbe du transport solide (Cambell et *al.*, 1940; Crawford, 1991) lie le débit solide au débit liquide :

$$Q_s = a \cdot Q_l^b \quad (I.22)$$

Ce type de relation a été proposé dès 1895 par Kenedy (Einstein, 1989). Depuis, plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b (Leopold et *al.*, 1953) proposent pour les rivières de l'ouest des Etats Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que (Parsons et *al.*, 1963 ; Muller et Forstner, 1968 ; Bruschin et Trau , 1977 ; Wood, 1977; Finlatson, 1978 ; Walling et Webb, 1981 ; Meybeck, 1984) ainsi que (Probst et Bazerabachi, 1986) les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants, ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau (**Bouanani, 2004**).

Deux approches ont été couramment utilisées pour calculer la charge des sédiments:

- ✓ La procédure d'interpolation: qui nécessite un échantillonnage de sédiments régulier d'une période relativement longue. Cela n'est disponible que dans les rivières ayant des stations de contrôle à long terme.
- ✓ La procédure d'extrapolation (l'analyse de régression): dont la méthode de la courbe de tarage SRC est la plus connue. Est une relation empirique entre C (mg/l) et Q (m^3/s) de fonction puissance $C = a \cdot Q^b$ où a , b : coefficients de dimension et sans dimension respectivement (**Peng et Josefson., 2012**).

La plupart des travaux de recherche menés dans le monde ont montré l'unité de la relation débit solide ou concentration – débit liquide (rating curves), comme méthode permettant l'estimation du transport solide sur la période considérée (Walling et *al.*, 1988; Crawford, 1966; Cordova et Gonzalez, 1997; Sickingabula, 1998; Horowitz, 2003; Asselman, 2000; Serrat el *al.*, 2001; Terfous et *al.*, 2003; Meybeck et *al.*, 2003; Moliere et *al.*, 2004; Achite el *al.*, 2004).

Ce modèle utilise une corrélation sous forme de relation de puissance entre les débits observés et les concentrations solides correspondantes. Ce modèle est du type :

$$F = a \cdot Q^b \quad (I.23)$$

avec:

F représente la concentration calculée (g/L), Q est le débit liquide (en m³/s), a et b sont des paramètres du calage du modèle. Ce modèle empirique a déjà été appliqué en Algérie pour une analyse débit solide-débit liquide au bassin de l'oued Wahrane (**Benkhaled & Remini, 2003**).

La formule la plus simple est celle qui relie la concentration des sédiments au débit de l'écoulement « sediment rating curve » :

$$C = a \cdot Q^b \quad (I.24)$$

Où a et b sont des paramètres empiriques de la régression, constants sur une série de mesures données (**Bessenasse, 2010**).

VII. MODÈLES DE QUANTIFICATION DE L'ÉROSION

VII.1. Comparaison de différents modèles

Le **tableau I.8** recense les différents modèles de ruissellement et d'érosion à l'échelle du bassin versant actuellement utilisés et leurs caractéristiques.

Tableau I.8: Comparaison des différents modèles d'érosion et de ruissellement (Baron Sonia, 2008).

Modèle	Modèle spatial simulant les chemins de l'eau	Echelle temporelle	Prise en compte du couvert, de la rugosité et du faciès dans le module infiltration	Paramètres de modélisation des chemins de l'eau
<i>ANSWERS</i> ¹	Oui	Evt pluvieux	Couvert/rugosité	T
<i>EPIC</i> ²	Non	Jour	Couvert/rugosité	-
<i>EROSION 3D</i> ³	Oui	Evt pluvieux	Couvert/rugosité	T
<i>EUROSEM</i> ⁴	Partiel	Evt pluvieux	Couvert/rugosité	-
<i>KINEROS</i> ⁵	Partiel	Evt pluvieux	Couvert/rugosité	-
<i>LISEM</i> ⁶	Oui	Evt pluvieux	Couvert/rugosité/faciès	T – TR – EL
<i>RuiCells</i> ⁷	Oui	Evt pluvieux	Non	T
<i>STREAM</i> ⁸	Oui	Evt pluvieux	Couvert/rugosité/faciès	T – WS – EL
<i>TOPMODEL</i> ⁹	Oui	Jour	Non	-
<i>WEPP</i> ¹⁰	partiel	Année	Couvert/rugosité/faciès	-

Avec : T = topographie / TR = trace de roue / EL = éléments linéaires / WS = travail du sol / - = information non pertinente pour le modèle.

Il semble indispensable de choisir un modèle qui ne considère pas seulement la topographie comme facteur de direction d'écoulement mais qui prenne également en compte le sens du travail du sol et les éléments linéaires. Dès lors, seuls deux modèles conviennent, LISEM et STREAM.

¹ **ANSWERS**: Aerial Non point Source Watershed Environment Response Simulation, Beasley et al., 1980.

² **EPIC**: Erosion Productivity Impact Calculator, Williams et al., 1984.

³ **EROSION 3D**: Schmidt et al., 1997.

⁴ **EUROSEM**: EUROpean Soil Model, Morgan et al., 1998.

⁵ **KINEROS**: Kinematic runoff and erosion model, Smith et al., 1995.

⁶ **LISEM**: Limburg Soil Erosion Model, De Roo et al., 1996.

⁷ **RuiCells**: Langlois et Delaye, 2002.

⁸ **STREAM**: Sealing and Transfer by runoff and erosion related to agricultural management, Cerdan 2001, Cerdan et al., 2002.

⁹ **TOPMODEL**: Beven et Kirkby, 1979.

¹⁰ **WEPP**: Water erosion prediction project, Flanagan et Nearing, 1995.

VII.2. Modèle STREAM

Le modèle STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion Related to Agricultural Management) élaboré par les équipes INRA de Science du Sol d'Orléans et de l'UMR SAD APT de Grignon, est un modèle de prédiction opérationnel du ruissellement et de l'érosion (Souchère et al., 2005). Ce modèle dont les échelles spatiales et temporelles sont le bassin versant et l'événement pluvieux est structuré en quatre modules interdépendants décrivant le réseau d'écoulement, le ruissellement, l'érosion diffuse et l'érosion linéaire.

Ce modèle permet de quantifier le ruissellement et les pertes en terre, tout en localisant les zones où ces phénomènes se produisent. Il peut également être utilisé pour simuler les effets liés à la modification de la localisation des cultures, des façons culturales, de la disposition des parcelles, du sens de travail du sol ou pour tester l'impact d'aménagements destinés à lutter contre l'érosion (bandes enherbées, mares tampons,...) (**Baron Sonia, 2008**).

Les paramètres d'entrée du module de ruissellement de STREAM sont peu nombreux :

- ✓ les **états de surface du sol** : faciès, rugosité, taux de couverture végétale;
- ✓ les **motifs agraires et parcellaires** : parcellaire et occupation du sol, sens de travail du sol, dérayures, fourrières, fossés, routes et chemins;
- ✓ le **Modèle Numérique de Terrain (MNT)**: topographie, pente;
- ✓ les **caractéristiques de l'événement pluvieux**: cumul des pluies, pluie antécédente cumulée sur les 48h précédant l'événement pluvieux, durée efficace (durée de la pluie qui provoque du ruissellement);
- ✓ La **hauteur initiale de la nappe**.

Le module infiltration permet pour chaque pixel (STREAM est incorporé dans un SIG Raster sous ArcView) de calculer le volume d'eau s'infiltrant ou ruisselant à partir de la capacité d'infiltration, de la pluie d'imbibition et des caractéristiques de l'événement pluvieux. La capacité d'infiltration est déterminée à partir de règles de décision (Souchère et *al.*, 2005).

Le module écoulement permet de déterminer la direction de l'écoulement pour chaque pixel et de relier les pixels entre eux. La direction de l'écoulement dépend de la topographie, des motifs agraires et des éléments linéaires (**Baron Sonia, 2008**).

Au niveau du module érosion, la concentration potentielle en sédiment est évaluée par des règles de décision. Un tableau relie la rugosité, le taux de couverture végétal et l'intensité maximale à 6 mm à une gamme de concentration en sédiments (Souchère et *al.*, 2005). Les valeurs s'étalent de 0-1 g/l, pour des sols dégradés avec un couvert végétal développé et pour des pluies d'intensité maximale à 6 min inférieure à 10 mm/h, à 25-35 g/l pour des sols nus motteux soumis à des pluies d'intensité maximale à 6 min supérieure à 40 mm/h. Ce tableau a été construit à partir de résultats expérimentaux pour la plupart obtenus en conditions naturelles. Il permet de tenir compte de manière simple des interactions entre facteurs, l'effet d'un paramètre pouvant être catalysé ou, au contraire, inhibé en fonction du degré d'expression des autres. Par exemple l'importance de l'effet de la rugosité sur la concentration potentielle en sédiment varie en fonction du couvert végétal (**Baron Sonia, 2008**).

VII.3. Modèle LISEM

LISEM est un modèle à base physique d'érosion de sol couplé au SIG PCRaster (De Roo et *al.*, 1996). LISEM simule les phénomènes hydrologiques, le transport et le dépôt de sédiments pendant et juste après un événement pluvieux dans un petit bassin versant. LISEM est construit

pour simuler les effets de l'utilisation actuelle du sol et les effets de mesure de conservation du sol.

Les processus incorporés au modèle sont : les précipitations, l'interception de l'eau par la végétation, le stockage dans les micro-dépressions, l'infiltration, le mouvement vertical de l'eau dans le sol, l'écoulement de surface, l'écoulement dans les fossés, l'érosion par "effet splash" et par le ruissellement ou encore la capacité de transport des écoulements (De Roo et *al.*, 1996). L'influence des petites routes et des croûtes de battance est aussi prise en compte. LISEM est conçu pour les petits bassins versants, de l'hectare à quelques km² (**Baron Sonia, 2008**).

Les données d'entrée nécessaires sont la direction locale de l'écoulement, le gradient de pente, la végétation, les états de surface (rugosité, surface encroûtée, cohésion, stabilité des agrégats, traces de roues), le diamètre médian (D50), la conductivité hydraulique du sol à saturation, la profondeur du sol, la localisation et la largeur des routes, les cours d'eau et les fossés.

L'influence du tassement (par exemple par les roues des tracteurs) et des petites routes pavées (plus petites que la taille de Pixel) sur les processus hydrologiques et d'érosion des sols peut être prise en considération. Les derniers développements permettent de modéliser les traces de roues comme des petits canaux, et de considérer des multiples classes d'érosion ou de dépôt ou encore l'incision et la formation des ravins si ces processus sont significatifs sur la zone d'étude.

Le code source est un mélange de code de C++ et de routines sous SIG.

VII.4. Comparaison de STREAM et LISEM

Le **Tableau I.9** présente une comparaison des deux modèles STREAM et LISEM

Tableau I.9 : Comparaison des modèles *STREAM* et *LISEM* (**Baron Sonia, 2008**).

<i>STREAM</i>	<i>LISEM</i>
Prend en compte le travail du sol	Prend en compte les traces de roues Peut être couplé à TCRP pour le travail du sol
Modèle statique à l'événement, les paramètres sont fixés pendant toute la durée de l'événement pluvieux	Modèle dynamique durant l'événement ce qui lui permet à chaque pas de temps de réactualiser les propriétés d'infiltration et de rétention superficielle
Peu de paramètres d'entrée nécessaires Modèle expert qui se base sur des règles de décision issues de résultats expérimentaux	Modèle mécaniste qui reproduit les processus élémentaires.

D'autre part, LISEM a déjà fait ses preuves au niveau de l'érosion (Chartin, 2006 ; Pichaud, 2001), alors que STREAM est plus utilisé pour le ruissellement (Souchère et *al.*, 2005 ; Lheriteau et *al.*, 2007).

VII.5. Principes de base de LISEM

Les principes de base de LISEM sont constitués de :

1. Précipitation

LISEM utilise des intensités de précipitations par intervalle de temps, supposées être des données ponctuelles. Dans le cas où plusieurs pluviomètres sont situés sur la zone, une carte avec les aires d'influence des stations pluviométriques détermine la distribution spatiale des précipitations. Cette carte peut être basée par exemple sur des polygones de Thiessen ou sur une analyse géomorphologique assignant des vallées aux pluviomètres.

Les précipitations sont ajoutées en chaque cellule à la hauteur d'eau actuelle en veillant à prendre en compte l'angle de la pente:

$$h_i = h_{i-1} + P \times \cos(a) \quad (I.25)$$

P= hauteur de précipitation (mm);

a= angle de la pente ;

h_i = hauteur d'eau à l'instant i (mm).

2. Interception

L'interception par la végétation est considérée comme un simple stockage pour la modélisation. S l'interception cumulée pendant un événement pluvieux est donné par la formule suivante:

$$S = C_p \times S_{max} \times \left[1 - e^{-k \times \frac{P_{cum}}{S_{max}}} \right] \quad (I.26)$$

S est l'interception cumulée en mm, P_{cum} est la pluie cumulée en mm, k est un facteur de correction pour la densité de végétation, $k = 0.046 \times LAI$ (Leaf Area Index: indice de surface foliaire), et c_p la fraction de couverture végétale.

S_{max} est la capacité de stockage (mm) estimée comme suit :

$$S_{max} = 0.935 + 0.498 \times LAI - 0.00575 \times LAI^2 \quad (I.27)$$

3. Infiltration

L'infiltration peut être calculée avec divers concepts en fonction des données disponibles. Les concepts actuellement disponibles sous LISEM sont:

- Swatre
- Holtan
- Green et Ampt pour 1 ou 2 couches
- Morel-Seytoux et Verdin
- Soustraction de Ksat

Au vu des paramètres d'infiltration connus sur la zone (conductivité hydraulique, pression hydrique, teneur en eau (Tournebize, 2001), le modèle Green et Ampt apparaît le plus approprié (Jetten, 2002). Ce modèle est le plus souvent appliqué.

Cette méthode simule le ruissellement hortonien. En 1911, Green et Ampt sont les premiers à appliquer l'équation de Darcy à la zone mouillée du sol.

4. Stockage dans les micro-dépressions

Le stockage de surface est calculé en utilisant le stockage maximum des dépressions (MDS). C'est la valeur seuil au dessus de laquelle les micro-dépressions de surface débordent. Le MDS est déterminé à partir de l'équation de Kamphorts (Jetten, 2002) à partir de 221 modèles digitaux d'altitude de divers micro-reliefs, dans une grande variété d'utilisations agricoles et de types de sol. Le MDS est lié à la rugosité du sol RR par la relation suivante:

$$\text{MDS} = 0.243 * \text{RR} + 0.010 * \text{RR}^2 + 0.012 * \text{RR} * \text{S} \quad (I.28)$$

avec:

RR: rugosité aléatoire en cm (écart type des hauteurs du micro-relief);

S : pente de terrain (%).

La rugosité détermine également la largeur de l'écoulement de surface dans LISEM. En prenant une largeur de cellule dx , la largeur d'écoulement et le rayon hydraulique sont supposés associés linéairement à la fraction de surface pondérée f_{PA} . Cette dernière est liée à la profondeur de l'eau à la surface h (en mm).

$$f_{PA} = 1 - e^{-ah} \quad (I.29)$$

Avec a est un facteur empirique lié fortement à RR: $a = 1.406 * (\text{RR})^{-0.942}$

5. Ecoulement de surface et écoulement canalisé

Une cellule de grille peut avoir plusieurs types de surface. L'infiltration est alors calculée pour chacun de ces types. Les résultats sont combinés dans une seule couche moyenne représentant l'eau disponible pour le ruissellement. Un débit moyen est alors calculé pour chaque cellule. Chaque surface a sa rugosité et seulement une partie de l'eau sera déplacée, l'autre sera stockée.

Avec la formule de Manning, la vitesse V vaut :

$$V = R^{2/3} \times \frac{\sqrt{S}}{n} \quad (I.30)$$

avec :

R : rayon hydraulique (m) calculé avec la largeur d'écoulement et la hauteur d'eau moyenne

S : sinus de la pente

n : Manning n (sans dimension)

Le débit Q (m³/s) est alors obtenu à partir de la formule de Chow (Jetten, 2002):

$$Q = (A/a)^{1/b} \quad (I.31)$$

$$a = \left[\frac{nP^{2/3}}{\sqrt{S}} \right]^b \quad (I.32)$$

avec:

A : section mouillée (m²) ;

b : constante = 0.6;

P : périmètre mouillé (m).

6. Erosion et dépôt

L'érosion est la somme du détachement par splash (D_s) et du détachement dû à l'écoulement (D_f). La quantité de sédiments en suspension est alors calculée par :

$$E = D_s + D_f - DP \quad (I.33)$$

Avec DP le dépôt.

- Le *détachement par splash* est simulé en fonction de la stabilité des agrégats du sol, de l'énergie cinétique des précipitations et de la hauteur de la lame d'eau en surface.

$$D_s = \left(\frac{2.82}{A_s} \times K_e \times e^{-1.84 \times h} + 2.96 \right) \times P \times A \quad (I.34)$$

avec:

D_s : détachement par splash (g/s);

A_s : stabilité des agrégats (nombre médian de goutte pour diminuer l'agrégat de 50%);

K_e : énergie cinétique de précipitations (J/m²);

h : hauteur de la lame d'eau en surface (mm);

P : hauteur de pluie tombée pendant le pas de temps défini (mm);

A : aire à partir de laquelle le splash a lieu (m²).

- La *capacité de l'écoulement à éroder son lit* est indépendante de la quantité de matériel qu'elle transporte. Elle est seulement fonction de l'énergie dépensée par l'écoulement.

Le taux de dépôt des particules en kg/s est de:

$$\text{Taux} = w * C * V_s \quad (I.35)$$

avec:

w : largeur de l'écoulement (m);

C : concentration en sédiments (kg/m³);

V_s : vitesse de dépôt des particules (m/s);

Lorsque la concentration C de sédiments dans l'écoulement est égale à la concentration à la capacité de transport C_T , le taux d'érosion par le flux et le taux de déposition s'équilibrent de manière à ce que le taux net d'érosion soit nul.

L'équation pour le détachement de sol et de dépôt durant le ruissellement est:

$$D = Y * (T_c - C) * V_s * w * dw \quad (I.36)$$

avec :

D est égal à D_f détachement de l'écoulement ou D_p dépôt (kg/s);

T_c : capacité de transport du flux (kg/m³);

Y : facteur d'efficacité sans dimension;

dw : variation de largeur de l'écoulement.

Si, dans un premier cas, la concentration C de sédiment dans le flux s'avère moins importante que T_c , le flux aura la capacité d'augmenter sa charge, et donc d'éroder le sol. Le taux de détachement Df sera pondéré par Y . Y est un coefficient sans unité qui permet de prendre en compte le facteur cohésion du sol qui est limitant. Si, dans un second cas, la concentration C de sédiment dans le flux est supérieure à sa capacité T_c de transport alors on va avoir un dépôt DP de particules. Dès lors, Y est égal à 1. Pour les phases d'érosion:

$$Y = \frac{u_{\min}}{u_c} = \frac{1}{0.89+0.56 \times \text{Coh}} \quad (I.37)$$

avec:

u_c : vitesse critique de cisaillement (cm/s);

u_{\min} : vitesse maximale de cisaillement (cm/s);

Coh : cohésion du sol (kPa).

La capacité de transport est modélisée en fonction de la puissance du courant:

$$T_c = \delta s * c * (\omega - \omega_c)^d \quad (I.38)$$

avec:

T_c : capacité de transport (kg/m³);

δs : densité des sédiments (2650kg/m³);

ω : puissance du courant (cm/s);

ω_c : puissance critique du courant approximativement 0.4 cm/s;

c et d sont des coefficients expérimentaux selon la texture médiane (D50) du matériel.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

II.1. Introduction

L'espace physique constitue l'élément déterminant sans lequel aucune étude hydrologique n'est véritablement possible. C'est pour cette raison essentiel qu'est abordée la présentation des aspects physiques et hydrologique.

Le bassin versant de l'oued Sébaou est le bassin d'application de notre étude à cause des données qui y sont disponibles grâce aux stations pluviométriques et hydrométriques situées sur la zone d'étude.

II.2. Situation géographiques de la zone d'étude

Le bassin versant du Sébaou est situé à une centaine de Km à l'Est d'Alger et s'étale sur une superficie de 2500 km². La surface drainée par l'oued Sébaou et ses affluents est limitée entre les latitudes 36°27' et 36°55' Nord et longitudes 3°55' et 4°53' Est. Dans le cadre du découpage hydrologique de l'A.N.R.H (Agence National des Ressources Hydrauliques) il est intégré dans la partie Est des bassins côtiers algérois dont le code adopté porte le numéro 02 (**Figure II.1 et II.2**).

Les limites du bassin du Sébaou sont :

- Au Nord, la mer Méditerranée ;
- Au Sud, le flanc nord de la chaîne calcaire du Djurdjura ;
- A l'Est, le massif forestier de l'Akfadou ;
- A l'Ouest, le massif cristallophyllien de Sidi Ali Bounab.

Le bassin versant de la vallée du Sébaou couvre une superficie de 2500 Km² avec un périmètre de 250 Km, subdivisé en six sous bassins réparties de façon inégale sur le Haut, Moyen et le Bas Sébaou (**Figure II.3**). Il comprend une série de sous bassins qui sont :

- Sous bassin de l'Acif N'boubhir 02-15 ;
- Sous bassin de l'oued Sébaou Rebta 02-16 ;
- Sous bassin de l'oued Aissi 02-17 ;
- Sous bassin de l'oued Sébaou Sebt 02-18 ;
- Sous bassin de l'oued Bougdoura 02-19 ;
- Sous bassin de l'oued Sébaou Maritime 02-20.

Cette répartition est représentée dans le tableau suivant :

Tableau II.1 : Caractéristiques des sous bassins versants de l'Oued Sébaou.

Bassin versant		Périmètre (Km)	Surface (Km ²)	K _C
Haut Sébaou	02-15	102,4	532	1,24
	02-16	112	432	1,50
	02-17	98,6	468	1,27
Moyen Sébaou	02-18	82	304	1,32
	02-19	94,2	544	1,13
Bas Sébaou	02-20	62,6	220	1,18
L'ensemble du bassin versant		250	2500	1,40

Les valeurs de K_C, aussi bien pour le grand bassin, que pour ces sous bassins sont supérieures à l'unité, suggérant a priori une forme allongée pour l'ensemble, donc la concentration des eaux à l'exutoire se fait lentement, ce qui favorise l'infiltration sur le ruissellement.

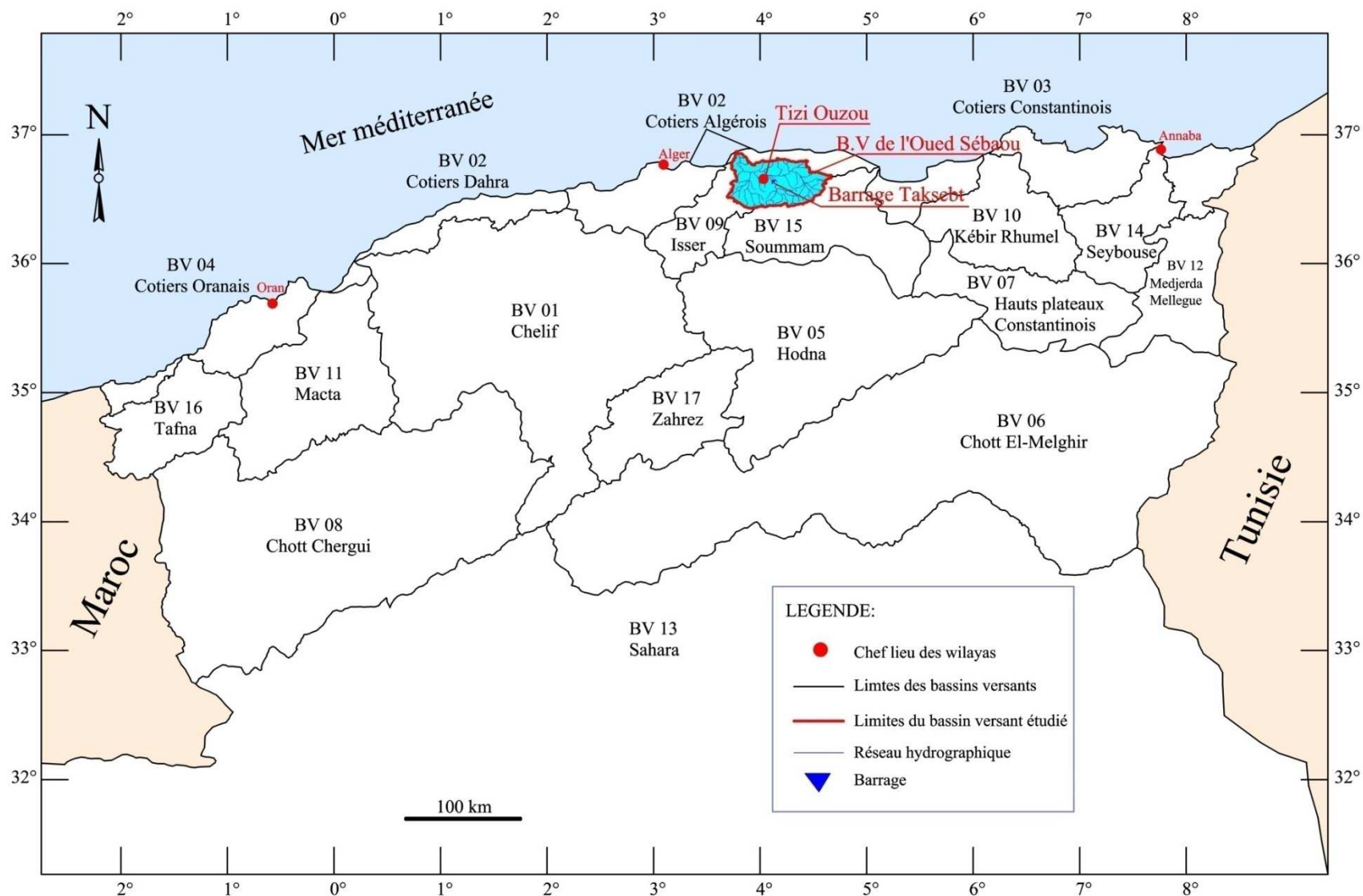


Figure II. 1 : Carte de localisation de la région d'étude par rapport aux bassins versants.

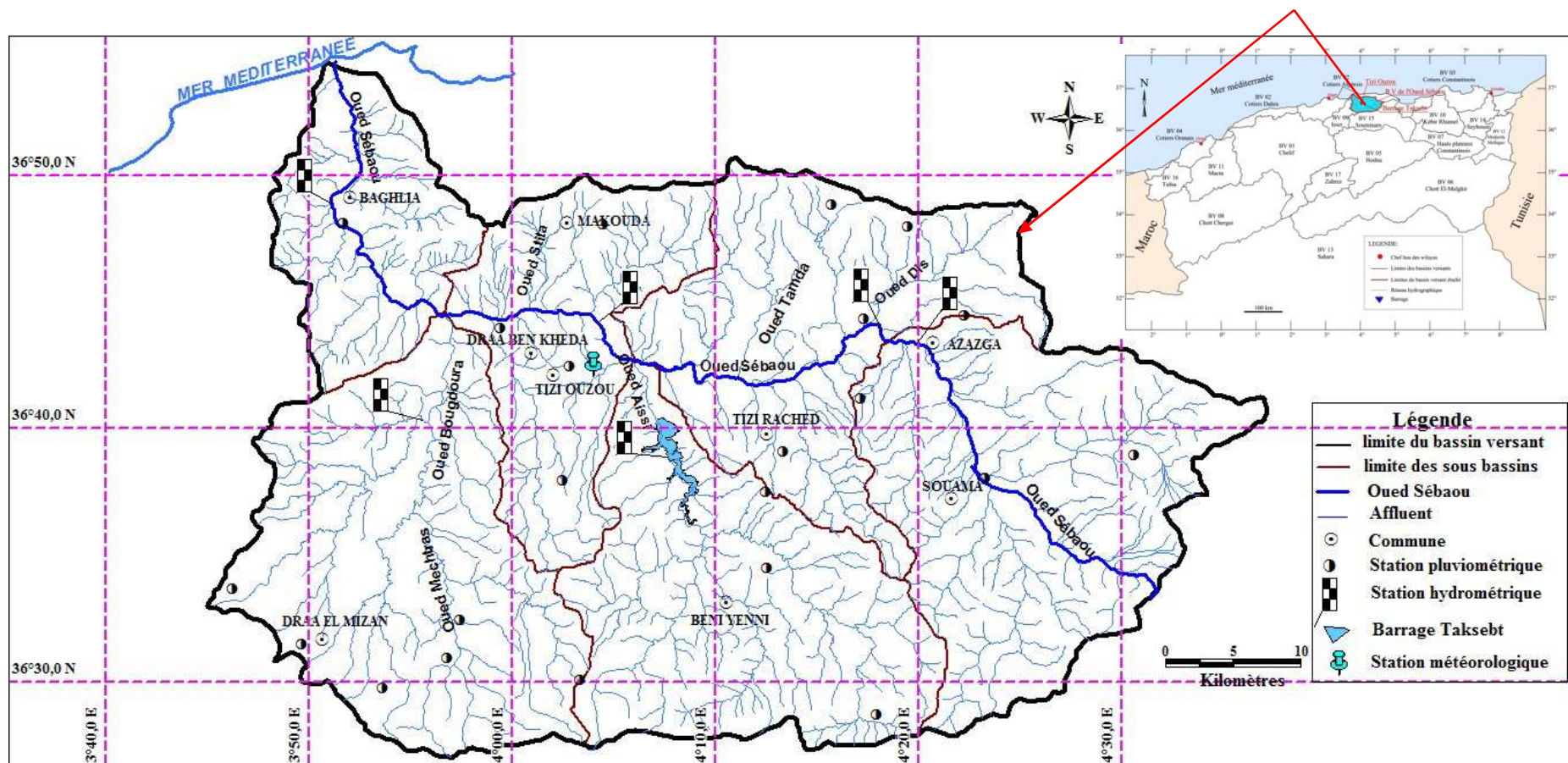


Figure II.2 : Situation du bassin versant de l'Oued Sébaou.

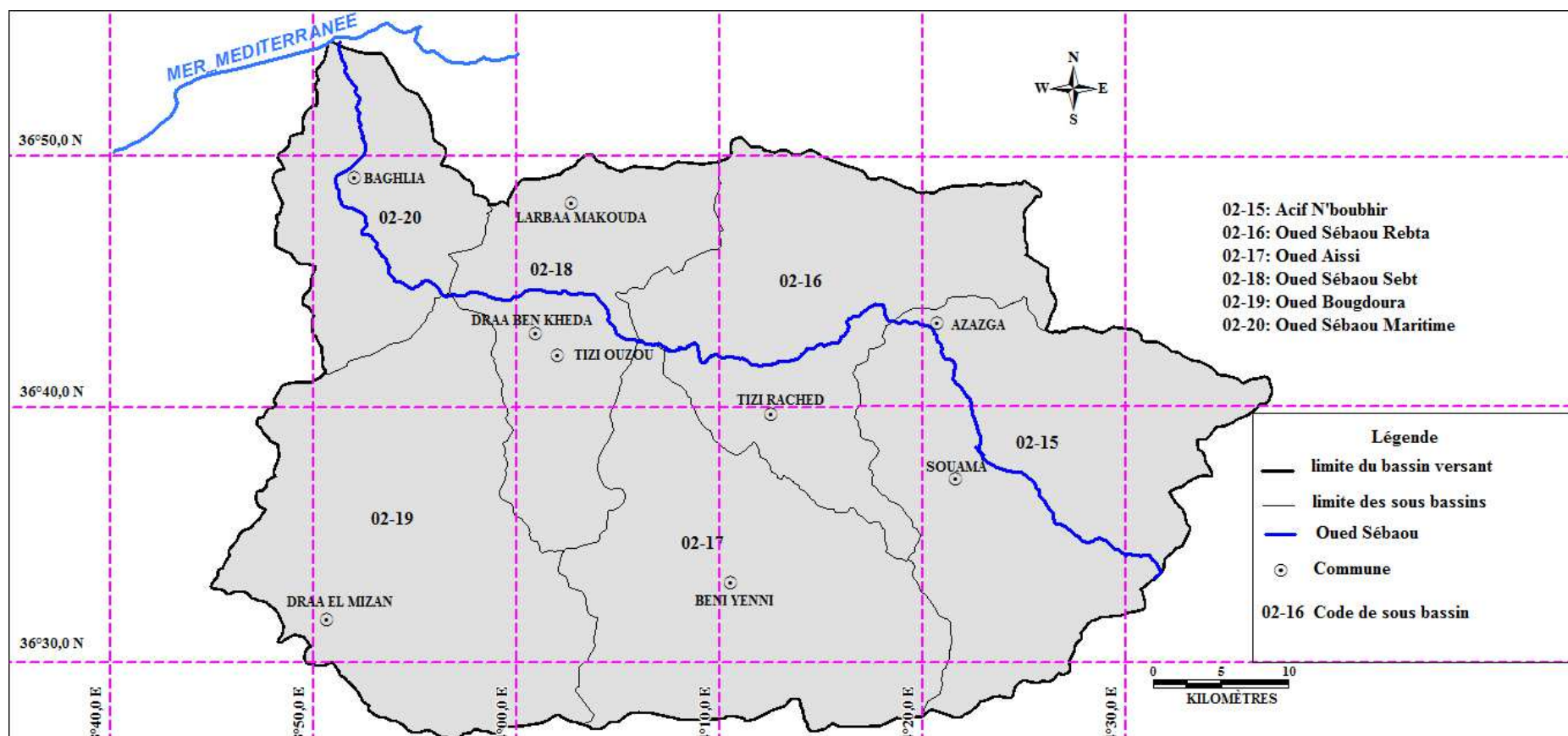


Figure II.3 : Carte de situation des sous bassins versants de l'Oued Sébaou.

II.3. Situation socio-économique de la région d'étude

La wilaya de Tizi Ouzou recèle de nombreuses potentialités socio-économiques, principalement en matière d'agriculture et industrielles, mais aussi humaines.

II.3.1. Potentiels humains

D'après le dernier R.G.P.H (Recensement Général de la Population et de l'Habitat) effectué en 2008, la population totale de la wilaya de Tizi Ouzou est estimée à 1 127 607 habitants répartis sur l'ensemble du territoire avec un taux de 77,7% soit 876150 habitants dans les zones rurales et 22,3% soit 251457 habitants dans les zones urbaines.

II.3.2. Potentiels industriels

Le tissu industriel existant dans la région d'étude est situé principalement sur l'axe Draa Ben Khedda et Azazga, où on enregistre plusieurs unités agro-industrielles et agro-alimentaires telle que l'ORLAC, ENIEM, Aissi que 528 huileries qui parsèment toute la région.

II.3.3. Activité extractive

Cette activité est fortement sollicitée dans la vallée du Sébaou. Plusieurs sablières sont mises en œuvre sur le lit de l'oued, notamment à proximité des ouvrages de captage exploitants le sable et le touts venant de l'oued. Ces extractions sont autant profondes et anarchiques qu'elles portent préjudice à la nappe alluviale et rendent celle-ci vulnérable à la pollution par les eaux usées.

II.3.4. Infrastructures hydrauliques

Le secteur d'étude dispose un potentiel hydrique dont le principal est le barrage de Taksebt. Le barrage de Taksebt est implanté sur l'oued Aissi, affluent du Sébaou situé à environ 10 Km au sud-est de la ville de Tizi Ouzou, aux points de coordonnées Lambert suivants :

- X = 627,00 km ;
- Y = 376,10 km ;
- Z = 95 m.

Sur les territoires ruraux des communes d'Irdjen, Larbaânathirathen, Béni Aïssi, BeniDouala et Ait mahmoud. Il présente une importante ressource superficielle, sa capacité est de 175 millions de m³ permettent une régularisation de 180 millions de m³ destinée à l'alimentation en eau potable dont :

- 57 millions de m³ pour la wilaya de Tizi Ouzou soit 31,67%;
- 123 millions de m³ pour la wilaya d'Alger soit 68,33%.

II.4. Morphologie du bassin versant

II.4.1. Caractéristiques physiques

II.4.1.1. Lithologie

La description lithologique du bassin versant de l'oued Sébaou (**Figure II.4**), que nous donnons ci-après, est basée sur divers travaux et cartes au 1/50 000e, principalement ceux de Ficheur (1890) ; Flandrin (1948, 1952) ; Gélard (1979) ; (Meddour, 2010). Cette description lithologique est la suivante :

- Vallées du Sébaou

C'est dans les terrains miocènes, faciles à se désagréger et qui se sont déposés dans un long canal s'étendant vers l'est jusqu'aux environs d'Azazga, que s'est creusée la vallée du Sébaou. Les plaines de l'oued Sébaou et ses principaux affluents (axe Draa Ben Khedda/ Tizi Ouzou/ Fréha) et de l'oued Isser sont occupées par les formations du Miocène post- nappes et les dépôts alluvionnaires du Quaternaire (terrasses alluviales des étages Moulouyen, Soltanien, Rharbien, etc.). Les poudingues et grès du Cartennien (Miocène inférieur) bordent les dépressions, et les marnes cartenniennes occupent, avec les argiles bleues du Sahélien (Miocène supérieur), les vallées des deux oueds. Les sables argileux rouges avec lits caillouteux que l'on rencontre entre l'embouchure de l'Isser et celle du Sébaou appartiennent au Pliocène supérieur. Les roches éruptives (andésites et labradorites miocènes) constituent, également dans cette région, le massif du Cap Djinet (djebel Bou Berak).

- Massif ancien kabyle

Le massif ancien kabyle d'âge primaire (ou Paléozoïque) est formé par une série de roches sédimentaires détritiques et métamorphiques tendres, constituées de micaschistes, schistes satinés, schistes micacés, gneiss, granulites gneissiques, phyllades et de calcaires bleus cristallins ; on rencontre çà et là des filons de pegmatite. Ce terrain primaire métamorphique forme, en outre, deux îlots. Le premier au niveau du djebel Aïssa Mimoun qui comprend le Belloua, au nord de Tizi Ouzou, complètement entouré par le Miocène inférieur (**Tableau. II.2**) ; le deuxième dans la région de Bordj Ménaiél, il est composé de gneiss. A ceci, s'ajoute le massif de granit intrusif de Sid Ali Bounab qui recoupe des gneiss.

Tableau II.2: Lithologie du bassin versant de l'Oued Sébaou.

Description	Surface (km ²)	Pourcentage (%)
Qt : Quaternaire continental Alluvions, regs, Terrasses.	176	7,04
P : conglomérats, marnes bleues.	7,9	0,32
Mi : Miocène inférieur marin (burdigalien, grès marnes et de calcaires).	322	12,88
Oa : Aquitanien continental.	5,1	0,20
O : Oligocène marin incluant localement l'éocène supérieur, marnes, marnes sableux, grès et microbrèches.	856	34,24
Rt : Grès rouges, conglomérats.	22,9	0,92
Em : Eocène moyen marin : marnes argileuses et marno-calcaires.	15,8	0,63
Cs : Crétacé supérieur marin : marnes et calcaires.	5,4	0,22
Jms : jurassique supérieur.	2,3	0,09
Ji : jurassique inférieur marin (lias, calcaires massifs et dolomites).	36	1,44
T : Trias marins ou lagunaire.	7,8	0,31
H : Carbonifère non subdivisé	16,3	0,65
Psi : Gnieiss.	312	12,48
C : Calcaires métamorphiques.	25,6	1,02
Xi : Mécaschistes, schistes satinés.	666	26,64
Ro : Rhyolites, diorites, dacites.	2,9	0,12
Gama : Pegmatites.	20	0,80
Surface totale	2500	100

II.4.1.2. Occupation du sol

• Télédétection

La télédétection est une technique qui, à l'aide d'un ou plusieurs capteurs, permet d'acquérir de l'information sur un objet, surface ou phénomène sans contact direct avec l'objet, la surface ou le phénomène investigués (**Soudani Kamel, 2006**).

Le logiciel **ENVI 4.7** est un logiciel commercial complet de traitement d'images de télédétection – optiques et radar. Toutes les méthodes de traitement d'images de corrections géométriques, radiométriques, de démixage radiométrique, de classification et de mise en page cartographique sont présentes. D'autres outils relatifs à la visualisation et à la modélisation de données topographiques sont aussi disponibles. Il est aussi important de signaler que le logiciel **ENVI** est conçu en langage IDL (Interactive Data Language – Research System) et offre donc des moyens de programmation évoluée (**Soudani Kamel, 2006**).

La classification est un processus de reconnaissance des formes. En télédétection, elle consiste à effectuer la correspondance entre les éléments d'une scène de l'image matérialisés généralement par leurs valeurs radiométriques, et des classes connues a priori ou non par un utilisateur. La correspondance est réalisée par des fonctions discriminantes sous forme de règle de décision telle que le "maximum de vraisemblance" des probabilités, ou des distances géométriques (**Ducrot, 2005**).

• Classification Supervisée

La classification supervisée se déroule en deux étapes :

1- La première étape consiste à sélectionner des zones de l'image dont on connaît la vraie occupation du sol. Ces zones sont appelées régions d'intérêt (Regions of interest) sous **ENVI**.

2- Utiliser ensuite ces zones comme références à la généralisation sur l'ensemble de l'image. **La figure II.5** illustre les différentes classes d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Sébaou.

La méthode de classification supervisée, l'analyste identifie des échantillons assez homogènes de l'image qui sont représentatifs de différents types de surfaces (classes d'information). Ces échantillons forment un ensemble de données-tests. La sélection de ces données-tests est basée sur les connaissances de l'analyste, sa familiarité avec les régions géographiques et les types de surfaces présents dans l'image. L'analyste supervise donc la classification d'un ensemble spécifique de classes. Les informations numériques pour chacune des bandes et pour chaque

pixel de ces ensembles sont utilisées pour que l'ordinateur puisse définir les classes et ensuite reconnaître des régions aux propriétés similaires à chaque classe. L'ordinateur utilise un programme spécial ou algorithme afin de déterminer la "signature" numérique de chacune des classes. Plusieurs algorithmes différents sont possibles. Une fois que l'ordinateur a établi la signature spectrale de chaque classe à la classe avec laquelle il a le plus d'affinités. Une classification supervisée commence donc par l'identification des classes d'information qui sont ensuite utilisées pour définir les classes spectrales qui les représentent.

Les principaux massifs forestiers du bassin versant du Sébaou et de la Wilaya de Tizi Ouzou localisés en altitude sont ceux du Djurdjura, l'Akfadou et la chaîne littorale (**Yakoub, 2005**).

Au niveau du flanc nord de la chaîne calcaire, la couverture végétale est dominée par le cèdre et le chêne vert. Dans l'Akfadou et en altitude (1100 à 1600 m), on rencontre essentiellement le chêne zeen et le chêne afares. En basse altitude, le maquis et l'olivier sont les espèces les plus répandues. Dans le versant sud et la basse vallée, on les rencontre jusqu'à des altitudes de 700 mètres dans des milieux argileux. L'absence d'un couvert végétal continu et le manque d'aménagements pour la protection des berges dans la vallée de Tizi Ouzou participent amplement à l'érosion des sols et à une déperdition importante des eaux de surface (**Yakoub, 2005**).

De nombreux travaux réalisés dans ce domaine ont relevé que l'une des contraintes essentielles dans la dégradation de cette couverture végétale est la fréquence des incendies qui ont affecté cette région. **Le tableau II.3** représente les différentes classes d'occupation du sol qui sont situées dans le bassin versant de l'Oued Sébaou. Le couvert végétal occupe le plus grand pourcentage de la superficie qui s'élève à **71,52%**.

Tableau II.3 : Classes d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Sébaou.

Les classes	Surface en (Km ²)	Pourcentage (%)
Plan d'eau	197,57	7,90
Sols nus	221,50	8,86
Végétation dense	880,11	35,50
Végétation claire	900,22	36,02
Terrains labourés	300,60	12,02

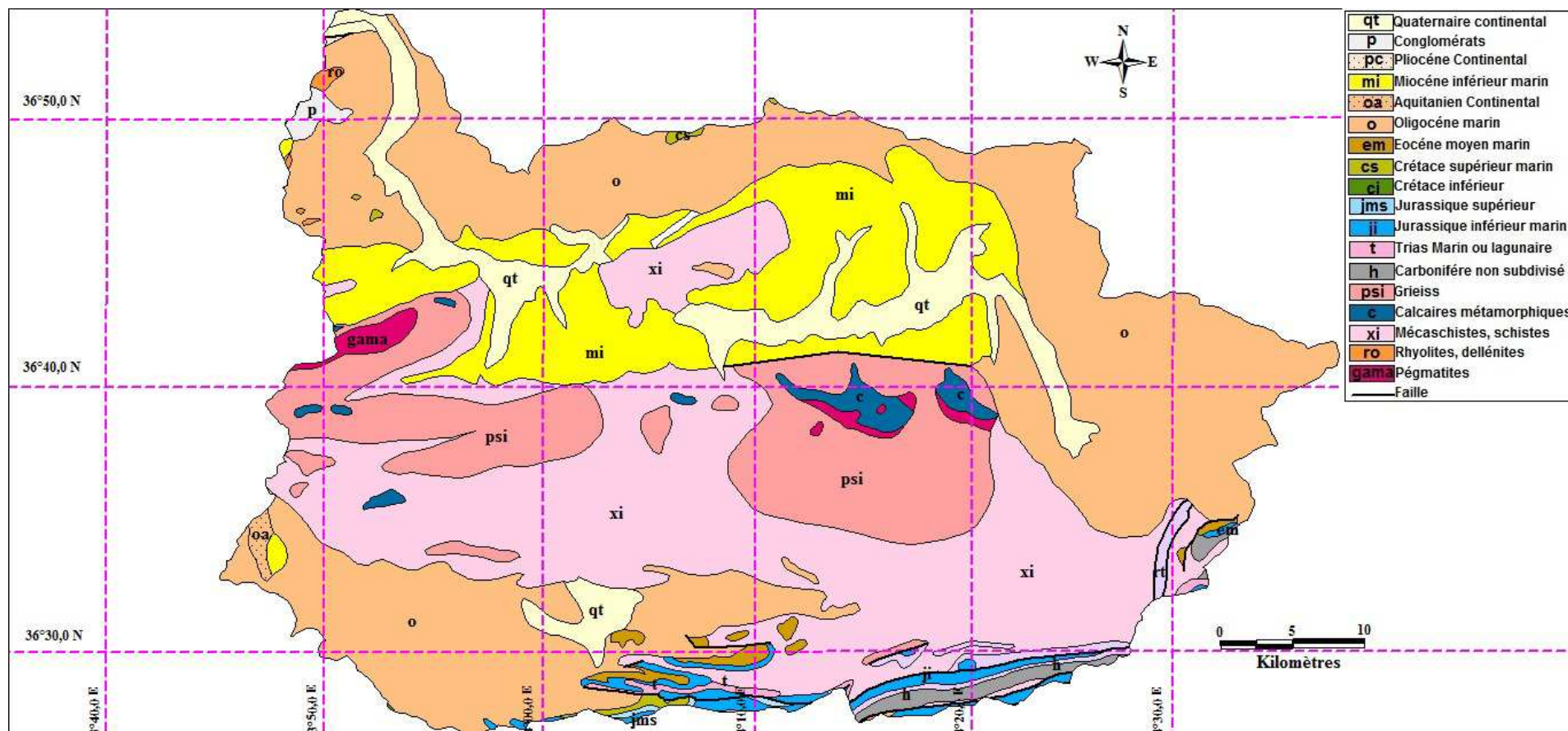


Figure II.4: Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Sébaou.

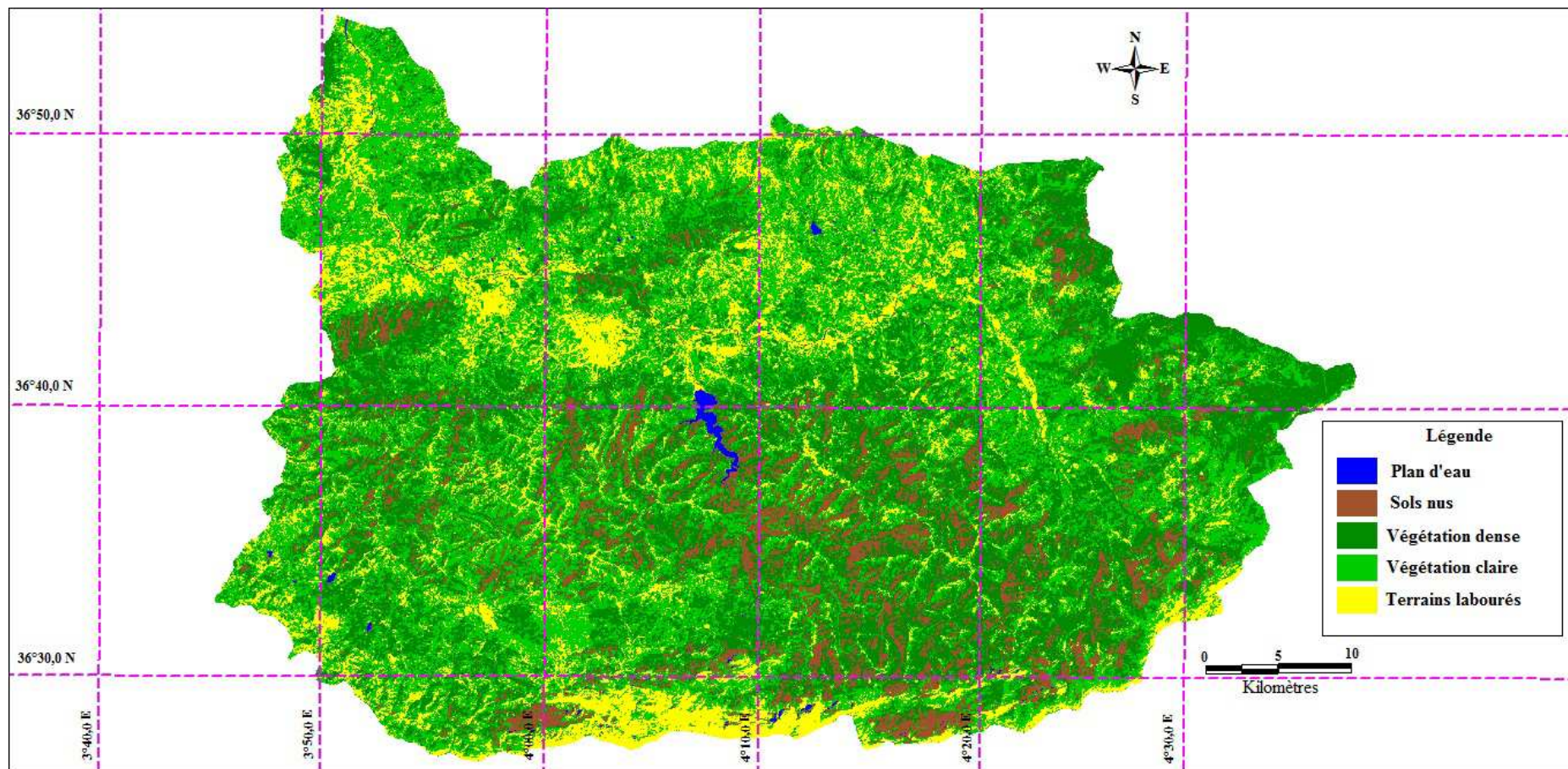


Figure II.5: Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Sébaou.

II.4.1.3. Topographie

le relief dans les bassins versant est un facteur essentiels dans le cycle hydrologique ; La forme du bassin versant est la configuration géométrique telle qu'elle est projetée sur un plan horizontal, elle influence le temps de réponse du bassin, c'est-à-dire le temps de parcoure de l'eau à travers le réseau de drainage et par conséquent sur l'hydrogramme de crue, quand au relief il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration, l'évaporation et même la puissance érosive de l'eau. Ce sont des éléments capitaux dans un processus hydrologique d'un bassin.

• Modèle numérique du terrain (MNT)

Les techniques qui permettent de fournir des données utiles à la création d'un MNT sont variées et l'on retrouve parmi elles : le levé topographique, la photogrammétrie, l'interférométrie radar, le laser altimètre, l'interpolation de courbes de niveau à partir de cartes existantes.

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation numérique de l'altitude. On passe de courbes de niveau à un MNT (**Figure II.6**) sous la forme d'une grille régulière par l'utilisation de Logiciel : **Vertical Mapper Version : 3.1** est un module développé par MapInfo Corp., qui s'exécute sous **MapInfo (8.0)** comme un menu supplémentaire, on suite on passe vers la carte d'altimétrie (**Figure II.7**) et en fin la carte des pentes (**Figure II.8**).

Le tableau II.4 indique les différentes classes des pentes présentes dans le bassin versant de l'Oued Sébaou. Les Terrains à pentes supérieures à 25 % occupent 42% de la surface totale se qu'indique un relief très accidenté.

Tableau II.4: Classes des pentes dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.

Classes	Superficie (km ²)	(%)
0 – 3%	610	24,4
3 – 12,5%	390	15,6
12,5 – 25%	450	18
>25%	1050	42

D'après **la figure II.7**, nous remarquons que les tranches d'altitudes comprises entre **800** et **2000 m** sont le plus dominantes dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.

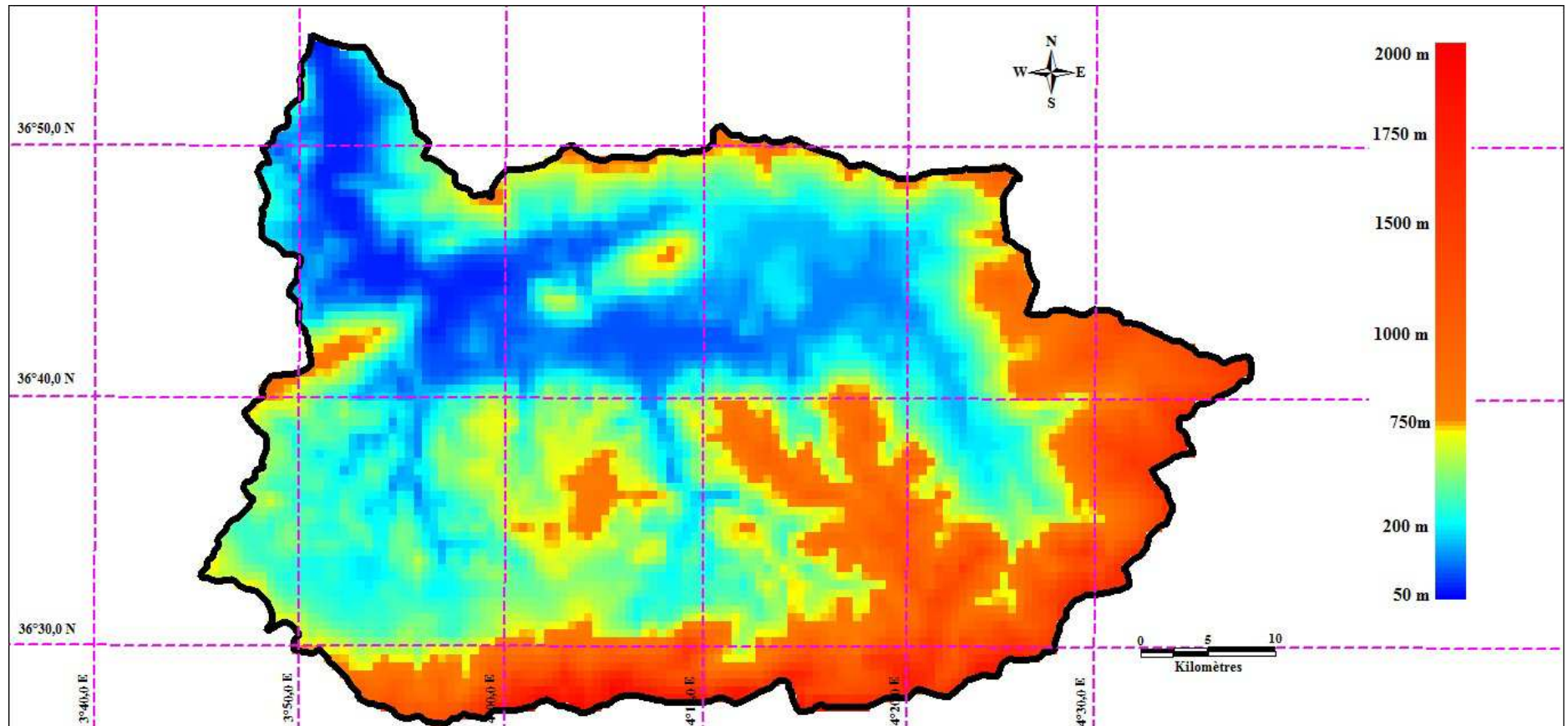


Figure II.6 : MNT du bassin versant de l'Oued Sébaou.

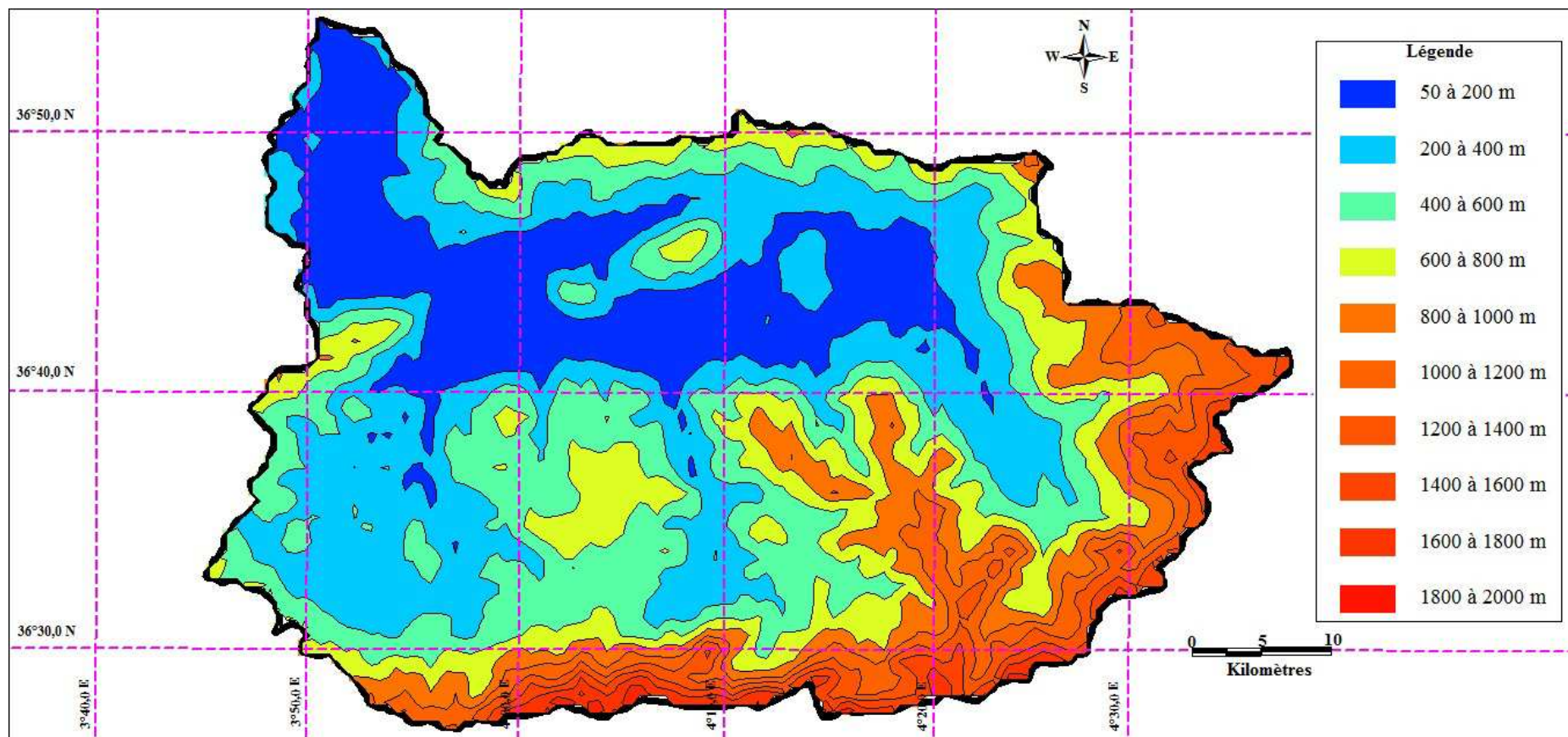


Figure II.7 : Carte d'altimétrie du bassin versant de l'Oued Sébaou.

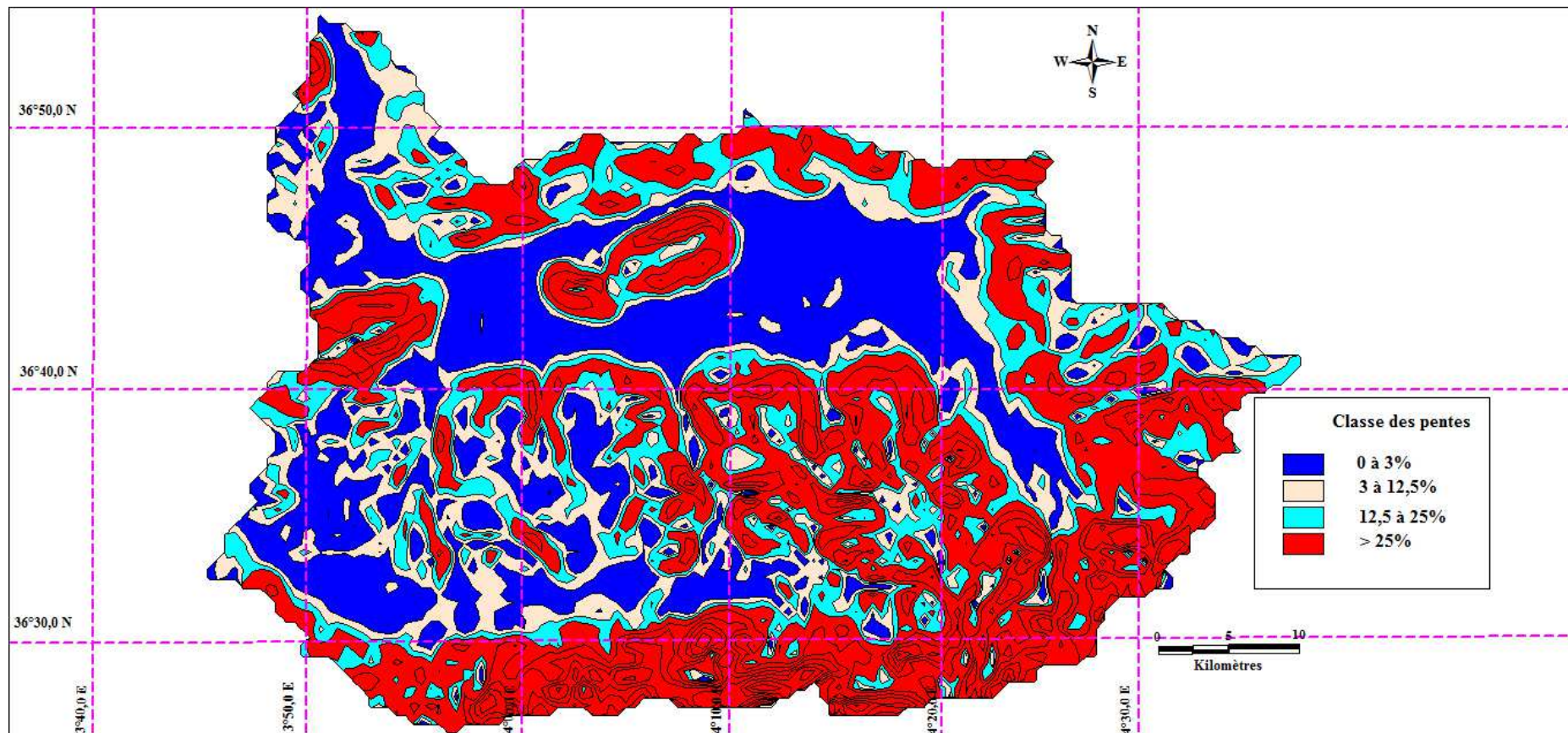


Figure II.8 : Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Sébaou.

II.4.2. Caractéristique de forme

- **L'indice de compacité (K_C)**: sert à mesurer la compacité du bassin, c'est-à-dire, qu'il est sensé rendre de la plus au moins grande vitesses de concentration à l'exutoire des eaux de ruissellement en provenance des diverses partie du bassin. Ce coefficient, trouvé par **Gravelius (1914)**, est le rapport entre le périmètre du bassin (P) et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (A) :

$$K_C = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \Rightarrow K_C = 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (II.1)$$

avec :

P et A sont respectivement le périmètre (Km) et superficie du bassin (Km²). Cet indice de compacité se rapproche de 1 pour un bassin versant ramassé et croît d'autant plus que la compacité diminue.

La valeur $K_C = 1.40$ indique que le bassin a une forme assez allongée, donc elle indique un temps de concentration important.

- **Rectangle équivalent**

Afin de pouvoir comparer le comportement hydrologique de deux bassins par exemple, on utilise la notion de du rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius, introduite par **Roche (1963)**, permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement.

Les côtés du rectangle sont donnés par les formules suivantes :

$$L = \frac{K_C \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \quad (II.2)$$

$$l = \frac{K_C \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \quad (II.3)$$

avec :

L :Longueur du rectangle équivalent en (Km) ;

l :Largeur du rectangle équivalent en (Km) ;

K_C : Indice de compacité de Gravelius ;

A : Superficie du bassin versant en (km²).

- **Paramètre de Relief**

Le relief joue un rôle capital, dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains. Son appréciation peut être faite à l'aide de la répartition hypsométrique sur le bassin, et l'indice de pente de **roche (1960)** qui sert à déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant.

A partir de la courbe hypsométrique illustre dans la figure, on peut déterminer certaines caractéristiques du relief, à savoir :

- ✓ L'altitude maximale (H_{max}) ;
- ✓ L'altitude minimale (H_{min}) ;
- ✓ L'altitude médiane : altitude correspond à 50% de la surface ($H_{50\%}$) ;
- ✓ $H_{5\%}$: altitude correspond à 5% de la surface ($H_{5\%}$) ;
- ✓ $H_{95\%}$: altitude correspond à 95% de la surface ($H_{95\%}$) ;
- ✓ L'altitude moyenne (H_{moy}) est déterminée par l'expression suivante :

$$H_{moy} = \frac{\sum S_i \cdot h_i}{A} \quad (II.4)$$

avec :

S_i : Surface comprise entre deux courbes de niveau (km^2) ;

h_i : Altitude moyenne entre ces deux courbes de niveau en (m).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2) ;

Tableau II.5: Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Sébaou.

les classes en (m)	Surfaces partielles		Surfaces cumulées		Altitudes moyennes (m)
	S en Km^2	S en %	S .cumul en Km^2	S. cumul en %	
1800 - 2000	4	0,16	4	0,16	1900
1600 - 1800	23	0,92	27	1,08	1700
1400 - 1600	41	1,64	68	2,72	1500
1200 - 1400	85	3,40	153	6,12	1300
1000 - 1200	137	5,48	290	11,60	1100
800 - 1000	196	7,84	486	19,44	900
600 - 800	334	13,36	820	32,80	700
400 - 600	600	24,00	1420	56,80	500
200 - 400	629	25,16	2049	81,96	300
50 - 200	451	18,04	2500	100	125
Totale	2500	100			

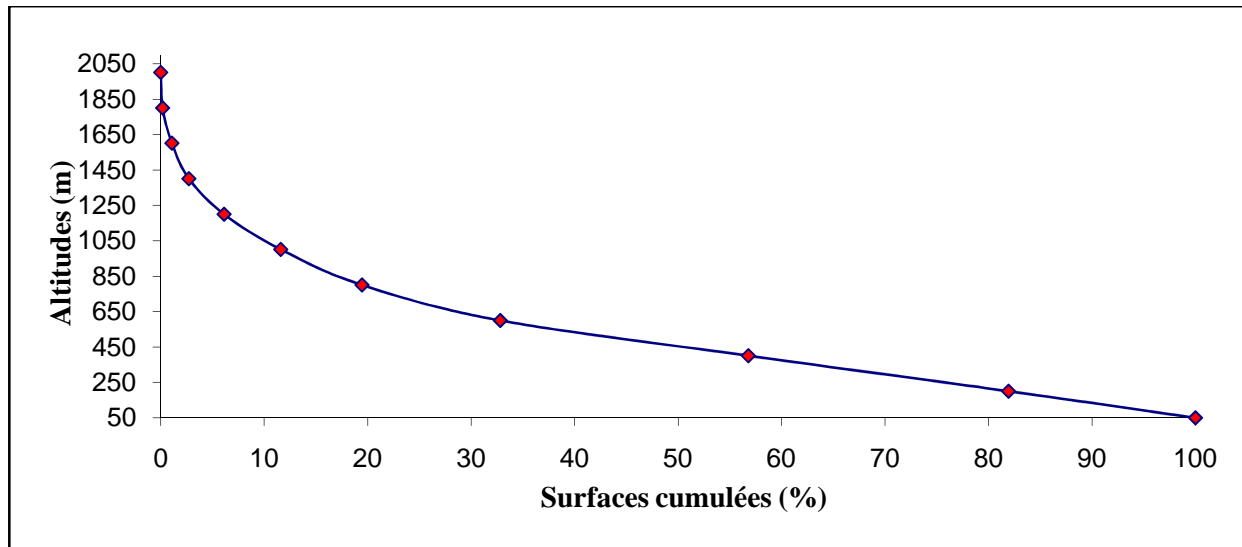


Figure II.9: Courbe hypsométrique de bassin versant de l'oued Sébaou.

- **Indice de pente globale « I_g »**

L'indice de pente globale I_g est un indice qui caractérise l'influence de la pente sur le régime hydrologique du bassin. Roche donne la formule suivant qui sert à calculer cette indice :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (II.5)$$

avec :

I_g : Indice de pente globale (%);

D : Dénivelée $D = H_{5\%} - H_{95\%}$ (m);

L : Longueur du rectangle équivalent (Km).

- **Pente moyenne d'un bassin versant « I_m »**

La pente moyenne d'un bassin versant peut se calculer par l'expression suivante :

$$I_m = \frac{D \cdot L_c}{A} \quad (II.6)$$

avec :

I_m : Pente moyenne du bassin (%);

D_h : Equidistances entre les courbes de niveaux (m);

L_c : La longueur totale des courbes de niveau (km);

A : Surface totale du bassin versant (Km²).

- **Dénivelée spécifique « D_s »**

Elle sert à comparer les indices de pentes de bassins versants de superficies différentes, elle est donnée par application de formule suivante :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{S} \quad (II.7)$$

avec :

D_s : La dénivelée spécifique (m) ;

I_g : Indice de pente globale (%) ;

S : Surface totale du bassin versant (Km²).

D'après la classification fait par « O.R.S.T.O.M. » (**tableau II.6**), le bassin de l'oued Sébaou a un relief très fort.

Tableau II.6 : Valeurs des densités spécifiques.

R1	Relief très faible	$D_s = 10$ m
R2	Relief faible	$D_s = 25$ m
R3	Relief assez faible	$D_s = 50$ m
R4	Relief modéré	$D_s = 100$ m
R5	Relief assez fort	$D_s = 250$ m
R6	Relief fort	$D_s = 500$ m
R7	Relief très fort	$D_s > 500$ m

Selon : « O.R.S.T.O.M. »

- **Densité de drainage « D_d »**

Elle est définie comme étant le rapport entre la longueur totale de tous les talwegs L_i du bassin versant, à la surface totale S .

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} \quad (II.8)$$

avec :

D_d : Densité de drainage (Km/Km²) ;

L_i : Longueur du cours d'eaux d'ordre i (Km) ;

A : Surface de drainage (Km²).

- Coefficient de torrentialité « C_t »

Le coefficient de torrentialité, exprime l'importance du ruissellement dans un bassin versant, il dépend de la densité de drainage :

$$C_t = F_1 \cdot D_d \quad (II.9)$$

avec :

$$F_1 = \frac{N_1}{S} \quad (II.10)$$

C_t : Coefficient de torrentialité ;

F_1 : Coefficient de drainage appelé aussi fréquence de thalweg élémentaire ;

D_d : Densité de drainage en km/km² ;

N_1 : Nombre de thalwegs d'ordre 1 ;

S : Superficie du bassin versant en km².

- Temps de concentration « T_c »

Il est défini comme étant le temps nécessaire à une goutte d'eau pour s'écouler du point le plus éloigné du bassin versant à l'exutoire. Il est donné par la formule suivante :

$$T_c = \frac{(1,5 \cdot L) + 4\sqrt{A}}{0,8 \cdot \sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (II.11)$$

avec :

T_c : Temps de concentration du bassin versant en (h) ;

L : Longueur du cours d'eau principal en (Km) ;

A : Surface du bassin versant en (Km²) ;

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

H_{min} : Altitude minimale du bassin versant en (m).

Tous les paramètres hydromorphométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou sont récapitulés dans le **tableau II.7**.

Tableau II.7 : Récapitulatif des caractéristiques hydromorphologiques du bassin versant de l'Oued Sébaou.

paramètres		Symbole	Unités	Valeur
Surface		S	Km ²	2500
Périmètre		P	Km	250
Altitudes	Maximale	H max.	m	2000
	Minimale	H min.		50
	Moyenne	Hmoy.		530
	Médiane	H _{50%}		500
	De fréquence	H _{5%}		1290
		H _{95%}		140
Type de Relief		-	Très fort	-
Longueur des thalwegs	retenues	L _{Pt}	Km	7675
	permanents	L _P	Km	2300
	temporaires	L _t	Km	5375
Longueur	Du rectangle équivalent	L _R	Km	100
Largeur		L _r		25
Dénivelée spécifique		D _s	m	575
Indice	De compacité de Gravelius	K _c	-	1,40
	De pente de Roche	I _p	%	0,17
	De pente globale	I _g	%	1,15
Densité de drainage	Total	D _d	Km/km ²	3,07
	permanents	D _d	Km/km ²	0,92
	temporaire	D _d	Km/km ²	2.15
Pente moyenne		Imoy	%	51,72
Coefficient de torrentialité		C _t	-	8,41
Temps de concentration		T _c	Heures	15,1

II.5. Contexte hydrogéologique

La vallée de l'oued Sébaou occupe la grande zone synclinale miocène qui s'étend d'Azazga à Dellys. Le Miocène marneux constitue le substratum imperméable de la nappe alluviale de l'oued Sébaou. Elle est une large dépression comblée d'alluvions du Quaternaire formant un complexe de terrasses reposant sur des formations de Miocène inférieur. Ces formations sont constituées principalement par des marnes et des argiles et constituent le substratum des formations alluviales aquifères. Les formations alluviales aquifères de l'oued Sébaou s'étendent sur environ 100 Km. Dans la région de Tizi Ouzou, la vallée du Sébaou (**Figure II.10**) est séparée en deux par le Djebel Belloua qui scinde naturellement l'axe longitudinal de la vallée en deux zones indépendantes avec une structure géomorphologique différente et des conditions géologiques voire hydrogéologiques diverses (**Yakoub, 2005**). On distingue ainsi :

- Le haut Sébaou à l'amont ;
- Le bas Sébaou jusqu'à l'embouchure.

La différence entre ces deux zones provient de la disposition des terrasses alluviales qui, dans le haut Sébaou, forment un système étagé alors que dans le bas Sébaou ; le système est emboîté.

Ces terrasses sont datées du Quaternaire ancien, Quaternaire moyen et du Quaternaire récent. L'épaisseur des dépôts alluviales varie de 3 à 5 m pour les niveaux du quaternaire ancien et moyen et atteint 40 m pour le quaternaire récent.

Les résultats de la prospection géophysique exécutée par la **C.G.G.** en 1964 ont estimé le volume des alluvions aquifères de la nappe alluviale du Sébaou à **530 Hm³**.

Les quelques sondage étalons analysés à cette date avaient dégagé une porosité totale légèrement supérieure à 20% et les ressources naturelles de la nappe alluviale du Sébaou seraient de l'ordre de **100 Hm³** (**Yakoub, 2005**).

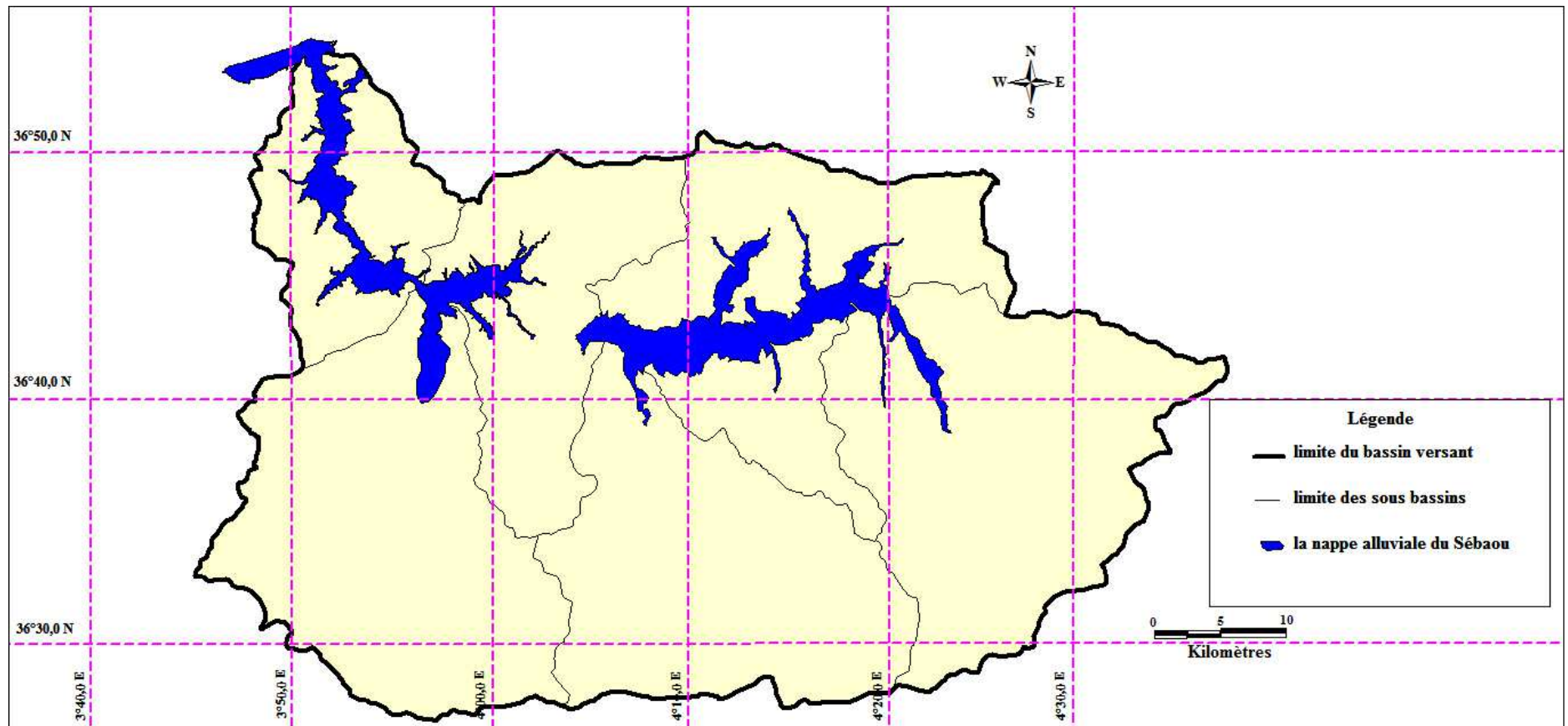


Figure II.10: Carte de la nappe alluviale du bassin versant de l'Oued Sébaou.

II .6. Caractéristiques climatiques

Le bassin versant de l'oued Sébaou est contrôlé par vingt-deux stations pluviométriques et six stations de jaugeages (**figure II.11**), dont les coordonnées sont données au **tableau II.8**.

Tableau II.8 : Coordonnées Lambert des stations pluviométriques et hydrométriques.

Stations	Coordonnées Lambert			Code
	X (m)	Y (m)	Z (m)	
1-Pluviométriques				
Ait Aicha	661800	373900	1000	02-15-09
Azazga	649250	383900	430	02-15-04
Djemaa Saharidj	641700	377750	370	02-15-03
Tighzert N'boubhir	650900	372100	220	02-15-01
Aghribs	645100	391250	680	02-16-01
Berber	639350	391800	490	02-16-07
Freha	641900	383500	140	02-16-03
Ait Djemaa	621450	356850	840	02-17-17
Ait Oubane	643300	354700	960	02-17-16
Beni Yenni	635000	365250	760	02-17-12
Larbaa Nathirathen	634900	370800	980	02-17-05
Ouadhias	625300	362500	400	02-17-01
Bouassem	619980	371440	618	02-18-01
Draa ben Khedda	615200	382450	70	02-18-04
Larbaa Makouda	622650	390150	520	02-18-05
Boghni	612550	361150	250	02-19-03
Tizi Ouzou	620370	379760	234	02-18-10
Draa El mizane	600950	359200	530	02-19-02
Nezlioua	595800	363200	590	02-19-06
Tizi Letnine	606900	356100	500	02-19-11
Tizi Medene	611650	358350	500	02-19-01
Baghlia	603650	390000	30	02-20-02
2-Hydrométrie				
Boubroune	645600	382600	140	02-15-13
Fréha	642950	384250	130	02-16-05
RN 30	627100	374600	110	02-17-15
Belloua	623300	381200	90	02-18-03
RN 25	610200	375750	80	02-19-09
Baghlia	603750	390100	25	02-20-01

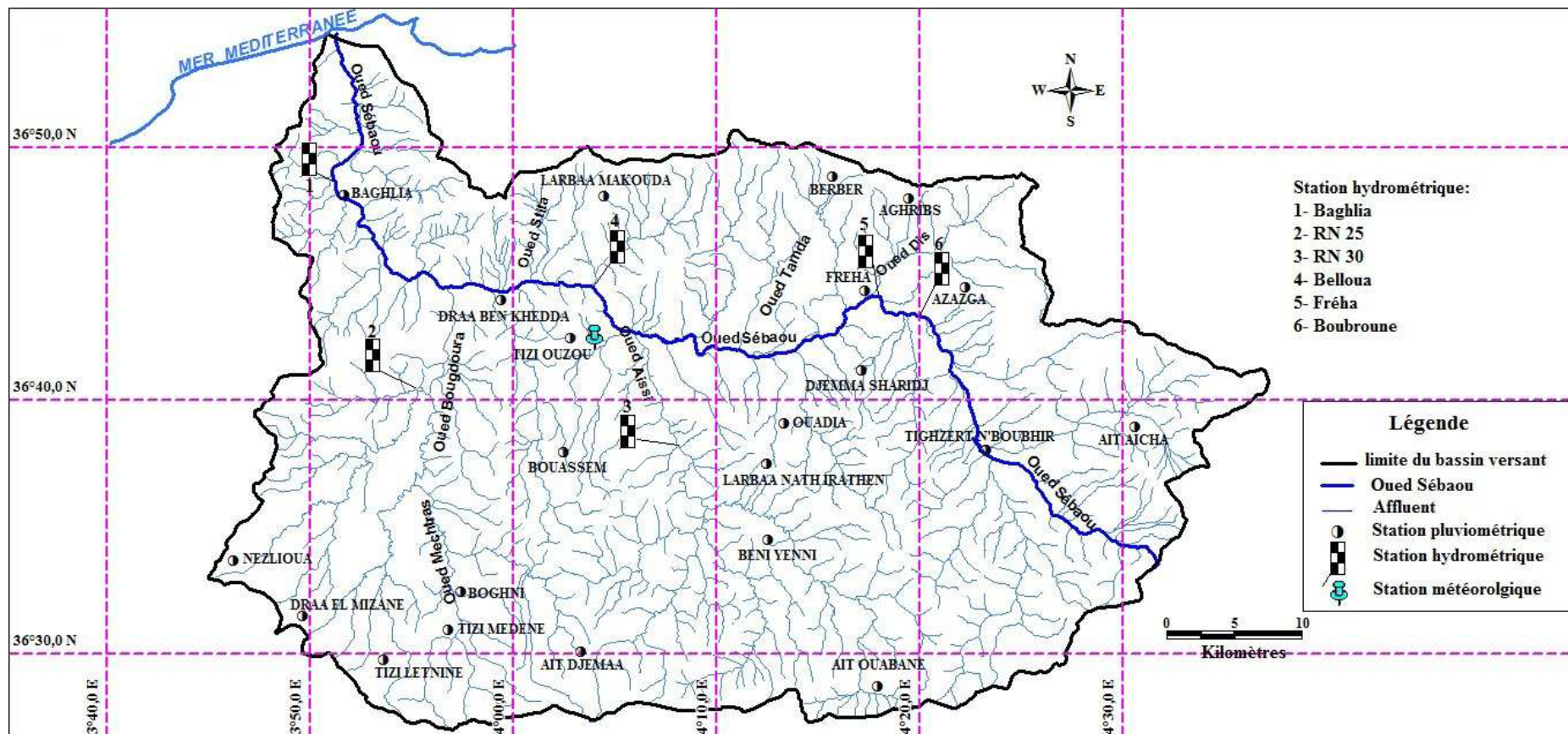


Figure II.11: Carte de localisation des stations pluviométriques et hydrométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou.

II.6.1. Lamme d'eau précipitée moyenne annuelle du bassin versant

Pour calculer la lamme moyenne précipitée sur toute la surface du bassin versant, il suffit alors d'intégrer la fonction $P(x, y)$ entre les postes d'échantillonnages. Il existe, pour cela quelques méthodes entre autres :

- **Méthode arithmétique**

Lorsque la précipitation est relativement uniforme et que les mesures sont représentatives, la moyenne arithmétique de plusieurs valeurs de la fonction $P(x, y)$ peut fournir un estimé satisfaisant de la quantité de la pluie moyenne d'un bassin versant. Nous obtenons pour cette méthode :

$$P_{BV} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (II.12)$$

avec :

P_{BV} : Précipitation moyenne du bassin versant ;

P_i : Précipitation moyenne de chaque poste ;

n : Nombre des postes pluviométriques.

La lamme d'eau moyenne tombée annuelle à l'échelle du bassin versant de l'Oued Sébaou est de l'ordre de **826 mm/an**.

- **Méthode de Thiessen**

Cette méthode, basée uniquement sur les pluies observées aux pluviomètres, consiste à supposer que la fonction $P(x, y)$ varie discrètement. Pour cela, sur tout élément de surface $dx dy$, on admet que $P(x, y)$ est égal à la valeur enregistrée au poste le plus proche. Les éléments de surface plus proches d'un pluviomètre que de tout autre, sont déterminés par le réseau des médiatrices des segments joignant les postes 2 à 2. **La figure II.12**, représente le découpage du bassin versant en polygones ayant servi de base aux calculs de la pluviométrie moyenne. Dans cette hypothèse, la pluie moyenne s'exprime ainsi :

$$P_{BV} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \cdot S_i}{S_T} \quad (II.13)$$

avec :

P_{BV} : Précipitation moyenne du bassin versant ;

P_i : Précipitation de la station à l'intérieur du polygone ;

S_i : Surface du polygone

S_T : Surface totale du bassin.

Le tableau ci-dessous regroupe les résultats obtenus pour l'ensemble du bassin versant.

Tableau II.9 : lame d'eau annuelle précipitée obtenue à partir de la méthode THIESSEN.

Station	Pluviométrie (mm)	Surface des polygones		P _i · S _i
		Km ²	%	
Ait Aicha	1043,70	310,00	12,40	323555,10
Azazga	956,00	114,10	4,56	109084,10
Djemaa Saharidj	810,60	153,40	6,14	124350,50
Aghribs	1041,20	43,70	1,75	45468,40
Berber	1002,80	80,30	3,21	80477,20
Fréha	747,00	83,60	3,34	62481,60
BeniYenni	864,90	375,20	15,01	324508,60
LarbaaNathirathen	921,90	133,90	5,36	123441,00
Bouassem	847,60	213,60	8,54	181053,10
Draa ben Khedda	730,20	206,60	8,26	150857,70
Larbaa Makouda	791,50	146,00	5,84	115558,30
Boghni	701,60	153,00	6,12	107345,80
Draa El mizane	681,10	57,30	2,29	38991,20
Nezlioua	752,70	88,00	3,52	66272,00
Tizi Letnine	655,70	47,50	1,90	31113,20
Tizi Medene	729,7	92,90	3,72	67786,60
Baghlia	760,00	201,00	8,04	152752,70

On applique l'équation numéro (II.13), nous obtenons ainsi une moyenne de la lame d'eau précipitée de l'ordre de **842 mm/an**.

Les résultats obtenus à partir des deux méthodes employées pour l'estimation de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant montrent que la méthode de la **moyenne arithmétique** est le plus efficace pour de petits bassins où l'influence de l'altitude, de l'exposition et de la latitude sur les précipitations est partout identique. Toutefois, les méthodes de la moyenne arithmétique et celle de **THIESSEN** donnent des valeurs proches et doivent se rapprocher plus de la réalité. La valeur moyenne entre ces deux méthodes est de l'ordre de **834 mm/an**.

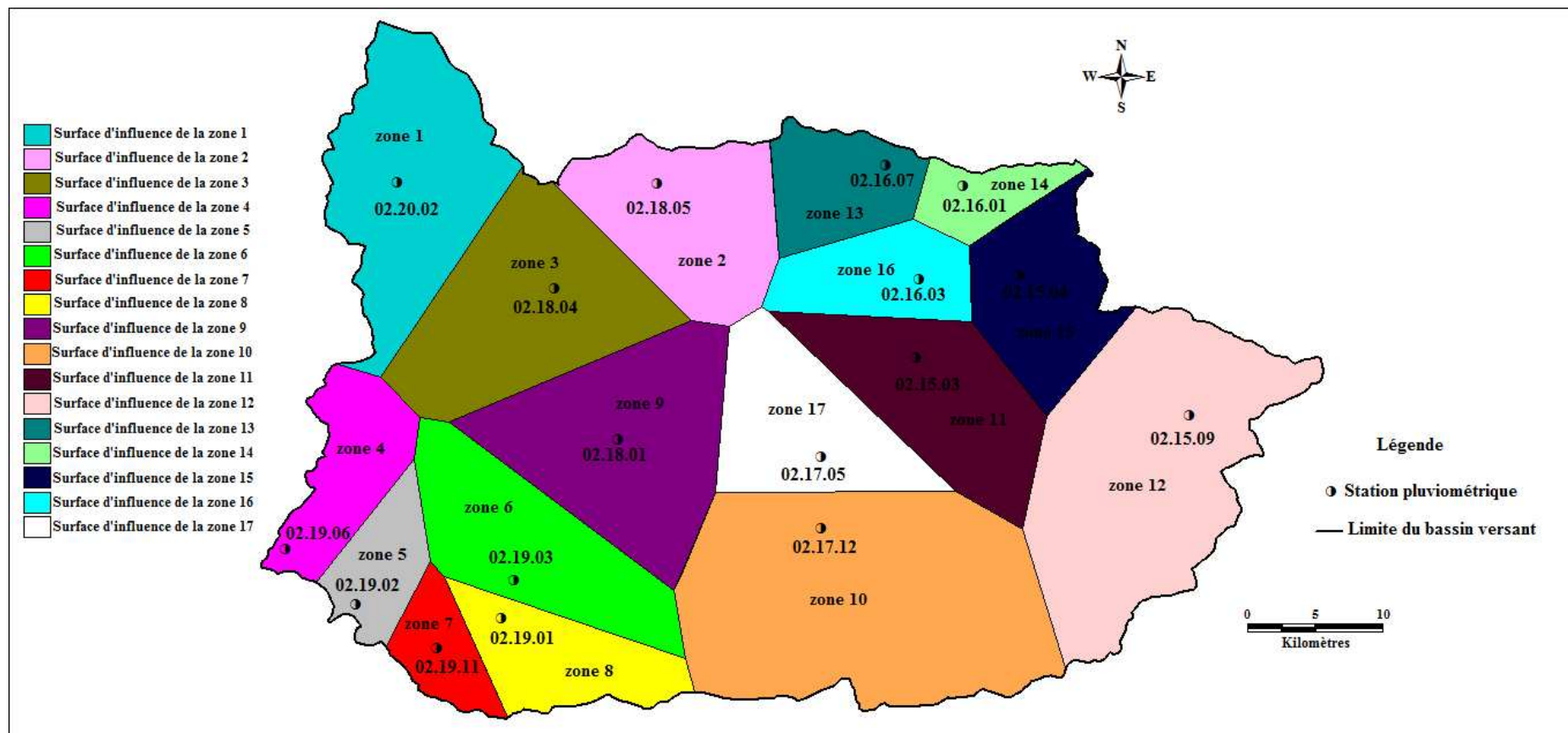


Figure II.12 : Surface d'influence des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou.

II.7. Etude des Paramètres climatiques

Les données climatiques recueillies et utilisées sont celle fournies par l'O.N.M (Office Nationale de Météorologie) de la station de Tizi-Ouzou portant sur la période (1990 - 2012). Dont les coordonnées géographiques sont :

- Latitude = 36°42' N ;
- Longitude = 04°08' E ;
- Altitude = 153,40 m.

II.7.1. Températures

La température est l'un des principaux facteurs conditionnant le partage des eaux météorique. Une forte amplitude thermique aura des conséquences particulièrement sur l'accélération du déficit hydrique engendré par le phénomène d'évaporation, d'une part, mais aussi sur les sols. **Le tableau II.10 et la figure II.13** donnent la répartition mensuelle des valeurs moyennes des températures sur 23 ans en degrés Celsius (°C).

Tableau II.10 : Répartition mensuelle des températures moyennes (Période 1990 - 2012).

Mois T°C	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Max.	31,36	26,67	20,06	16,27	15,25	16,44	19,60	21,53	26,26	31,67	35,57	36,06
Moy.	24,33	20,02	14,54	11,53	10,11	10,73	13,44	15,43	19,47	24,34	27,68	28,03
Min.	18,74	15,25	10,63	7,43	6,18	6,54	8,47	10,31	14,03	18,15	21,19	21,86

Source (ONM, 2013)

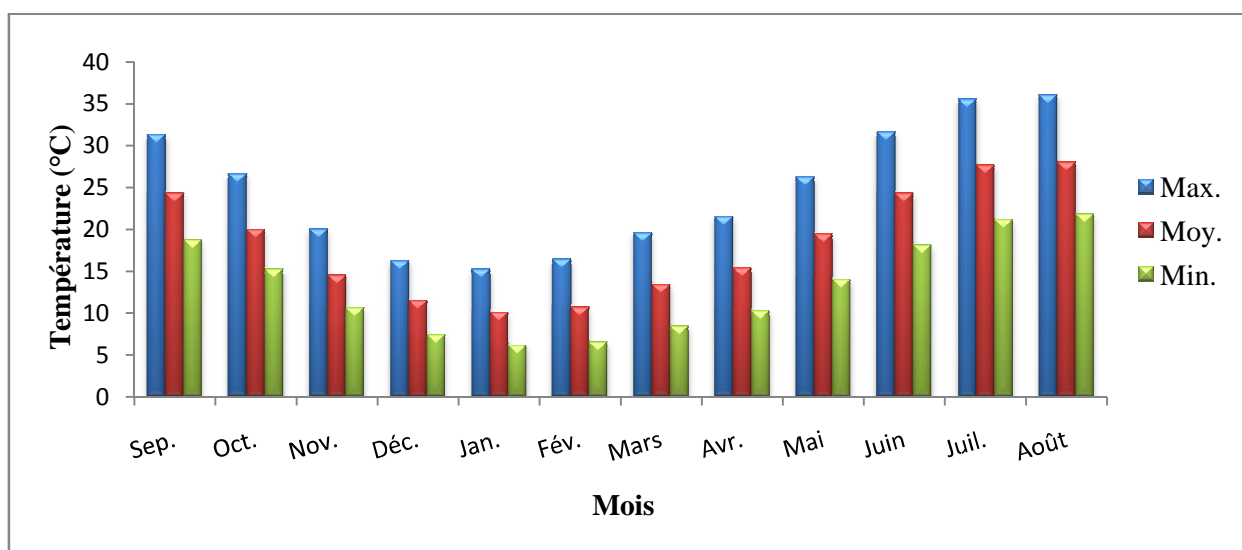


Figure II.13: Températures moyennes au niveau de la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).

L'analyse des données montre que les températures minimales sont observées en janvier, avec un moyen inter annuel **13,23°C**. Les températures maximales sont relevées en juillet avec une pointe au mois d'août soit une moyenne de **24,73°C** et un maxima de **36,06°C**.

Les températures au-dessus de 20°C peuvent être observées durant les mois les plus froids de l'année (décembre, janvier, février et mars). Durant la période (1990 – 2012), la valeur moyenne est de **18,30°C**.

II.7.2. Humidité relative de l'air

L'humidité relative de l'air est le rapport, exprimé en %, de la tension de vapeur d'eau à la tension de vapeur d'eau saturante. C'est un élément atmosphérique très important puisqu'il donne le taux de condensation de l'atmosphère. Les résultats des humidités relatives enregistrés au niveau de la station de Tizi-Ouzou pour une période de 23 ans (1990/2012) et dont les valeurs sont consignées dans le **tableau II.11** et la **figure II.14**.

Tableau II.11: Humidité relative moyenne mensuelle à la station de Tizi Ouzou (1990/2012).

Mois Hr %	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Max.	84	90	92	94	94	94	92	92	91	85	79	80
Moy.	62	71	77	80	80	78	75	72	70	60	54	53
Min.	36	43	52	58	57	52	47	46	44	35	30	30

Source (ONM, 2013)

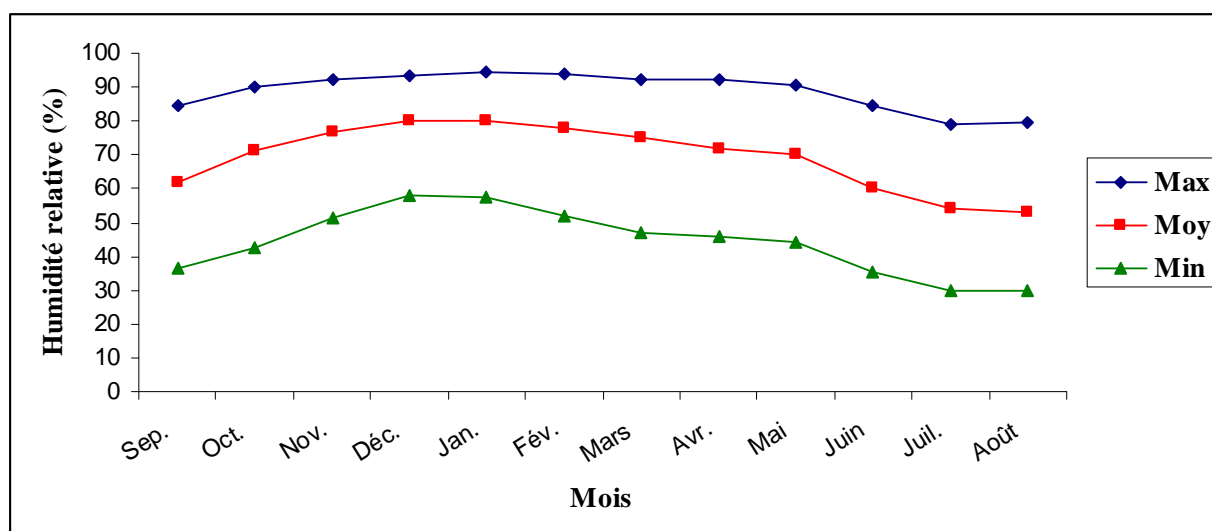


Figure II.14 : Humidité relative moyenne de l'air au niveau de la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).

L'analyse des données montre que les humidités minimales sont observées en juillet et août, avec un moyen inter annuel 44%. Les humidités maximales sont relevées en décembre, janvier et février avec une moyenne de 89% et un maxima de 94%.

Les humidités relatives au-dessus de 70% peuvent être observées durant les mois (juin, juillet, et septembre). Durant la période (1990 – 2012), la valeur moyenne est de 69%.

II.7.3. Vitesse du vent

Les vents sont l'un des éléments caractéristiques du climat régissant l'évaporation à la surface du sol et de la végétation. Les résultats des moyennes mensuelles de la vitesse du vent enregistré au niveau de la station de Tizi-Ouzou sont présentés dans le **tableau II.12**.

Tableau II.12 : Vitesse du vent moyenne à la station de Tizi-Ouzou (1990/2012).

Mois	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Vent (m/s)	1,2	1,3	1,6	1,7	1,8	2,2	2,1	1,9	1,5	1,2	1,3	1,4

Source (ONM, 2013)

Le **tableau II.12** montre que la fréquence maximale de jour du sirocco s'observe au mois de juin et la fréquence minimale est observée au moins d'octobre et janvier.

La durée du sirocco est très variable, mais il souffle rarement sans interruption pendant plusieurs jours. Les vents dominants semblent de direction SW-NE.

II.7.4. Précipitations

La pluie constitue la cause et la source d'énergie érosive. Ce sont les gouttes de pluie, les eaux de ruissellement sur les terrains en pente et les vents violents qui détachent et entraînent les particules terreuses. La répartition des précipitations moyennes mensuelles est représentée dans le **tableau II.13** et la **figure II.15**.

Tableau II.13 : Précipitations moyennes mensuelles (1990-2012).

Mois	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
P (mm)	117,93	84,54	71,50	88,30	63,08	9,51	3,37	6,73	38,13	65,16	104,33	127,55

Source (ONM, 2013)

La pluviométrie moyenne annuelle calculée dans la région durant la période (1990-2012) est de **780,13 mm** concentré sur une période pluvieuse de Novembre à Janvier avec une valeur maximale au mois de Décembre **127,55 mm** (figure II.15).

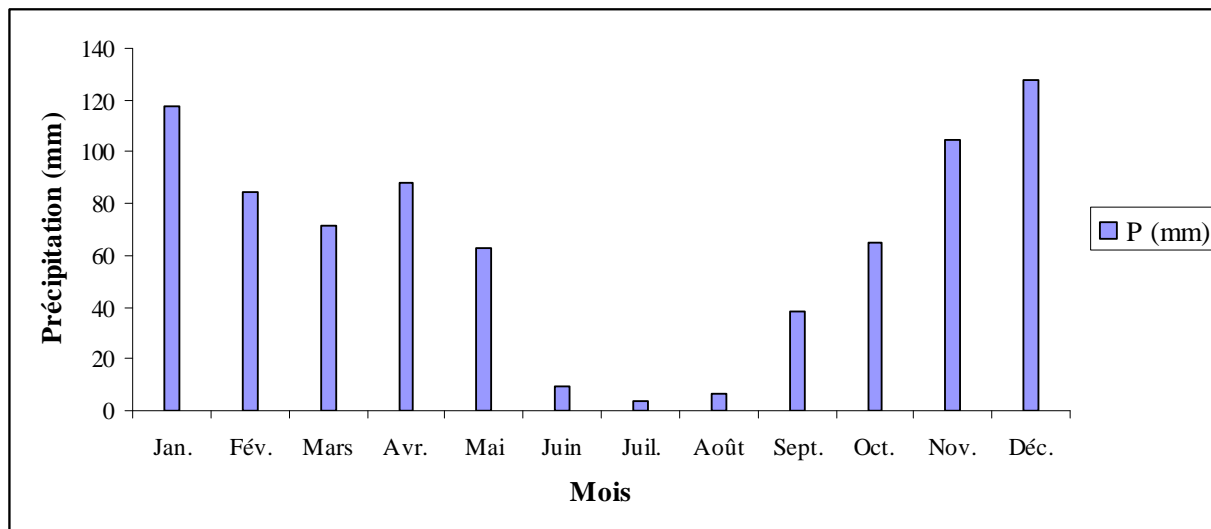


Figure II.15: Précipitations moyennes annuelles au niveau de la station de Tizi-Ouzou (1990-2012).

II.7.5. Indice xérothermique de Bagnouls et Gaussen (1957)

L'indice I_x , est calculé en retranchant du nombre de jours de la période sèche (suite de mois secs) le nombre de jours pluvieux ou supposés humides (degré hygrométrique élevé). Les valeurs obtenues représentent le nombre de jours « biologiquement secs » au cours de la période sèche. Cet indice complète le diagramme ombrothermique (Figure II.16) qui montre l'importance de la période sèche.

Tableau II.14: les moyennes mensuelles des précipitations et des températures de la station de Tizi-Ouzou (1990/2012).

Mois	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
P (mm)	117,93	84,54	71,50	88,30	63,08	9,51	3,37	6,73	38,13	65,16	104,33	127,55
T (°C)	10,11	10,73	13,44	15,43	19,47	24,34	27,68	28,03	24,33	20,02	14,54	11,53

Source (ONM, 2013)

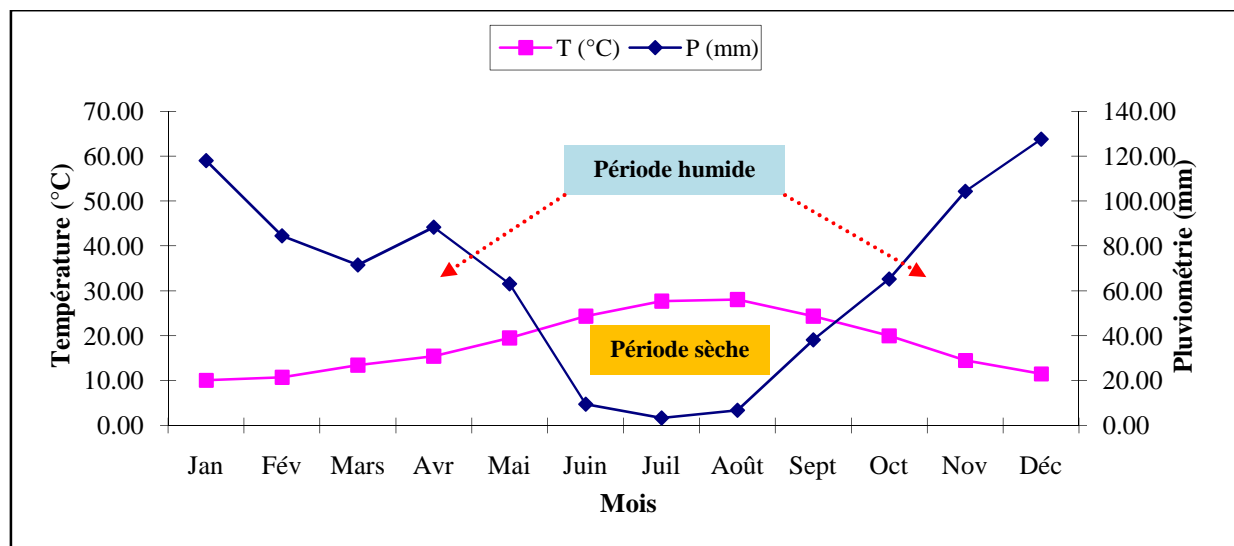


Figure II.16 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson du bassin versant de l'Oued Sébaou (1990/2012).

Nous pouvons conclure qu'au niveau de la région, le climat est caractérisé par l'alternance au cours de l'année de deux saisons à savoir :

- ✓ Une saison sèche, qui débute à la fin du mois de mai et se termine à la fin du mois de septembre. Elle est caractérisée par une pluviométrie faible et des températures supérieures à la moyenne annuelle 18,30°C ;
- ✓ Une saison humide, qui débute au mois d'octobre et se termine à la fin du mois de mai. Elle est caractérisée par une pluviométrie importante et des températures situées au-dessous de la moyenne annuelle.

II.7.6. Quotient pluviométrique et climagramme d'Emberger

L'indice d'Emberger est spécifique au climat méditerranéen (Tableau II.15). Il est utilisé pour la classification bioclimatique d'une zone donnée sur la base des températures et des précipitations selon la formule suivante :

$$Q_2 = \frac{1000 \cdot P}{\frac{(M+m)(M-m)}{2}} \quad (II.14)$$

Q_2 : Quotient pluviométrique ;

P : Pluviométrie annuelle (mm) ;

M : Moyenne des maxima du mois le plus chaud ;

m : Moyenne des minima du mois le plus froid.

Pour l'Algérie, Stewart (1969) a simplifié cet indice par la formule suivante :

$$Q_2 = 3.43 \frac{P}{M-m} \tag{II.15}$$

Tableau II.15 : Quotient pluviométrique de la station de Tizi-Ouzou (1990/2012).

Paramètres	P (mm)	M°C	m°C	Q ₂
Station Tizi-Ouzou	780,13	36,06	6,18	89,55

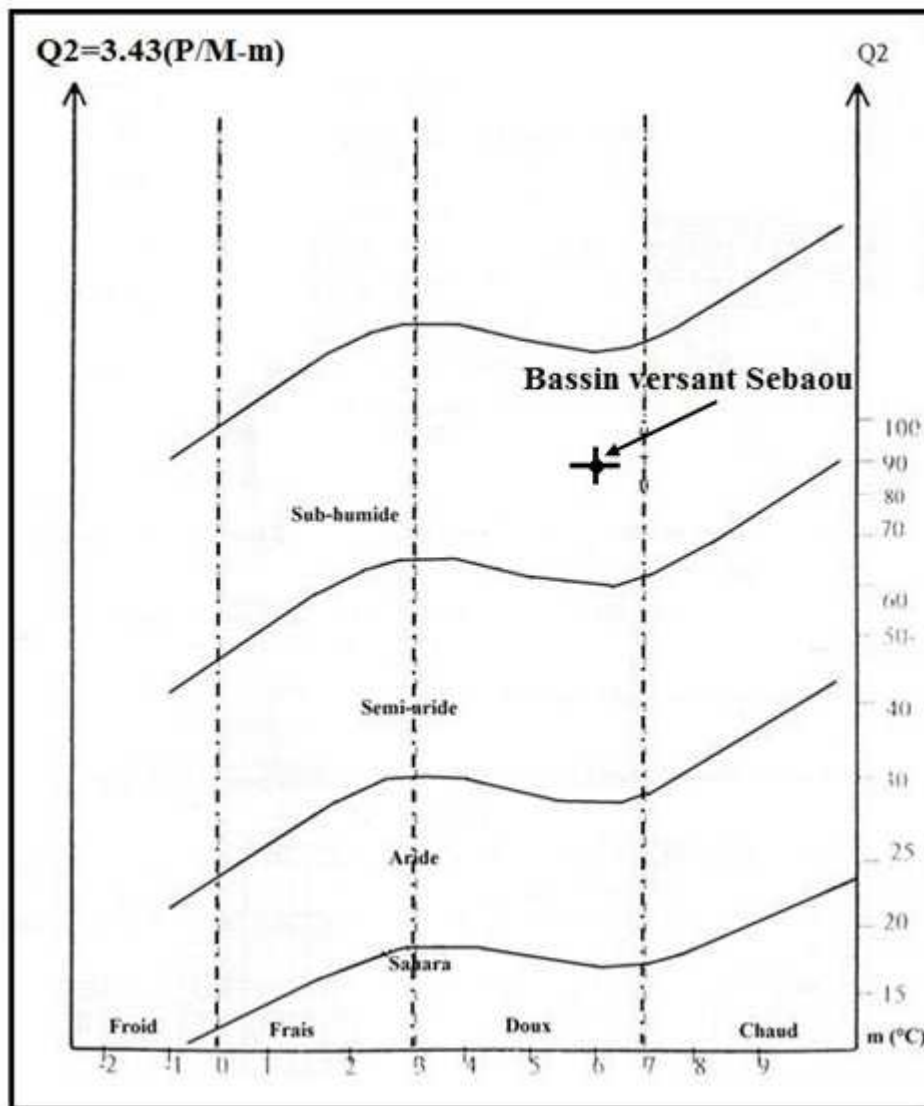


Figure II.17 : Climagramme d'Emberger pour le bassin versant de l'Oued Sébaou.

Selon le climagramme d'Emberger établi, nous pouvons classer notre zone d'étude dans l'étage bioclimatique Sub-humide à hiver doux (Figure II.17).

II.7.7. Notion d'Evapotranspiration

Elle est contrôlée par divers facteurs :

- Facteurs climatiques : pluviométrie, intensité et durée de l'ensoleillement, vent, humidité relative (besoin en eau de l'atmosphère)
- Facteurs liés au bassin versant : nature et épaisseur du sol, présence et nature du couvert végétal, hydrographie, position géographique.

a) Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle est la consommation d'eau sous l'action conjuguée de l'évaporation du sol et de la transpiration des plantes, d'un couvert végétal en plein développement occupant le sol à la totalité, et sous les conditions optimales d'alimentation en eau sans l'influence d'aucun facteur limitant (**Ducroque, 1990**).

b) Evapotranspiration réelle (ETR)

Correspond à la quantité d'eau effectivement prise au sol par évaporation et par transpiration dans les conditions exactes de cette culture (**Ducroque, 1990**).

L'ETR se mesure généralement en (mm) de hauteur d'eau à une unité de temps choisie (par jour, par décade, par mois). L'ETR est calculée par la formule suivante de TURC qui fait intervenir que les précipitations et la température :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (II.16)$$

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad (II.17)$$

avec :

P : précipitations moyennes annuelles;

T : température des moyennes annuelles en °C.

T = 18,3°C

P = 780,13mm.

L'ETR calculée par la formule de TURC qui fait intervenir que les précipitations et la température dans le bassin versant de l'Oued Sébaou est **650,63 mm**.

c) Evapotranspiration maximale (ETM)

Elle représente l'évapotranspiration réelle maximum d'une parcelle cultivée dans les meilleures conditions possibles et bien alimentée en eau (**Ducroque, 1990**).

Le niveau d'évapotranspiration correspond, au rendement maximal. Il existe une relation entre l'ETM et l'ETP de forme :

$$ETM = K_C \cdot ETP \text{ (mm)}. \quad (II.18)$$

avec :

K_C : coefficient cultural, est une donnée par période végétative.

II.7.8. Estimation de l'évapotranspiration

Pour l'estimation de l'évapotranspiration nous avons utilisées les formules empiriques telles que la formule de Thornthwaite (1948) et la méthode FAO Penman-Monteith.

1. Formule de Thornthwaite (1948)

La formule Thornthwaite basée essentiellement sur les températures de l'air elle s'écrit comme suit :

$$ETP = 16 \left(\frac{10 \cdot T}{I} \right)^a \cdot K \quad (II.19)$$

avec :

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \text{ D' où } i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad (II.20)$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (II.21)$$

ETP : Évapotranspiration potentielle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle en (°C) ;

I : Indice thermique annuel ;

i : Indice thermique mensuel ;

k : Facteur de correction intégrant la durée d'insolation et le nombre de jours du mois (**Annexe D**).

2. Méthode FAO Penman-Monteith

À partir de l'équation originale de Penman-Monteith et des équations de la résistance aérodynamique et de surface, la méthode FAO Penman-Monteith pour estimer ETo peut être exprimée:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (II.22)$$

avec :

ET_0 : Évapotranspiration de référence (mm/jour) ;

R_n : Rayonnement net à la surface de la culture (MJ/m².jour) ;

G : densité de flux de chaleur dans le sol (MJ/m².jour) ;

T : température journalière moyenne de l'air à une hauteur de 2 m (°C) ;

U_2 : vitesse du vent à une hauteur de 2 m (m/s) ;

e_s : Pression de vapeur saturante (KPa) ;

e_a : Pression de vapeur réelle (KPa) ;

$e_s - e_a$: Déficit de pression de vapeur saturante (KPa) ;

Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur saturante (KPa/°C) ;

γ : Constante psychrométrique (KPa/°C).

L'estimation de l' ET_0 par La méthode FAO Penman-Monteith se fait à l'aide du logiciel CROPWAT 8.0 permet à l'utilisateur soit d'entrer des valeurs de ET_0 mesurées soit d'entrer les données de température, humidité, vitesse du vent et insolation qui permettent à CROPWAT de calculer ET_0 en utilisant l'équation de Penman-Monteith.

Le **tableau II.16** récapitule les résultats obtenus par l'application de ces formules empiriques pour le calcul de l'ETP.

Tableau II.16: Évapotranspiration à la station de Tizi-Ouzou (1990/2012).

Formules	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Thornthwaite	17,5	19,2	36,0	50,3	86,7	134,4	175,2	167,9	113,4	73,3	34,6	21,8
Penman	33,7	43,3	75,1	98,2	130,2	172,6	203,1	189,9	127,9	84,9	48,3	34,6

La carte des valeurs d'évapotranspiration du Nord de L'Algérie échelle 1/500000 Edition 2002, montre que dans le secteur d'étude l'ETP varie autour de 1200 et 1300 mm. En comparant ces valeurs avec celles obtenues par les méthodes de Penman et de THORNTHAITE, on remarque que celle de Penman la plus proche de celle de la carte de l'ANRH (Agence National des Ressources Hydrauliques).

II.7.9. Calcul de l'ETR et établissement du bilan hydrologique

Le bilan hydrologique mensuel de Thornthwaite est basé sur le calcul de l'ETR en tenant compte de la valeur de la réserve en eau du sol qui est de 100 mm pour la station de Tizi Ouzou. Cette dernière correspond à la quantité maximale d'eau que le sol peut retenir ou soustraire à l'écoulement. Le bilan fait intervenir l'évapotranspiration potentielle et la pluviométrie.

Le calcul de l'ETP se fait par la formule de Thornthwaite (1948) suivante :

$$\text{ETP} = 16 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad (\text{II.23})$$

$$I = \sum_1^{12} i \quad (\text{II.24})$$

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{II.25})$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239 \quad (\text{II.26})$$

ETP : évapotranspiration potentielle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C) ;

I : Indice thermique annuel ;

i : Indice thermique mensuel.

Les valeurs mensuelles de l'ETP ainsi calculées sont multipliées par un facteur de correction K qui tient compte à la fois du nombre de jours par mois et de la durée du jour en fonction de la latitude (**tableau II.13**).

L'observation du **tableau II.13** du bilan hydrologique nous amène à dire que l'ETP est importante du mois d'avril jusqu'au mois d'octobre, avec des valeurs atteignant les **181,26 mm** au mois de juillet. A partir du mois de novembre, on assiste à une reconstitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU, qui atteint son état de saturation entre les mois de janvier et mai. Au-delà de cette période, on assiste à une baisse de la RFU, traduisant un épuisement du stock.

Tableau II.17 : Bilan hydrologique selon Thornthwaite au niveau de la station de Tizi Ouzou (1990/2012).

Mois	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
T °C	10,11	10,73	13,44	15,43	19,47	24,34	27,68	28,03	24,33	20,02	14,54	11,53
i	2,91	3,18	4,47	5,51	7,83	10,98	13,34	13,59	10,97	8,17	5,04	3,55
ETP (mm)	20,31	22,83	35,46	46,52	73,30	113,59	146,18	149,76	113,51	77,47	41,40	26,06
K	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,85	0,84
ETP_C (mm)	17,67	19,41	36,53	51,17	88,70	138,57	181,26	173,72	116,91	75,14	35,19	21,89
P (mm)	117,93	84,54	71,50	88,30	63,08	9,51	3,37	6,73	38,18	65,16	104,33	127,55
ETR (mm)	17,67	19,41	36,53	51,17	88,70	83,89	3,37	6,73	38,18	65,16	35,19	21,89
RFU =100 mm	100	100	100	100	74,38	0	0	0	0	0	69,14	100
Déficit (mm) ETP-ETR	0	0	0	0	0	129,06	177,89	166,99	78,73	9,98	0	0
Excédent (mm) P-ETP	100,26	65,13	34,97	37,13	0	0	0	0	0	0	0	74,80

ETP_C (mm) : évapotranspiration potentielle corrigé ;

RFU (mm) : réserve facilement utilisable.

II.8. Conclusion

Le climat de la zone d'étude est classé dans l'étage bioclimatique Sub-humide à hiver doux. Il est caractérisé par l'alternance de deux saisons au cours de l'année, une saison humide qui débute au mois d'octobre et se termine à la fin du mois de mai et une saison sèche qui débute à la fin du mois de mai et se termine à la fin du mois de septembre. La température moyenne est de l'ordre **18,30°C** et une précipitation moyenne annuelle de **780 mm/an**.

Chapitre III

Étude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations

III.1. Introduction

Plus encore que les facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (**Roche, 1963; Cosande, 2001**). Ce sont les précipitations qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale,
- leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques,
- leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

Ces différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon l'effet combiné des autres paramètres physiques et climatiques (températures et évapotranspiration). Mais, contrairement aux paramètres proprement physiques permettent une interprétation seulement qualitative du comportement hydrologique des bassins, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, variables aléatoires dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

C'est pourquoi nous consacrerons, à travers ce chapitre, un développement particulier aux précipitations qui sont les plus importantes agissant directement dans l'alimentation pluviale de l'écoulement de Sébaou.

Vu la qualité médiocre des observations, les données ne sont pas toujours dépourvues d'erreurs. Pour résoudre ce problème de fiabilité des données, l'emploi d'outils statistiques et graphiques est nécessaire pour contrôler la qualité des échantillons pluviométriques et déceler l'anomalie qui pourrait les affecter en vue de leur homogénéisation. La caractéristique des fluctuations du régime pluviométrique repose sur l'analyse statistique des séries chronologiques des pluies dans des sites différents et sur des périodes les plus longues possibles. Nous avons opté pour le choix des stations pluviométriques on se basant sur la qualité et la quantité des données disponibles pour une bonne homogénéisation des données.

Le bassin versant de l'oued Sébaou est couvert par dix-sept stations pluviométriques aux durées d'observation allant de 1972 jusqu'à 2010. Les caractéristiques des différentes stations sont indiquées dans le **tableau III.1**, ainsi que une carte de situations (**Figure III.1**).

Tableau III.1 : Stations pluviométriques et leurs caractéristiques (1972-2010).

Station	Code	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude (m)
Ait Aicha	02-15-09	661,800	373,900	1000
Azazga	02-15-04	649,250	383,900	430
Djemaa Saharidj	02-15-03	641,700	377,750	370
Aghribs	02-16-01	645,100	391,250	680
Berber	02-16-07	639,350	391,800	490
Freha	02-16-03	641,900	383,500	140
Beni Yenni	02-17-12	635,000	365,250	760
LarbaaNathirathen	02-17-05	634,900	370,800	980
Bouassem	02-18-01	619,980	371,440	618
Draa ben Khedda	02-18-04	615,200	382,450	70
Larbaa Makouda	02-18-05	622,650	390,150	520
Boghni	02-19-03	612,550	361,150	250
Draa El mizane	02-19-02	600,950	359,200	530
Nezlioua	02-19-06	595,800	363,200	590
Tizi Letnine	02-19-11	606,900	356,100	500
Tizi Medene	02-19-01	611,650	358,350	500
Baghlia	02-20-02	603,650	390,000	30

III.2. Critique et contrôle des données pluviométriques

La critique et le contrôle de la qualité des données hydrologiques sont donc des traitements qui doivent être effectués par l'hydrologue pour s'assurer de l'homogénéité et la fiabilité des séries pluviométriques à utiliser dans une étude hydrologique donnée. Ces traitements peuvent consister en un simple traitement primaire comme ils peuvent consister en un comblement de données manquantes, en une extension de séries courtes, ou en une homogénéisation des séries hétérogènes par le biais de méthodes statistiques, numériques ou graphiques (**Serhir, 2011**).

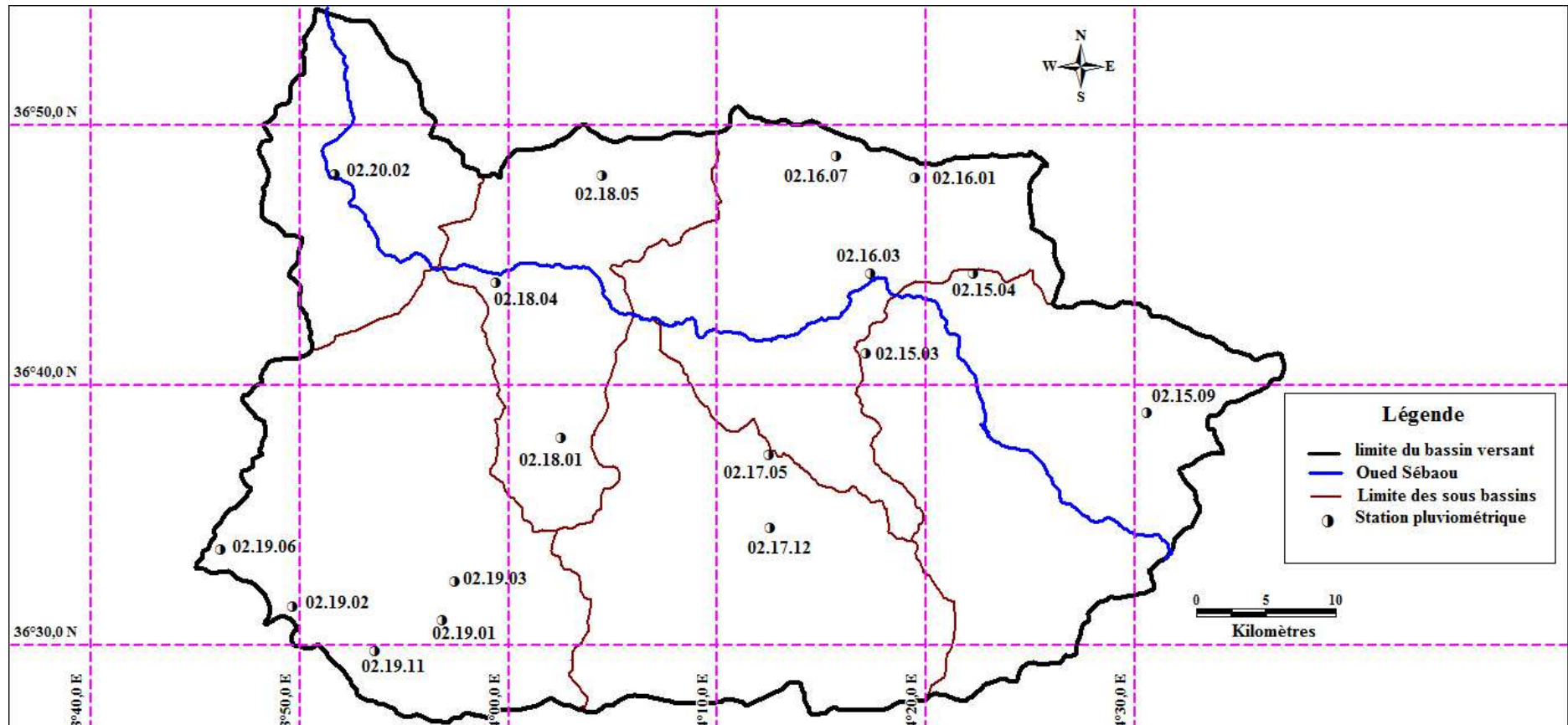


Figure III.1 : Carte de situation des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou.

III.3. Traitement primaire des données de pluie

Avant toute étude hydrologique ou statistique, il est recommandé de faire un traitement primaire de données brutes recueillies par un observateur ou un instrument de mesures. Ce traitement consiste à rendre l'information brute lisible et exploitable. Il comprend également un contrôle primaire des données, par exemple déceler d'éventuelles erreurs de saisie, à l'exclusion de tous traitements statistique ou graphique qui consistent à vérifier si la série des pluies sur laquelle on veut travailler est homogène.

Les erreurs les plus souvent rencontrées relèvent de deux catégories.

III.4. Types d'erreur dans les données pluviométriques

✓ Erreurs accidentelles et aléatoires

Sont les erreurs que peut subir une donnée de pluie relevée au niveau des opérations par lesquelles elle passe avant d'arriver aux différents services qui vont l'utiliser :

- Pertes d'eau de pluie au cours de l'observation ;
- Absence de l'observateur non signalée ;
- Déguisement de la donnée non lue à temps ou décalage de jour ;
- Oublis de virgules, mauvaises interprétations des chiffres ;
- Transmission et saisie des données ;
- Calcul des cumuls, moyenne etc.

✓ Erreurs systématiques : elles sont généralement dues à :

- Un déplacement du site d'observation ;
- Une modification de l'environnement immédiat du poste de mesure ;
 - Déboisement ou boisement ;
 - Urbanisation, construction d'un barrage.
- Remplacement de l'observateur ;
- Non-conformité du matériel de mesure ou à des défauts d'appareillage non remarqués par le service gestionnaire.

III.5. Comblement des lacunes

Avant de passer à l'homogénéisation des séries pluviométriques, Il a donc fallu tout d'abord procéder à un comblement des lacunes. Le comblement des lacunes mensuelles a été fait par la régression linéaire. En suit on a testé l'homogénéisation par la méthode de double cumul.

III.5.1. Méthode du double cumul

Cette méthode est plus puissante et plus répandue. L'homogénéisation par cette technique graphique nécessite la connaissance d'une série de données annuelles homogènes et observées dans une station de référence dite station témoin, ou station de base, voisine et régionale avec la station à corriger. La méthode du double cumul a l'avantage de mettre en évidence la présence d'une anomalie dans la série étudiée et de la corriger.

III.5.1.1. Principe de la méthode

Il s'agit de comparer la tendance de la station étudiée par rapport à celle de la station témoin, en traçant le graphe des données cumulées à la station étudiée par rapport aux données cumulées de la station témoin.

La méthode est fondée sur le principe qu'en l'absence d'anomalie, deux stations A, B, voisines et régionales mesurent chaque année une pluviométrie annuelle dans un rapport sensiblement constant d'une année à l'autre :

Soit donc : $PA(i)/PB(i)$ est pratiquement indépendant de l'année i . (III.1)

En conséquence les points $M(i)$ de coordonnées les pluies cumulées calculées à chaque station A et B jusqu'à l'année i sont pratiquement alignés. En revanche si une erreur systématique à la station étudiée s'est produite alors la droite des doubles cumuls présenterait une cassure de sa pente à l'année de l'introduction de l'erreur (Serhir, 2011).

III.5.1.2. Interprétation graphique de la méthode

Soient 2 stations X et Y ayant fourni les pluies annuelles X (x_1, \dots, x_n) et Y (y_1, \dots, y_n), n est le nombre d'observations annuelles communes à X et Y, et soit X la station de base.

On veut donc homogénéiser la station Y à partir des données de la station X.

La corrélation graphique obtenue en représentant le cumul des y_i en fonction du cumul des x_i devrait être linéaire si les deux stations sont situées dans la même région climatique et à une distance relativement faible.

1. Si il n'existe pas d'anomalie dans la série Y alors la pente de la droite sera constante :

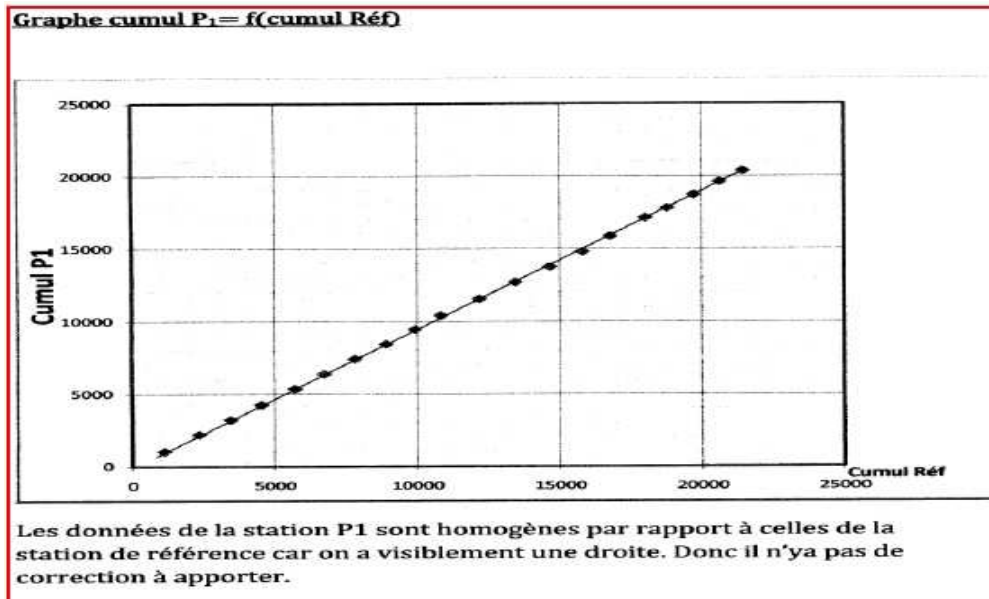


Figure III.2 : graphe des doubles cumuls : Station homogène (Serhir, 2011).

2. Dans le cas où la série étudiée a été perturbée par une modification des conditions de mesures, la droite de double cumul présentera une ou plusieurs points de cassures qui vont être mis en relief par un changement de la pente de la droite. La figure suivante illustre ce cas :

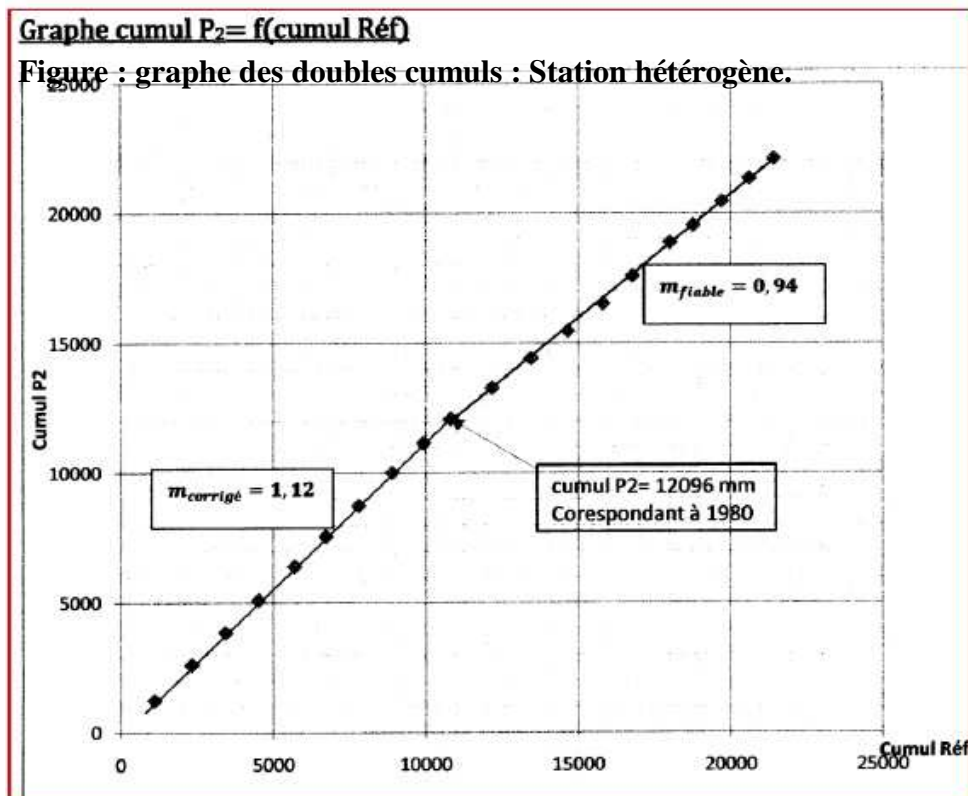


Figure III.3 : graphe des doubles cumuls : Station hétérogène (Serhir, 2011).

La procédure de correction des données de la portion du graphe non fiable se fait en prolongeant la pente la plus fiable selon la formule :

$$P_{\text{corrigé}} = \frac{m_{\text{ajusté}}}{m_{\text{observé}}} \times P_{\text{observé}} \quad (\text{III.2})$$

$m_{\text{ajusté}}$: est la pente de portion du graphe fiable

$m_{\text{observé}}$: est la pente de la portion du graphe à corriger. On doit donc corriger les données observées sur cette période seulement (Serhir, 2011).

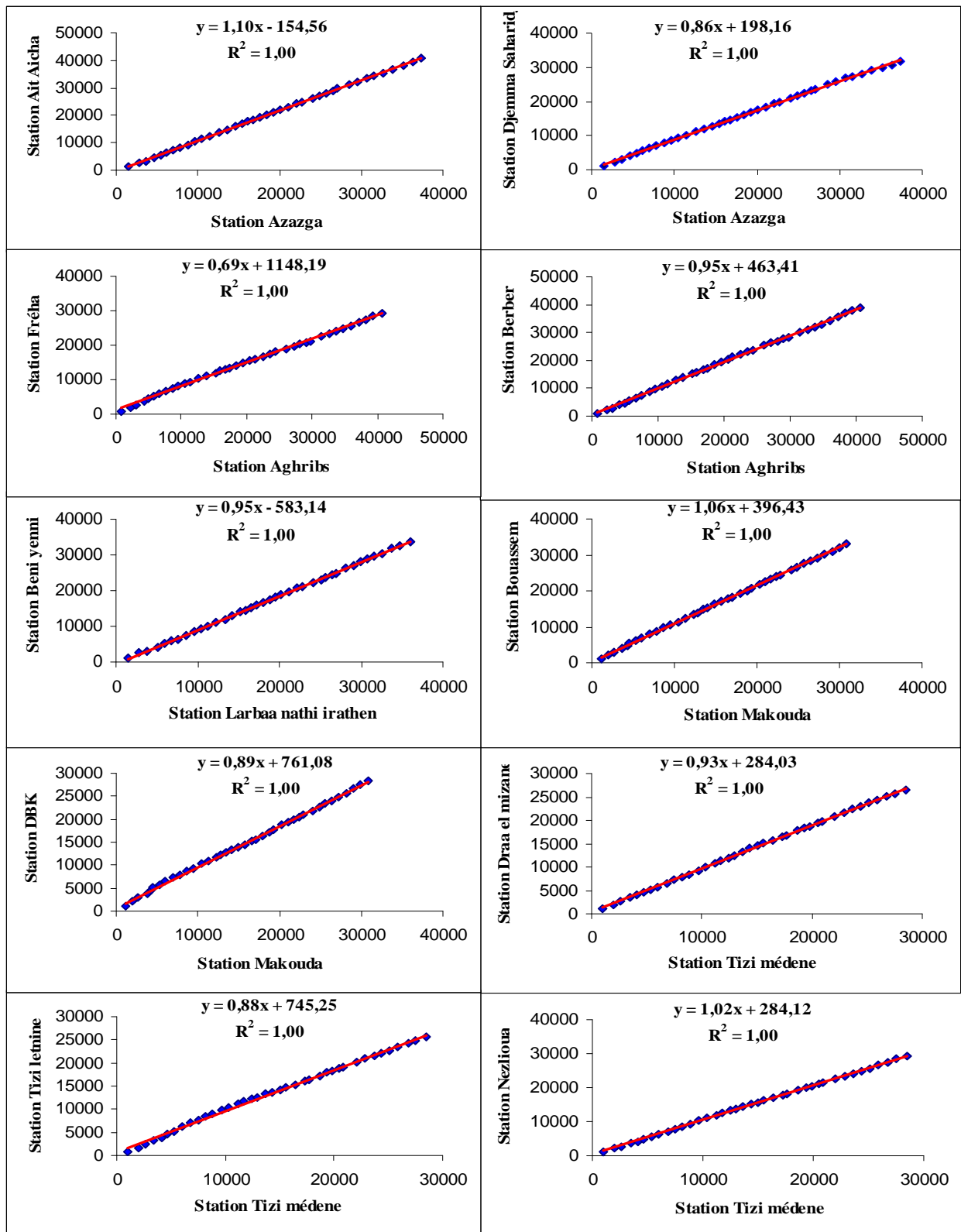
III.5.2. Homogénéisation des séries pluviométriques

Après comblement des lacunes des séries pluviométriques, et le choix des stations de référence pour chaque sous bassin versant de l'Oued Sébaou en se basant sur l'altitude surtout des stations ainsi que leur implantations par à pour aux stations voisines, le **tableau III.2** indique les stations de références et les stations à corrigées.

Tableau III.2 : Stations de référence des sous bassins de l'Oued Sébaou.

Sous Bassins	Code	Station de référence	Station à corrigée
Acif N'boubhir	02.15	02.15.04	02.15.03
			02.15.09
Oued Sébaou Rebta	02.16	02.16.01	02.16.03
			02.16.07
Oued Aissi	02.17	02.17.05	02.17.12
Oued Sébaou Sebt	02.18	02.18.05	02.18.01
			02.18.04
Oued Bougdoura	02.19	02.19.01	02.19.02
			02.19.03
			02.19.06
			02.19.11
Oued Sébaou maritime	02.20	02.18.04	02.20.02

Les différents tests d'homogénéisations par la méthode de double cumul sont établis dans la **figure III.4**.



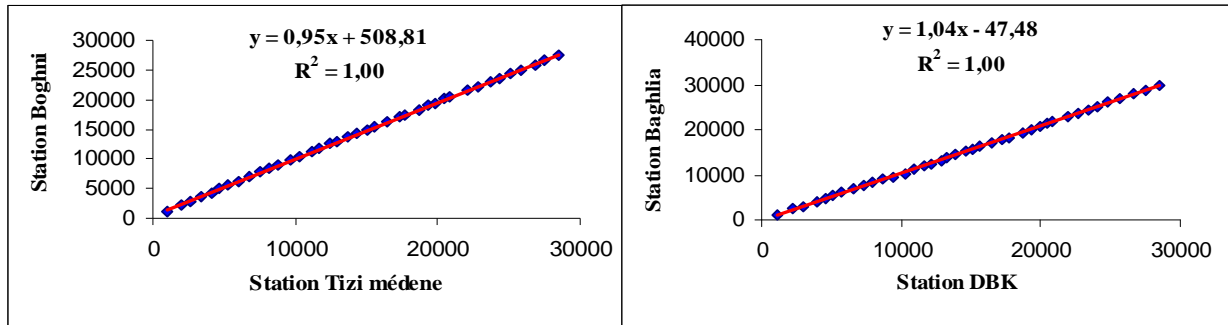


Figure III.4 : Corrélation double-masse des précipitations entre les différentes stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.

III.5.3. Interprétation des Résultats

Après comparaison de la tendance des stations étudiées par rapport à celle des témoins, on constate que les stations sont homogénéisées d'où l'absence d'anomalie dans la corrélation graphique obtenue, les deux stations sont situées dans la même région climatique et à une distance relativement faible, ainsi que l'absence des points de cassures dans la pente de la droite de tendance avec une bonne corrélation entre les différentes stations avec un coefficient de corrélation $R^2=1$ (Figure III.4).

III.6. Variabilité relative des pluies annuelles

Pour caractériser la variabilité interannuelle des pluies dans le bassin d'étude, nous avons défini les différentes caractéristiques descriptives des stations pluviométriques étudiées pour la période d'observations comprise entre 1972/1973 et 2009/2010 (Tableau III.3).

Selon le **tableau III.3**, le maximum est enregistré à Ait Aicha (1044 mm/an en moyenne à 1000 m). La zone la plus arrosée correspond aux montagnes de la chaîne littorale (Aghribs, Berber). Alors que le massif ancien kabyle, déjà en retrait et relativement éloigné du littoral, ne reçoit que 800-900 mm (Larba Nath Irathen, Béni Yenni, Bouassem), à des altitudes nettement importantes (618-980 m), sous l'effet du phénomène de « continentalité » toute relative.

Tableau III.3 : Analyse descriptive des données pluviométriques moyennes annuelles du bassin versant de l'Oued Sébaou.

Stations	Moyenne	Ecart-type	CV %	Minimum	Maximum
S1	1044	254	24	681	1534
S2	956	240	25	521	1536
S3	811	180	22	486	1302
S4	1041	242	23	631	1657
S5	1003	252	25	562	1527
S6	747	173	23	388	1192
S7	865	208	24	480	1367
S8	922	233	25	523	1463
S9	848	194	23	508	1370
S10	730	189	26	356	1132
S11	791	197	25	278	1266
S12	702	171	24	352	1133
S13	681	167	25	393	1112
S14	753	193	26	390	1157
S15	656	163	25	329	1005
S16	730	170	23	372	1173
S17	760	182	24	457	1200

Après avoir calculé l'écart type et le coefficient de variation (CV %) des pluies annuelles pour chaque station (**Tableau III.3**), il ressort que pour l'ensemble des stations retenues, le coefficient de variation annuel varie entre 22 et 26 %.

III.7. Régionalisation pluviométrique

La régionalisation s'est développée afin d'étudier, décrire et communiquer les informations spatiales. Les régions homogènes des phénomènes hydrologiques sont conçues pour servir de forum en vue d'encourager le développement d'une approche harmonisée des problématiques des cours d'eau à large échelle, ainsi qu'en vue d'une application judicieuse de cette approche à la gestion et à la planification. L'identification des sous régions climatiques correspondantes à des régions climatiques particulières est un point essentiel dans la compréhension du climat d'une région donnée. Il s'agit, avant tout, d'un outil d'aide à la décision établi à partir d'une multitude de connaissances, à l'usage de gestionnaire, aux fins de compréhension et de régionalisation globale des phénomènes et problèmes du fonctionnement hydrologique des bassins versants (**Salama, 2011**).

La régionalisation est réalisée en se basant sur les méthodes de classification notamment sur l'analyse des composantes principales. Cette analyse en composantes principales a été appliquée aux matrices de corrélation (**Tableau III.5**) inter station des précipitations annuelles.

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) permet la description des données contenues dans un tableau individus / variables quantitatives; c'est la méthode de base de l'analyse des données. Elle permet d'étudier les données en termes de corrélation, c'est-à-dire de détecter les stations ayant le même comportement. Le grand avantage de cette technique réside dans son aptitude à traiter de façon simultanée un grand nombre de données (**Medjerab&Henia2005**).

L'analyse des données par L'ACP est faite à l'aide du logiciel Statistica réalisé par StatSoft France (2003). **STATISTICA** (logiciel d'analyse de données). Version 6, permet de voir une régionalisation pluviométrique par une projection sur le plan factoriel (**Figure III.5**).

• Résultats de l'A.C.P

Le fichier de données est formé d'une matrice rectangulaire, dont les lignes les valeurs des précipitations annuelles des stations 17 et en colonnes les 39 ans des observations. L'analyse de ces données conduit à diagonaliser la matrice des corrélations est donnée par le **tableau III.5**.

Les premiers résultats de l'ACP que l'on obtient sont les valeurs propres, le pourcentage de la variance, le pourcentage cumulé de la variance. Le premier composant (CP1), explique plus de 75% de la variance totale (**Tableau III.4**).

L'analyse du coefficient de corrélation des valeurs (**Tableau III.5**) montre les corrélations existant entre stations. Les valeurs varient de 0,66 à 0,93. Ces valeurs sont basées sur la distance et régime des précipitations entre les stations.

Tableau III.4: Valeurs propres, pourcentages de variance et pourcentages cumulés.

N°	Valeurs propres	Pourcentages de variance	Pourcentages cumulés
CP1	29,31696	75,17	75,17
CP2	2,47336	6,34	81,51
CP3	1,40495	3,60	85,11
CP4	1,28344	3,29	88,40
CP5	0,90411	2,31	90,71
CP6	0,82548	2,11	92,82
CP7	0,64308	1,63	94,45
CP8	0,40968	1,05	95,50
CP9	0,40485	1,03	96,53
CP10	0,33777	0,86	97,39
CP11	0,30414	0,75	98,14
CP12	0,25072	0,64	98,78
CP13	0,17199	0,42	99,20
CP14	0,12123	0,32	99,52
CP15	0,08479	0,21	99,73
CP16	0,06346	0,14	99,87
CP17	0,04281	0,13	100,00

Tableau III.5: La matrice des corrélations.

Stations	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17
S1	1,00																
S2	0,89	1,00															
S3	0,84	0,88	1,00														
S4	0,76	0,77	0,76	1,00													
S5	0,84	0,81	0,75	0,90	1,00												
S6	0,77	0,87	0,84	0,78	0,82	1,00											
S7	0,90	0,88	0,86	0,73	0,81	0,81	1,00										
S8	0,87	0,83	0,88	0,68	0,75	0,81	0,91	1,00									
S9	0,88	0,88	0,91	0,82	0,82	0,86	0,91	0,90	1,00								
S10	0,88	0,88	0,85	0,72	0,76	0,83	0,92	0,93	0,90	1,00							
S11	0,87	0,89	0,87	0,76	0,78	0,82	0,89	0,91	0,91	0,96	1,00						
S12	0,86	0,88	0,90	0,70	0,74	0,82	0,92	0,90	0,92	0,91	0,91	1,00					
S13	0,81	0,85	0,88	0,77	0,76	0,82	0,84	0,84	0,92	0,88	0,90	0,90	1,00				
S14	0,89	0,89	0,85	0,76	0,82	0,82	0,87	0,87	0,90	0,92	0,90	0,91	0,90	1,00			
S15	0,73	0,71	0,75	0,66	0,75	0,83	0,84	0,84	0,83	0,84	0,79	0,83	0,78	0,79	1,00		
S16	0,87	0,91	0,89	0,79	0,82	0,83	0,93	0,87	0,94	0,91	0,90	0,96	0,90	0,91	0,81	1,00	
S17	0,84	0,85	0,86	0,70	0,73	0,83	0,86	0,91	0,88	0,94	0,96	0,89	0,87	0,89	0,79	0,88	1,00

L'influence de l'éloignement à la mer se vérifie aisément lorsqu'on compare les hauteurs annuelles de pluie enregistrées par certaines localités littorales, comme Aghrib (680 m, 1041 mm), située à 10 km à vol d'oiseau de la mer, et des localités sub-littorales, à l'image de Ait Aicha pourtant plus alticole (1 000 m, 1044 mm), légèrement en retrait (20 km de la côte). Ceci est encore plus vrai avec des localités sises sur le massif ancien kabyle (à 30 km de la mer), comme Béni Yenni (760 m, 865 mm) et Larba Nath Irathen (980 m, 922 mm), qui accusent une baisse des précipitations manifeste, que ne compensent pas leurs altitudes relativement élevées. **Meddi & al., (2007)**, ce sont la partie littorale et les sommets proches de la mer qui reçoivent les quantités de pluie les plus importantes. Il faut par conséquent tenir compte de ce facteur pour une meilleure compréhension de la variabilité spatiale des pluies.

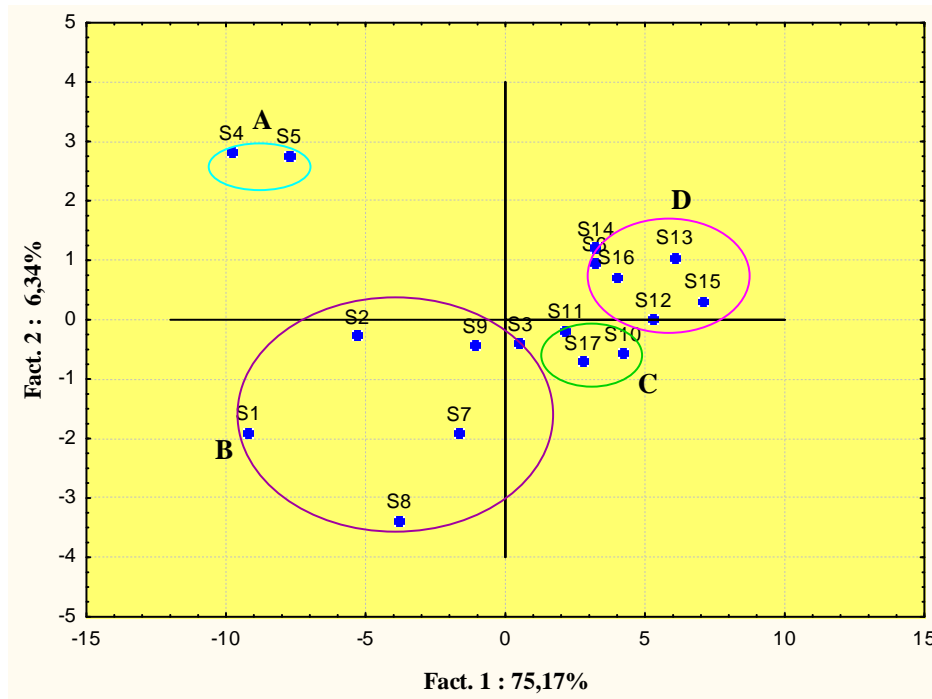


Figure III.5 : Plan factoriel principal F1 x F2 de l'ACP des stations pluviométriques.

Les 2 premières composantes, les seules que l'on a pu interpréter, absorbent 81,51% de la variance globale de la matrice des données, respectivement 75,17% et 6,34%. Sur le plan factoriel défini par ces deux axes (**Figure III.5**), d'après l'organisation des nuages points-stations on constate 4 groupes :

- La chaîne littorale d'une altitude moyenne (Aghrib, Berber) (groupe A), avec une lame d'eau moyenne précipitée de **1022 mm** ;
- le massif ancien kabyle représentant le Haut Tell (groupe B) avec une lame d'eau moyenne précipitée de **907 mm** ;

- la vallée du bas Sébaou avec des altitudes faibles (groupe C) avec une lame d'eau moyenne précipitée de **760 mm** ;
- des stations de moyenne altitude, souvent en situation de dépression ou synclinale (groupe D) avec une lame d'eau moyenne précipitée de **711 mm**.

III.8. Détection de ruptures et étude de tendance au sein des séries pluviométriques

Une « rupture » peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées (Lubés et al., 1994).

Le choix des méthodes retenues repose sur les conclusions d'une étude de simulation de séries aléatoires artificiellement perturbées. Elles permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série (Bonneaud, 1994).

A l'exception de l'approche de Pettitt « elles supposent un non-changement de la variance de la série étudiée ».

III.8.1. Méthodes statistiques de détection de ruptures utilisées

❖ Test de Pettitt (Pettitt, 1979)

L'approche de Pettitt est non paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et $t + 1$ à N appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$ définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (III.3)$$

Où $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$

Avec $\text{sgn}(x) = 1$ si $x > 0$; 0 si $x = 0$ et -1 si $x < 0$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

❖ Méthode bayésienne de Lee & Heghinian (Lee et al., 1977)

La méthode bayésienne de Lee & Heghinian propose une approche paramétrique. Elle nécessite une distribution normale des valeurs de la série. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle.

Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{matrix} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{matrix} \quad (III.4)$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 ; τ et d représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La méthode établit la distribution de probabilité a posteriori de la position dans le temps d'un changement. Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

❖ **Statistique U de Buishand (Buishand, 1982, 1984)**

La procédure de Buishand fait référence au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Heghinian.

En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique U de Buishand est définie par :

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k^*}{D_x} \right)^2}{N(N+1)} \quad (III.5)$$

Où

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad (III.6)$$

Pour $k = 1, \dots, N$ et D_x désigne l'écart type de la série.

En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test. Outre cette procédure, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de (x_i) . La variable S_k , définie au-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N - k)N^{-1}\sigma^2$, $K = 0, \dots, N$ sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des (x_i) . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance contenant la série des S_K .

❖ Segmentation de Hubert (Hubert et al., 1989)

La procédure de segmentation de séries chronologiques est quant à elle appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. Elle fournit au moyen d'un algorithme spécifique une ou plusieurs date de rupture (éventuellement aucune) qui séparent des segments contigus dont les moyennes sont significativement différentes au regard du test de Scheffé (Dagnélie, 1975).

Les tests statistiques de Pettitt (1979), de Lee Heghinian (1977), U de Buishand (1984) et la méthode de segmentation d'Hubert (1989), permettant de déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, sont regroupés dans le logiciel Khronostat réalisé par l'Institut de recherche pour le développement (IRD) et l'université de Montpellier (Boyer, 1998).

III.8.2. Analyse des résultats

Pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique, nous avons utilisé les tests statistiques. Les résultats obtenus sur les stations étudiées sont regroupés dans le **tableau III.6**. Il ressort que pour la quasi-totalité des stations, une rupture (diminution de la pluviométrie annuelle) dans les séries étudiées apparaît en 1974 et 2001.

Au niveau des séries chronologiques de toutes les stations, les tests de Buishand et de Pettitt signalent une absence de rupture sauf pour la station 02.19.11 où le test de Buishand rejetée l'hypothèse nulle et Pettitt signale une rupture en 1986.

Les stations (**02.16.01, 02.17.12, 02.18.01, 02.18.05, 02.19.01**) indiquent une absence de rupture avec tous les tests sauf avec celle de Lee - Heghinian.

Par contre, pour les autres stations qui présentent des ruptures très significatives signalés par le test de Hubert où celle de la méthode de Lee – Heghinian traduits l'importance du changement sur la moyenne au sein de la série chronologiques où la différence est comprise entre 20% et 42% pour les séries pluviométriques.

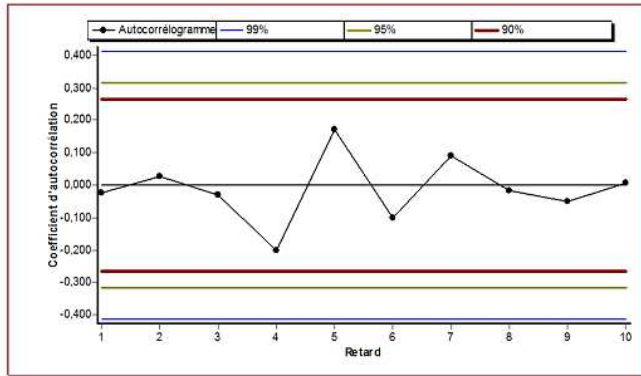
Tableau III. 6: Résultats des tests et la différence en % pour les stations pluviométriques(1972-2010).

Stations	Test Buishand	Test Pettitt	Méthode de Lee-Heghinian	Test Hubert	Moyenne avant Rupture	Moyenne après Rupture	Différence %
02.15.03	H ₀	H ₀	1973	1974	1143,10	792,66	31%
02.15.04	H ₀	H ₀	1973	1974	1372,80	866,36	37%
02.15.09	H ₀	H ₀	2001	2001	1231,31	987,45	20%
02.16.01	H ₀	H ₀	2001	/	/	/	/
02.16.03	H ₀	H ₀	2001	1986	793,44	624,65	21%
02.16.07	H ₀	H ₀	2001	2001	1193,51	945,63	21%
02.17.05	H ₀	H ₀	1973	1974	1441,65	893,80	38%
02.17.12	H ₀	H ₀	1973	/	/	/	/
02.18.01	H ₀	H ₀	1973	/	/	/	/
02.18.04	H ₀	H ₀	1973	1975	976,43	652,35	33%
02.18.05	H ₀	H ₀	1972	/	/	/	/
02.19.01	H ₀	H ₀	1973	/	/	/	/
02.19.02	H ₀	H ₀	1973	1974	1003,45	663,64	34%
02.19.03	H ₀	H ₀	1973	1974	1058,75	682,30	36%
02.19.06	H ₀	H ₀	1973	1974	1100,15	733,97	33%
02.19.11	H ₁	1986	1982	1986	749,14	530,05	29%
02.20.02	H ₀	H ₀	1973	1974	1190,20	691,50	42%

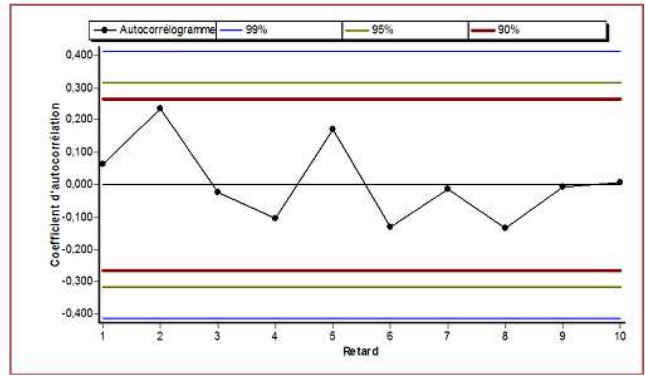
H₀ : hypothèse nulle (Absence de rupture) acceptée ;

H₁ : hypothèse nulle rejetée.

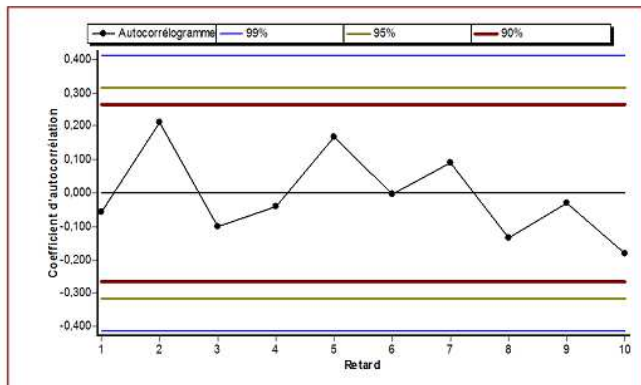
La mesure du caractère aléatoire d'une série chronologique est donnée par le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1, et plus généralement par l'autocorrélogramme (WMO, 1966 ; Chatfield, 1989). S'il existe des dépendances significatives entre les termes successifs d'une série non aléatoire, le coefficient d'autocorrélation d'ordre k sera significativement différent de 0. On voit sur **les figures III.6** qu'au seuil le plus strict de 90% le coefficient d'autocorrélation n'est pas significativement différent de 0 pour toutes les valeurs de k $10 \leq$ (**Martin, 2003**).



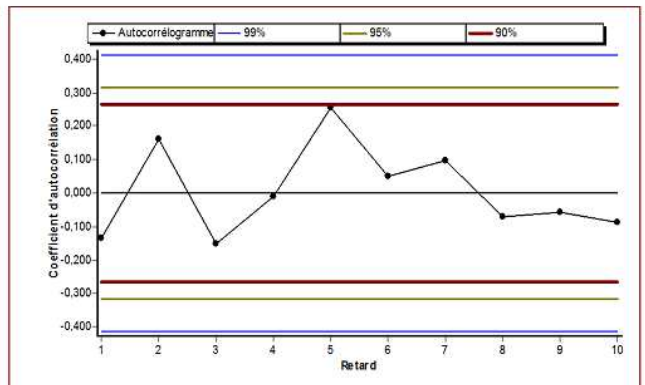
02.15.03



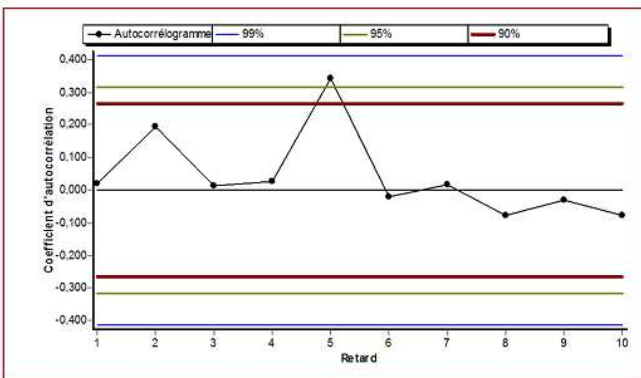
02.15.40



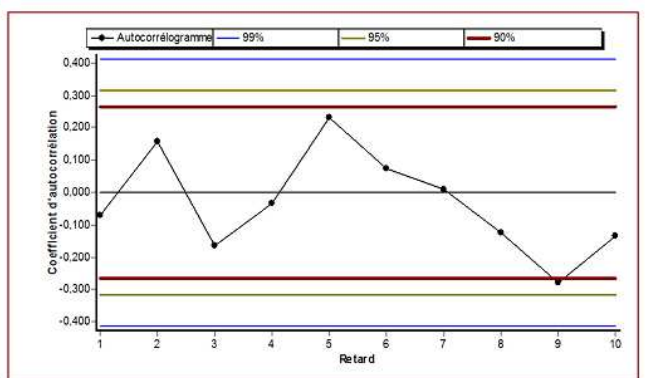
02.15.09



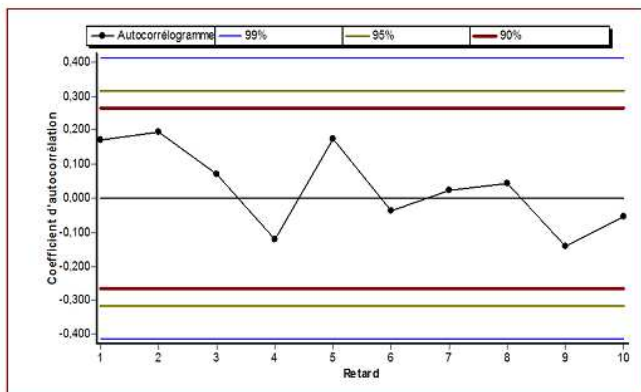
02.16.01



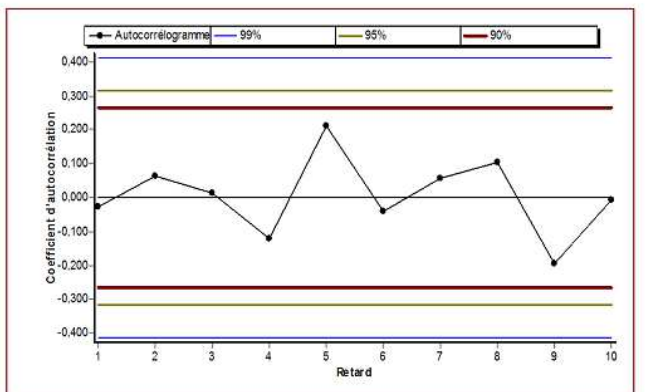
02.16.03



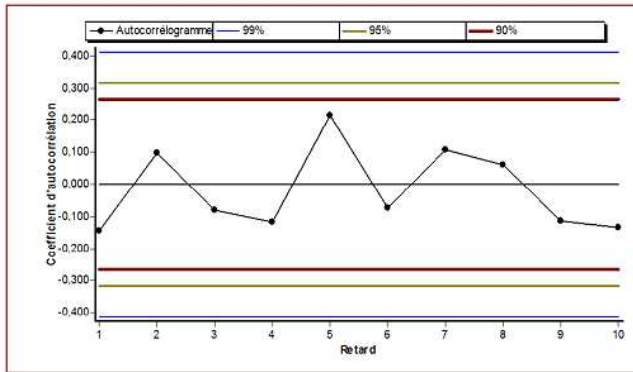
02.16.07



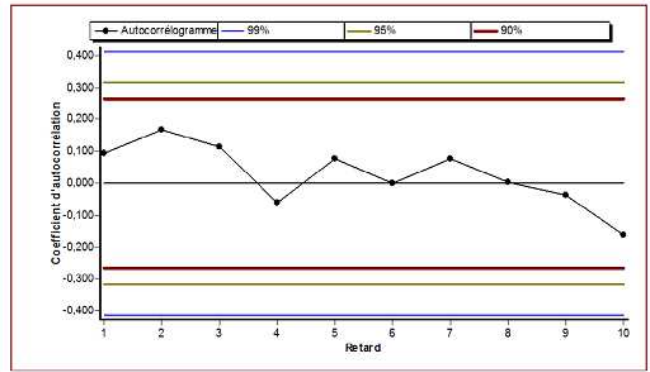
02.17.05



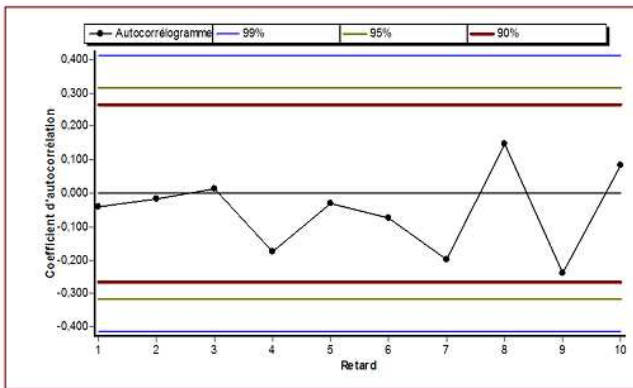
02.17.12



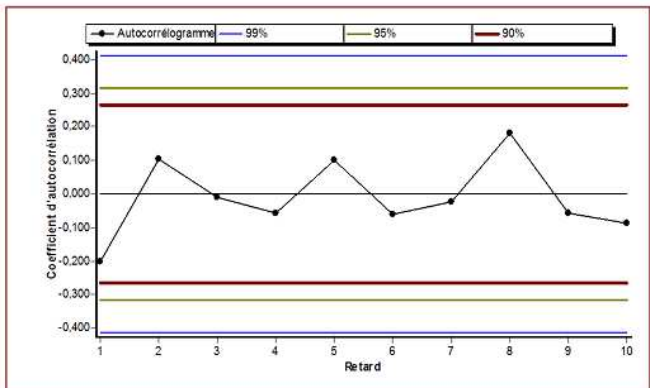
02.18.01



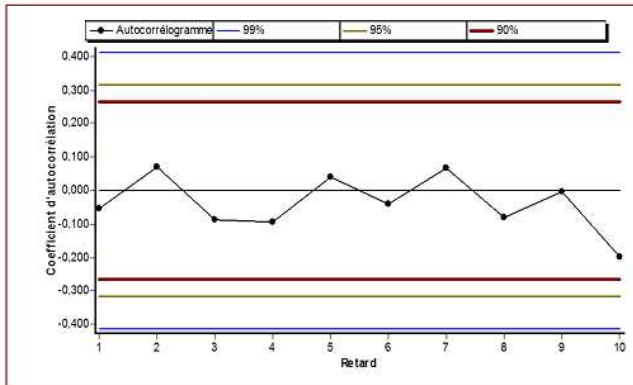
02.18.04



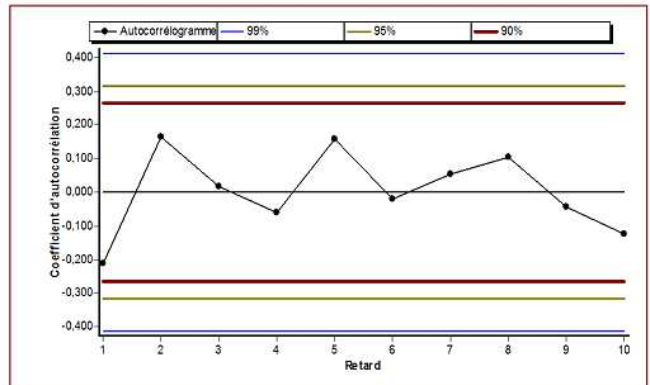
02.18.05



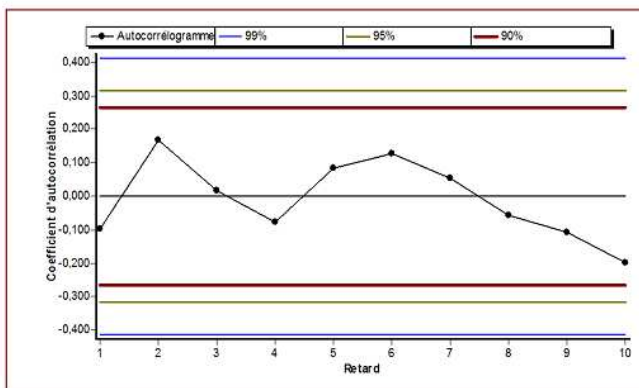
02.19.01



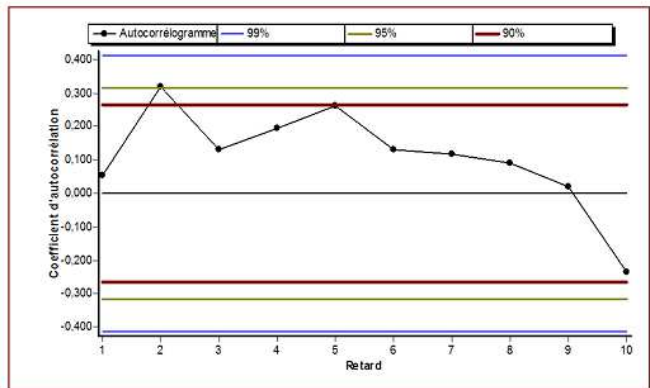
02.19.02



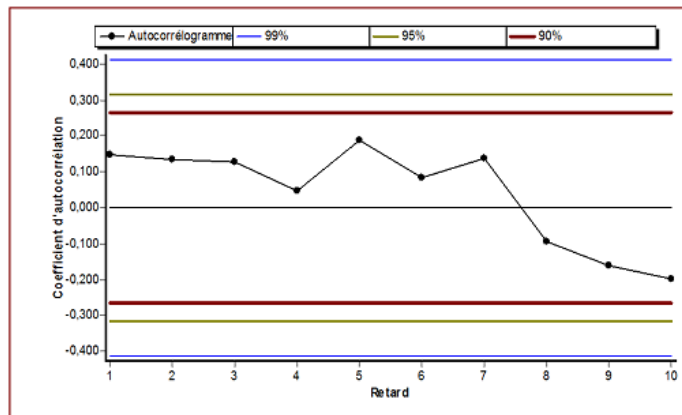
02.19.03



02.19.06



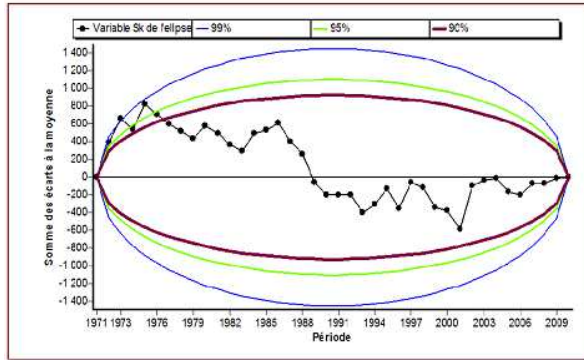
02.19.11



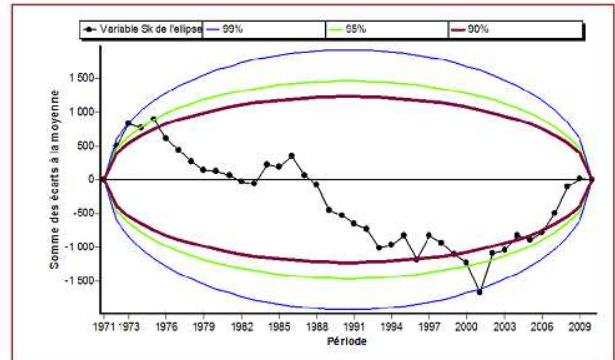
02.20.02

Figure.III.6 : L'autocorrélogramme et son intervalle de confiance pour les stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou.

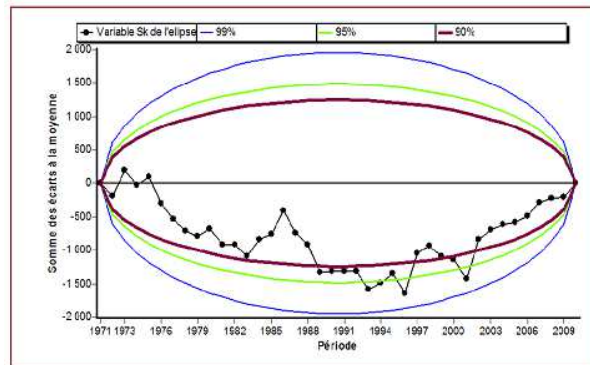
L'ellipse de Bois est une méthode complète le test de la statistique de Buishand (Bois, 1971, 1986). Il est possible de définir une région de confiance contenant pour un seuil de confiance donné, sous l'hypothèse nulle. Cette région de confiance est appelée ellipse de contrôle. Comme on peut le voir sur les **figures III.7**, les résultats des différentes stations confirme que le caractère aléatoire caractérisée par une « rupture » dans la série confiance de 95 %.



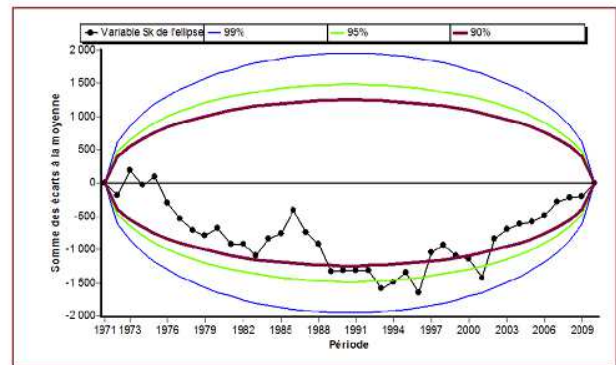
02.15.03



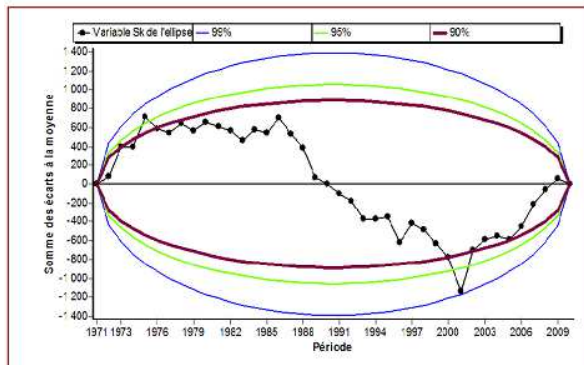
02.15.04



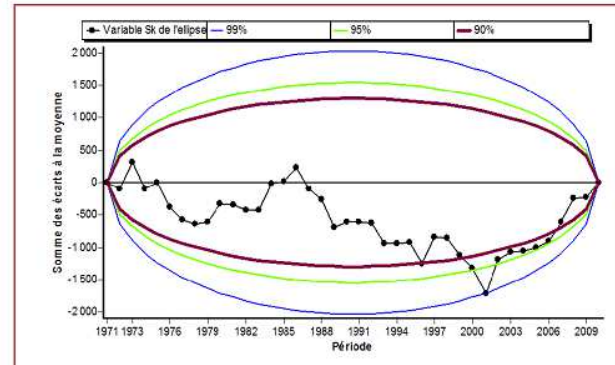
02.16.01



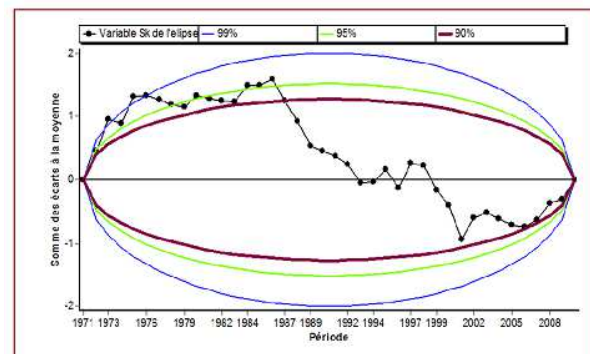
02.15.09



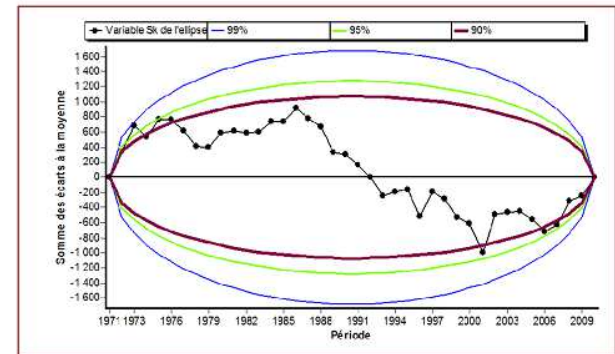
02.16.03



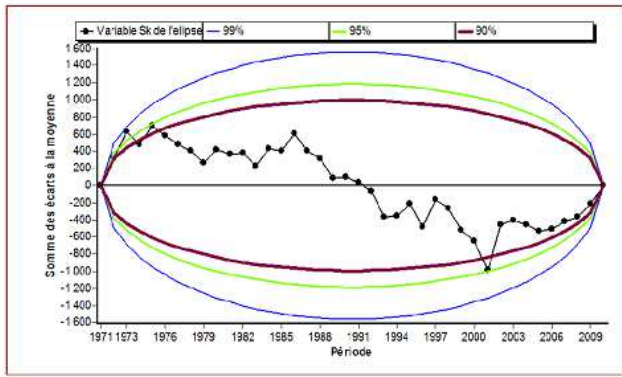
02.16.07



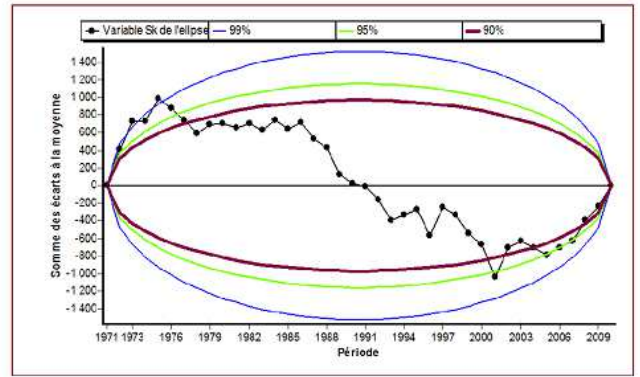
02.17.05



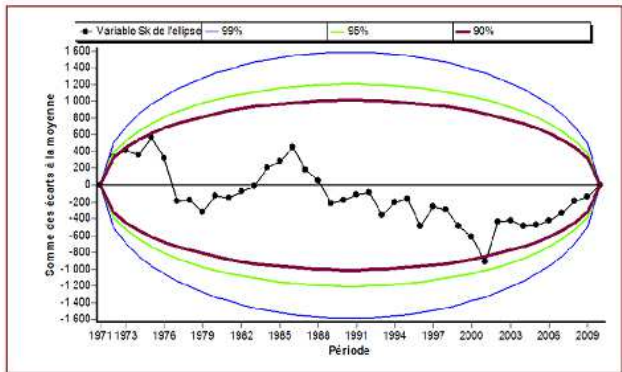
02.17.12



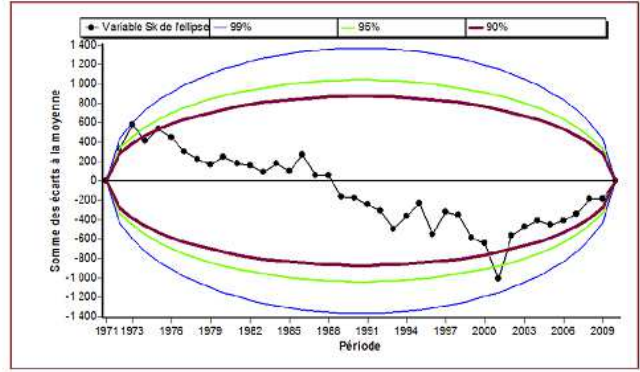
02.18.01



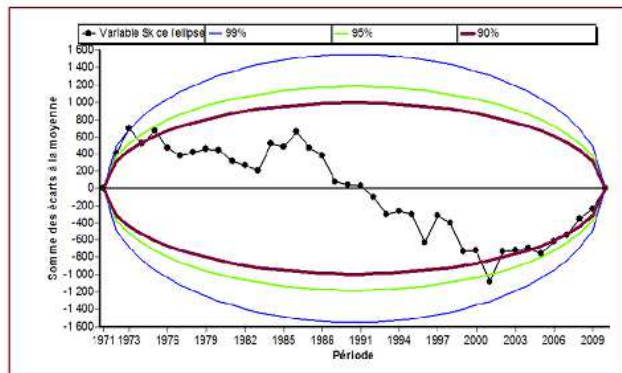
02.18.04



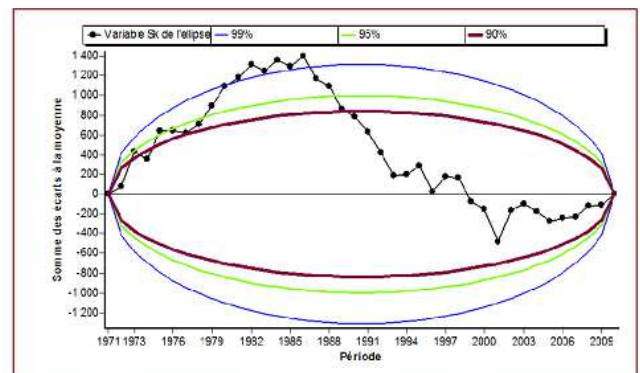
02.18.05



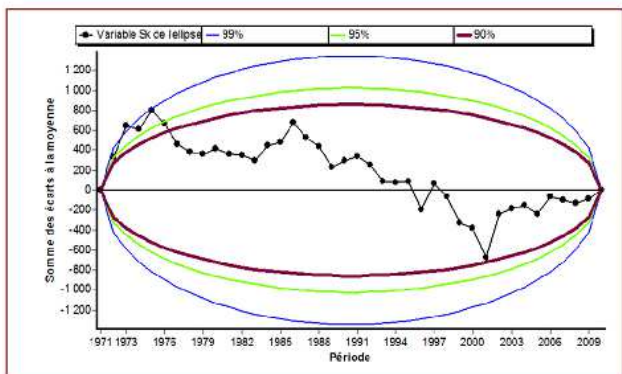
02.19.01



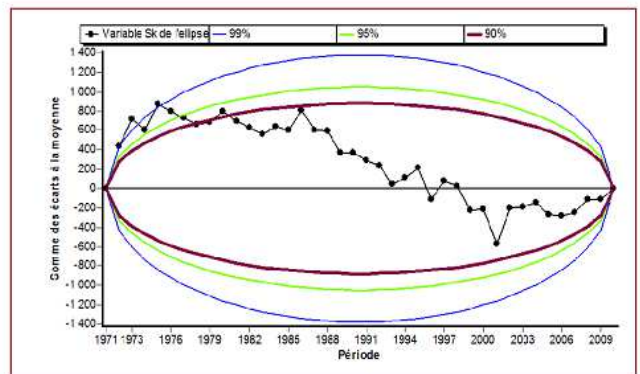
02.19.03



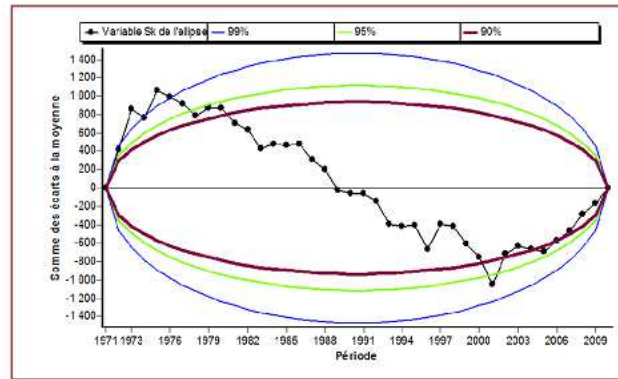
02.19.06



02.19.06



02.19.11



02.20.02

Figure III.7 : Test de Buishand et ellipse de Bois et son intervalle de confiance pour les stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Sébaou.

III.9. Conclusion

Les méthodes statistiques de détection de ruptures utilisées ont permis de détecter les dates de ruptures pour les séries pluviométriques étudiées. Ces dates de ruptures sont comprises entre 1974 et 2001, avec un déficit pluviométrique varie entre 20% et 42% pour les séries pluviométriques.

L'Algérie du Nord, durant ces dernières décennies, a connu une succession de périodes à déficits et à excédents pluviométriques. Il apparaît d'une façon générale une tendance à la hausse couvrant les années 1930 et 1950. La baisse de la pluviométrie était en revanche marquée pendant le début des années 1940 et le milieu des années 1970 (**Meddi et al., 2009**).

La détection d'une rupture dans les séries permet de mettre en évidence l'évolution du régime pluviométrique de la région étudiée. Cette évolution, négative ou positive, intéresse les utilisateurs et les gestionnaires des ressources hydrauliques.

Chapitre IV

Collecte et Traitement des données

IV.1. Collecte et mise en forme des données

La collecte et la mise en forme des données est la phase la plus délicate et la plus difficile en hydrologie, comme il constitue la phase initiale de toute étude statistique. Duband (1989), affirme sans exagération qu'elle représente 30 à 50 % du travail.

IV. 1.1. Collecte des données

Les données utilisées dans notre travail proviennent de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (A.N.R.H) (d'Alger, Blida et Tizi Ouzou), elles sont prélevées aux droits des stations hydrométriques. Le mode de prélèvement suivi consiste à faire des prélèvements quotidiens d'échantillon d'eau dans des flacons, à analyser au laboratoire pour la détermination des matières en suspension. Le prélèvement est donc ponctuel avec multiplication du nombre de prélèvements en période de crue. Le prélèvement est fait manuellement par l'opérateur de la station.

Cette étape titanesque et impérieuse a constitué l'une des étapes les plus importantes vu que la solidité de tout modèle statistique en dépend. La collecte des données a consisté à établir des fichiers de :

- Débits liquides instantanés (m^3/s) ;
- Concentrations C (g/l) : obtenue à partir des fiches d'analyse des eaux (**Annexe II**) ;
- Débits solides instantanés (kg/s) ;
- Débits moyens journaliers (m^3/s) à partir des annuaires.

Il est essentiel de collecter un nombre suffisant de données fiables afin de rechercher un modèle en vue de le caler pour estimer correctement les apports solides.

Les données d'observations sont mises sous forme d'un fichier contenant : le numéro de l'observation, la date, l'heure, la hauteur d'eau, la concentration, le débit liquide et le débit solide observé. Chaque fichier, correspond à une station hydrométrique, sur une période d'observation. Il s'agit des stations de (Baghlia ; RN30 et Belloua). Nous avons opté pour le choix des stations hydrométriques on se basant d'une part sur leurs positionnements dans le bassin versant et d'autre part sur la qualité et la quantité des données disponibles pour une bonne homogénéisation des données.

Tableau IV.1 : Nombre de valeurs observées par station, années et par mois.

Echelle Temporelle	Baghlia	Belloua
Totalité des valeurs observées	5625	3689
1968/69	38	**
1969/70	10	**
1970/71	108	**
1971/72	411	**
1972/73	1063	**
1973/74	1586	360
1974/75	1394	693
1975/76	1215	926
1976/77	785	666
1977/78	289	447
1978/79	287	417
1979/80	330	294
1980/81	318	297
1981/82	271	463
1982/83	434	486
1983/84	501	339
1984/85	409	275
1985/86	394	195
1986/87	420	156
1987/88	221	86
1988/89	**	6
1989/90	29	38
1990/91	86	81
1991/92	156	104
1992/93	148	85
1993/94	101	82
1994/95	52	126
1995/96	47	79
1996/97	**	143
1997/98	**	256
1998/99	37	137
Septembre	280	156
Octobre	256	257
Novembre	363	276
Décembre	719	459
Janvier	757	448
Février	803	557
Mars	804	561
Avril	567	397
Mai	336	301
Juin	241	154
Juillet	266	84
Août	233	43

** : Année non observée.

Tableau IV.2 : Nombre de valeurs observées pour la station RN30 par années et par mois.

Echelle Temporelle	RN30
Totalité des valeurs observées	2121
1979/80	198
1980/81	283
1981/82	341
1982/83	447
1983/84	449
1984/85	324
1985/86	242
1986/87	239
1987/88	189
1988/89	103
1989/90	101
1990/91	92
1991/92	65
1992/93	36
1993/94	38
1994/95	41
1995/96	25
1996/97	77
1997/98	200
1998/99	193
1999/00	69
2000/01	7
2001/02	**
2002/03	**
2003/04	**
2004/05	**
2005/06	**
2006/07	**
2007/08	68
2008/09	107
2009/10	116
2010/11	108
Septembre	25
Octobre	72
Novembre	134
Décembre	274
Janvier	321
Février	324
Mars	389
Avril	276
Mai	216
Juin	52
Juillet	31
Août	19

IV.1.2. Mise en forme et Traitement des données

Dans le but de l'homogénéisation des données, nous avons recherché des modèles régressifs entre deux paramètres de mesure le débit liquide et le débit solide. A cet effet les données sont mises en graphe et leur allure oriente le choix du modèle régressif. Les modèles utilisées sont : linéaire, logarithmique, parabolique, puissance et exponentiel.

Les approches de traitement utilisées pour homogénéiser les séries du transport solide en suspension sont :

1 ère approche : Débit liquide instantané ($Q_{l_{inst}}$) et débit solide instantané ($Q_{s_{inst}}$). Ce travail est effectué sur différentes échelles temporelles (annuelle, mensuelle, saisonnière, saison humide et saison sèche) ;

2 ème approche : Débit liquide moyen journalier (annuaire) – débit solide moyen journalier observé. Ce travail est effectué à l'échelle annuelle.

IV.1.2.1. Relation : Débit liquide instantané - Débit solide instantané (1 ère approche)

A. Ensemble des données (Relation interannuelle)

Ce traitement a porté sur les stations hydrométriques de Baghlia, Belloua et RN30.

Les couples ($Q_{l_{inst}}$, $Q_{s_{inst}}$) sont mis en graphe (**Figure IV.1**). Ce dernier montre une légère dispersion. Les calculs de la régression sous différentes formes ont permis de conclure que la forme puissance est la plus acceptable, car elle présente le meilleur coefficient de détermination « R^2 » (**Tableau. IV.3**).

Tableau IV.3 : Valeurs de R^2 calculées à l'échelle interannuelle.

Echelle Temporelle	Type de modèle	Baghlia	Belloua	RN30
Relations Interannuelles	Linéaire	0,69	0,31	0,49
	Logarithmique	0,10	0,13	0,11
	Parabolique	0,77	0,31	0,49
	Puissance	0,90	0,67	0,79
	Exponentiel	0,34	0,32	0,27

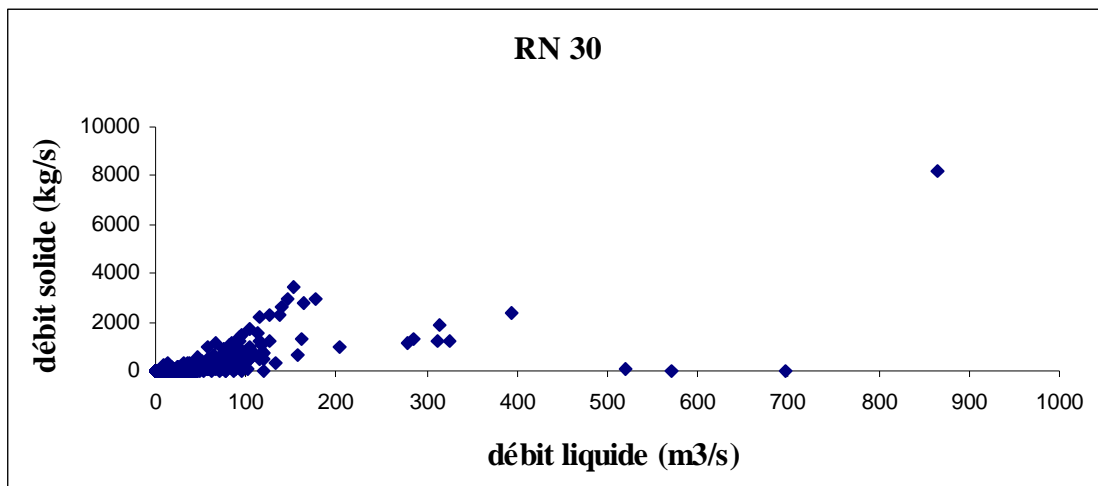
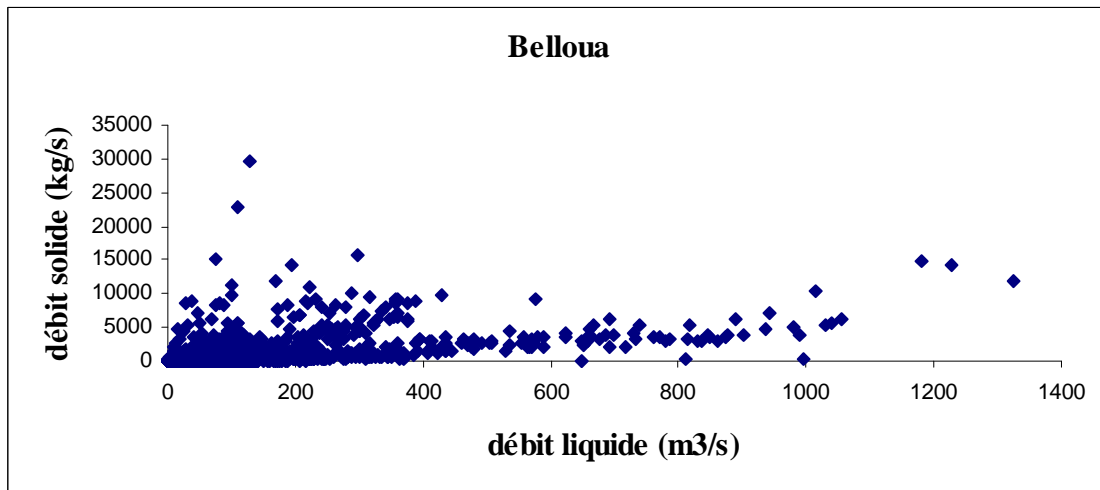
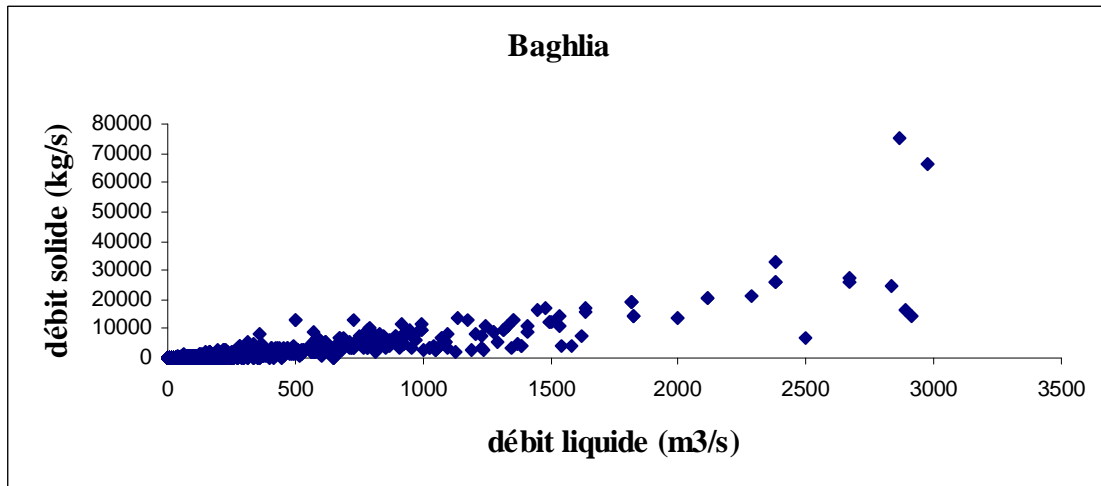


Figure IV.1 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané des stations.

B. Données Partielles

A titre d'exemple nous montrons ici que les graphes des relations obtenues à la station de Baghlia. Les graphes des autres stations se trouvent en **annexe (III)**.

- *Relation annuelles*

Pour ce la, nous avons représenté les données graphiquement année par année, montrant ainsi la forme que pourrait avoir les relations $Q_s = f(Q_l)$ pour chaque année.

De la même manière, l'analyse de la régression sous différentes formes, montre que le modèle puissance est toujours acceptable. Les résultats de cette analyse sont présentés sur le **tableau IV.4**. La **figure IV.2**, montre ces relations annuelles à la station de Baghlia.

Les résultats de calcul de la régression sont donnés dans le **tableau IV.4**.

Tableau IV.4 : Valeurs de R^2 calculées à l'échelle annuelle.

Echelle Temporelle	Type de modèle	Baghlia	Belloua
68/69	Linéaire	0,68	Année non mise en service.
	Logarithmique	0,46	
	Parabolique	0,79	
	Puissance	0,55	
	Exponentiel	0,57	
69/70	Linéaire	0,81	Non mise en service.
	Logarithmique	0,62	
	Parabolique	0,89	
	Puissance	0,87	
	Exponentiel	0,96	
70/71	Linéaire	0,30	Non mise en service.
	Logarithmique	0,36	
	Parabolique	0,31	
	Puissance	0,58	
	Exponentiel	0,37	
71/72	Linéaire	0,95	Non mise en service.
	Logarithmique	0,24	
	Parabolique	0,96	
	Puissance	0,95	
	Exponentiel	0,28	
72/73	Linéaire	0,69	Non mise en service.
	Logarithmique	0,21	
	Parabolique	0,72	
	Puissance	0,91	
	Exponentiel	0,41	

73/74	Linéaire	0,62	0,70
	Logarithmique	0,10	0,31
	Parabolique	0,72	0,71
	Puissance	0,92	0,78
	Exponentiel	0,33	0,39
74/75	Linéaire	0,73	0,69
	Logarithmique	0,10	0,33
	Parabolique	0,75	0,69
	Puissance	0,91	0,80
	Exponentiel	0,25	0,39
75/76	Linéaire	0,89	0,38
	Logarithmique	0,15	0,17
	Parabolique	0,92	0,39
	Puissance	0,91	0,78
	Exponentiel	0,35	0,45
76/77	Linéaire	0,91	0,30
	Logarithmique	0,15	0,13
	Parabolique	0,94	0,31
	Puissance	0,92	0,68
	Exponentiel	0,36	0,44
77/78	Linéaire	0,85	0,56
	Logarithmique	0,47	0,19
	Parabolique	0,87	0,56
	Puissance	0,80	0,75
	Exponentiel	0,68	0,36
78/79	Linéaire	0,77	0,22
	Logarithmique	0,41	0,16
	Parabolique	0,82	0,25
	Puissance	0,78	0,60
	Exponentiel	0,66	0,30
79/80	Linéaire	0,89	0,80
	Logarithmique	0,42	0,28
	Parabolique	0,90	0,92
	Puissance	0,84	0,89
	Exponentiel	0,55	0,59
80/81	Linéaire	0,91	0,70
	Logarithmique	0,51	0,31
	Parabolique	0,91	0,79
	Puissance	0,85	0,83
	Exponentiel	0,53	0,51
81/82	Linéaire	0,81	0,63
	Logarithmique	0,18	0,38
	Parabolique	0,89	0,63
	Puissance	0,90	0,77
	Exponentiel	0,43	0,52

82/83	Linéaire	0,82	0,82
	Logarithmique	0,19	0,28
	Parabolique	0,90	0,90
	Puissance	0,88	0,77
	Exponentiel	0,50	0,62
83/84	Linéaire	0,59	0,44
	Logarithmique	0,13	0,10
	Parabolique	0,75	0,49
	Puissance	0,87	0,63
	Exponentiel	0,67	0,63
84/85	Linéaire	0,83	0,93
	Logarithmique	0,38	0,42
	Parabolique	0,91	0,94
	Puissance	0,84	0,81
	Exponentiel	0,60	0,63
85/86	Linéaire	0,89	0,86
	Logarithmique	0,42	0,48
	Parabolique	0,92	0,88
	Puissance	0,81	0,87
	Exponentiel	0,60	0,65
86/87	Linéaire	0,89	0,77
	Logarithmique	0,29	0,24
	Parabolique	0,95	0,92
	Puissance	0,83	0,81
	Exponentiel	0,49	0,55
87/88	Linéaire	0,82	0,91
	Logarithmique	0,28	0,52
	Parabolique	0,97	0,96
	Puissance	0,88	0,88
	Exponentiel	0,63	0,68
88/89	Linéaire	Année Non Observée	0,87
	Logarithmique		0,73
	Parabolique		0,99
	Puissance		0,92
	Exponentiel		0,91
89/90	Linéaire	0,63	0,78
	Logarithmique	0,26	0,29
	Parabolique	0,77	0,86
	Puissance	0,92	0,92
	Exponentiel	0,84	0,61
90/91	Linéaire	0,69	0,76
	Logarithmique	0,27	0,21
	Parabolique	0,81	0,86
	Puissance	0,83	0,82
	Exponentiel	0,79	0,58

91/92	Linéaire	0,81	0,79
	Logarithmique	0,24	0,22
	Parabolique	0,93	0,82
	Puissance	0,71	0,78
	Exponentiel	0,58	0,49
92/93	Linéaire	0,81	0,82
	Logarithmique	0,24	0,30
	Parabolique	0,93	0,89
	Puissance	0,71	0,78
	Exponentiel	0,58	0,56
93/94	Linéaire	0,69	0,84
	Logarithmique	0,17	0,34
	Parabolique	0,92	0,91
	Puissance	0,80	0,78
	Exponentiel	0,58	0,63
94/95	Linéaire	0,72	0,76
	Logarithmique	0,21	0,38
	Parabolique	0,92	0,79
	Puissance	0,84	0,84
	Exponentiel	0,60	0,74
95/96	Linéaire	0,44	0,74
	Logarithmique	0,43	0,41
	Parabolique	0,54	0,76
	Puissance	0,72	0,83
	Exponentiel	0,37	0,79
96/97	Linéaire	Année Non Observée	0,64
	Logarithmique		0,22
	Parabolique		0,65
	Puissance		0,87
	Exponentiel		0,63
97/98	Linéaire	Année Non Observée	0,81
	Logarithmique		0,10
	Parabolique		0,93
	Puissance		0,56
	Exponentiel		0,43
98/99	Linéaire	0,13	0,85
	Logarithmique	0,10	0,25
	Parabolique	0,13	0,94
	Puissance	0,55	0,80
	Exponentiel	0,59	0,58

Les années qui ne sont pas observées (88/89), (96 à 98) à cause des équipements (surtout manque des filtres et les observateurs qui sont en congés ou sorties en retraite). Par contre les années non observées (2001 à 2007) pour la station de RN30 sont dus à la construction du barrage Taksebt.

Tableau IV.5 : Valeurs de R² calculées à l'échelle annuelle pour la station de RN30.

Echelle Temporelle	Type de modèle	RN30	Echelle Temporelle	Type de modèle	RN30
79/80	Linéaire	0,69	88/89	Linéaire	0,59
	Logarithmique	0,29		Logarithmique	0,21
	Parabolique	0,93		Parabolique	0,66
	Puissance	0,77		Puissance	0,62
	Exponentiel	0,75		Exponentiel	0,60
80/81	Linéaire	0,63	89/90	Linéaire	0,90
	Logarithmique	0,30		Logarithmique	0,42
	Parabolique	0,91		Parabolique	0,94
	Puissance	0,82		Puissance	0,69
	Exponentiel	0,81		Exponentiel	0,66
81/82	Linéaire	0,94	90/91	Linéaire	0,81
	Logarithmique	0,13		Logarithmique	0,45
	Parabolique	0,98		Parabolique	0,83
	Puissance	0,71		Puissance	0,65
	Exponentiel	0,24		Exponentiel	0,67
82/83	Linéaire	0,61	91/92	Linéaire	0,78
	Logarithmique	0,10		Logarithmique	0,53
	Parabolique	0,69		Parabolique	0,84
	Puissance	0,86		Puissance	0,66
	Exponentiel	0,12		Exponentiel	0,60
83/84	Linéaire	0,13	92/93	Linéaire	0,94
	Logarithmique	0,10		Logarithmique	0,59
	Parabolique	0,24		Parabolique	0,99
	Puissance	0,85		Puissance	0,73
	Exponentiel	0,11		Exponentiel	0,67
84/85	Linéaire	0,14	93/94	Linéaire	0,13
	Logarithmique	0,21		Logarithmique	0,11
	Parabolique	0,56		Parabolique	0,14
	Puissance	0,74		Puissance	0,45
	Exponentiel	0,23		Exponentiel	0,50
85/86	Linéaire	0,64	94/95	Linéaire	0,72
	Logarithmique	0,24		Logarithmique	0,25
	Parabolique	0,84		Parabolique	0,76
	Puissance	0,66		Puissance	0,73
	Exponentiel	0,72		Exponentiel	0,65
86/87	Linéaire	0,63	95/96	Linéaire	0,71
	Logarithmique	0,19		Logarithmique	0,41
	Parabolique	0,79		Parabolique	0,73
	Puissance	0,79		Puissance	0,74
	Exponentiel	0,68		Exponentiel	0,67
87/88	Linéaire	0,58	96/97	Linéaire	0,31
	Logarithmique	0,15		Logarithmique	0,15
	Parabolique	0,76		Parabolique	0,38
	Puissance	0,79		Puissance	0,62
	Exponentiel	0,65		Exponentiel	0,63

Echelle Temporelle	Type de modèle	RN30	Echelle Temporelle	Type de modèle	RN30
97/98	Linéaire	0,73	06/07	Linéaire	**
	Logarithmique	0,10		Logarithmique	
	Parabolique	0,81		Parabolique	
	Puissance	0,70		Puissance	
	Exponentiel	0,52		Exponentiel	
98/99	Linéaire	0,85	07/08	Linéaire	0,26
	Logarithmique	0,24		Logarithmique	0,19
	Parabolique	0,86		Parabolique	0,27
	Puissance	0,74		Puissance	0,56
	Exponentiel	0,49		Exponentiel	0,33
99/00	Linéaire	0,91	08/09	Linéaire	0,91
	Logarithmique	0,38		Logarithmique	0,25
	Parabolique	0,92		Parabolique	0,95
	Puissance	0,77		Puissance	0,60
	Exponentiel	0,51		Exponentiel	0,45
00/01	Linéaire	0,99	09/10	Linéaire	0,94
	Logarithmique	0,77		Logarithmique	0,35
	Parabolique	0,99		Parabolique	0,95
	Puissance	0,96		Puissance	0,82
	Exponentiel	0,93		Exponentiel	0,40
01/02	Linéaire	**	10/11	Linéaire	0,74
	Logarithmique			Logarithmique	0,40
	Parabolique			Parabolique	0,82
	Puissance			Puissance	0,86
	Exponentiel			Exponentiel	0,72
02/03	Linéaire	**	** : Année non observée		
	Logarithmique				
	Parabolique				
	Puissance				
	Exponentiel				
03/04	Linéaire	**			
	Logarithmique				
	Parabolique				
	Puissance				
	Exponentiel				
04/05	Linéaire	**			
	Logarithmique				
	Parabolique				
	Puissance				
	Exponentiel				
05/06	Linéaire	**			
	Logarithmique				
	Parabolique				
	Puissance				
	Exponentiel				

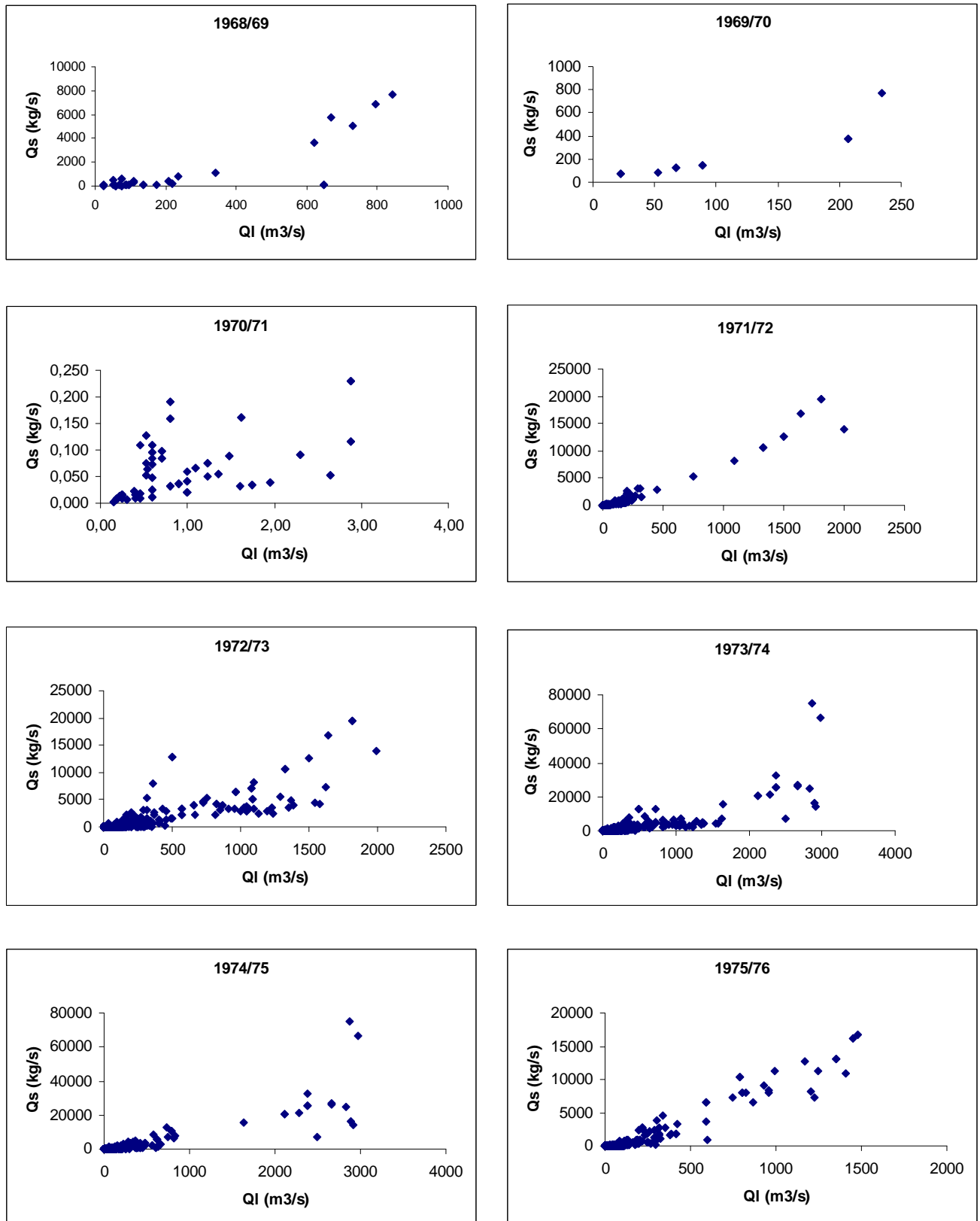


Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : annuelle).

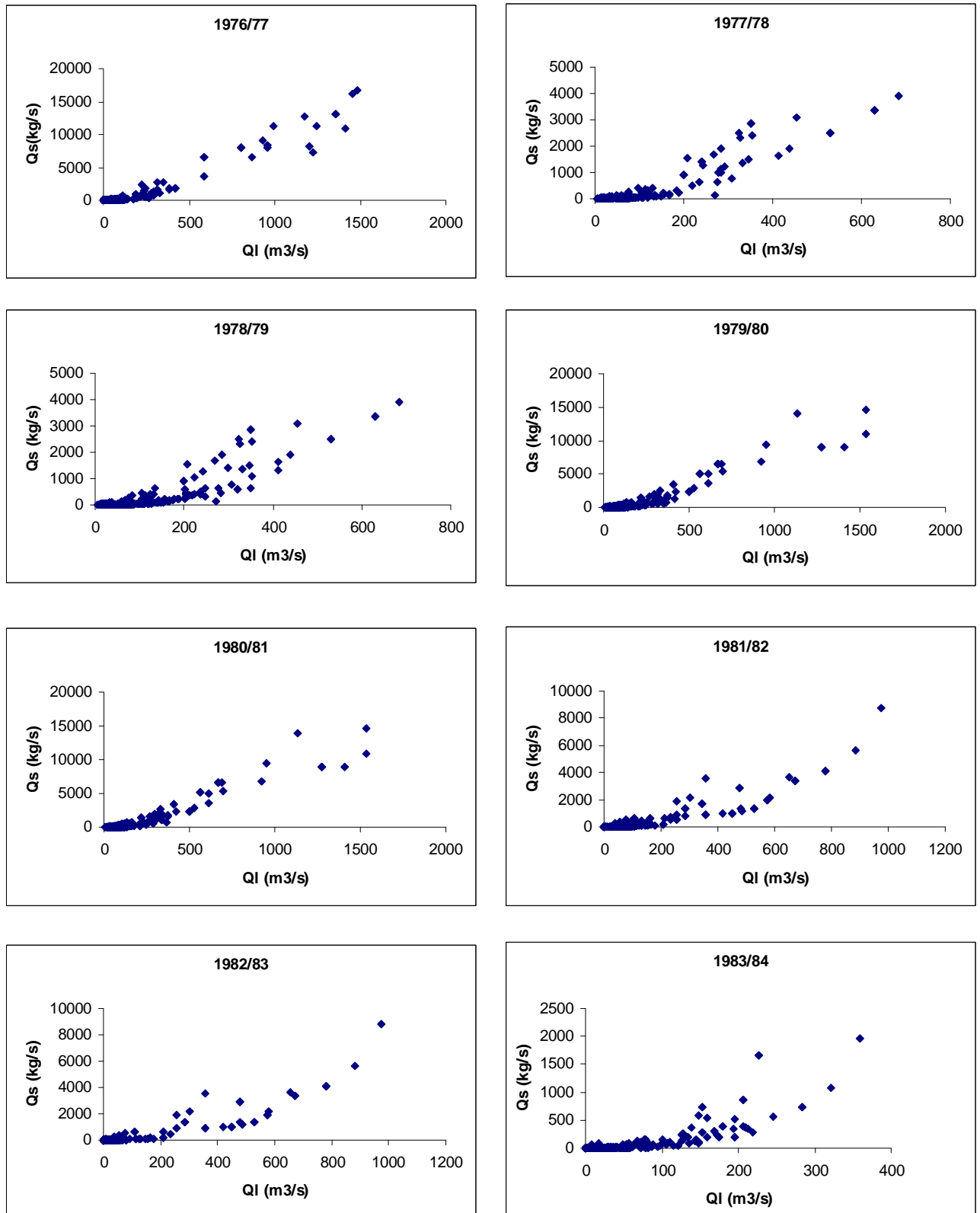


Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : annuelle) (Suite).

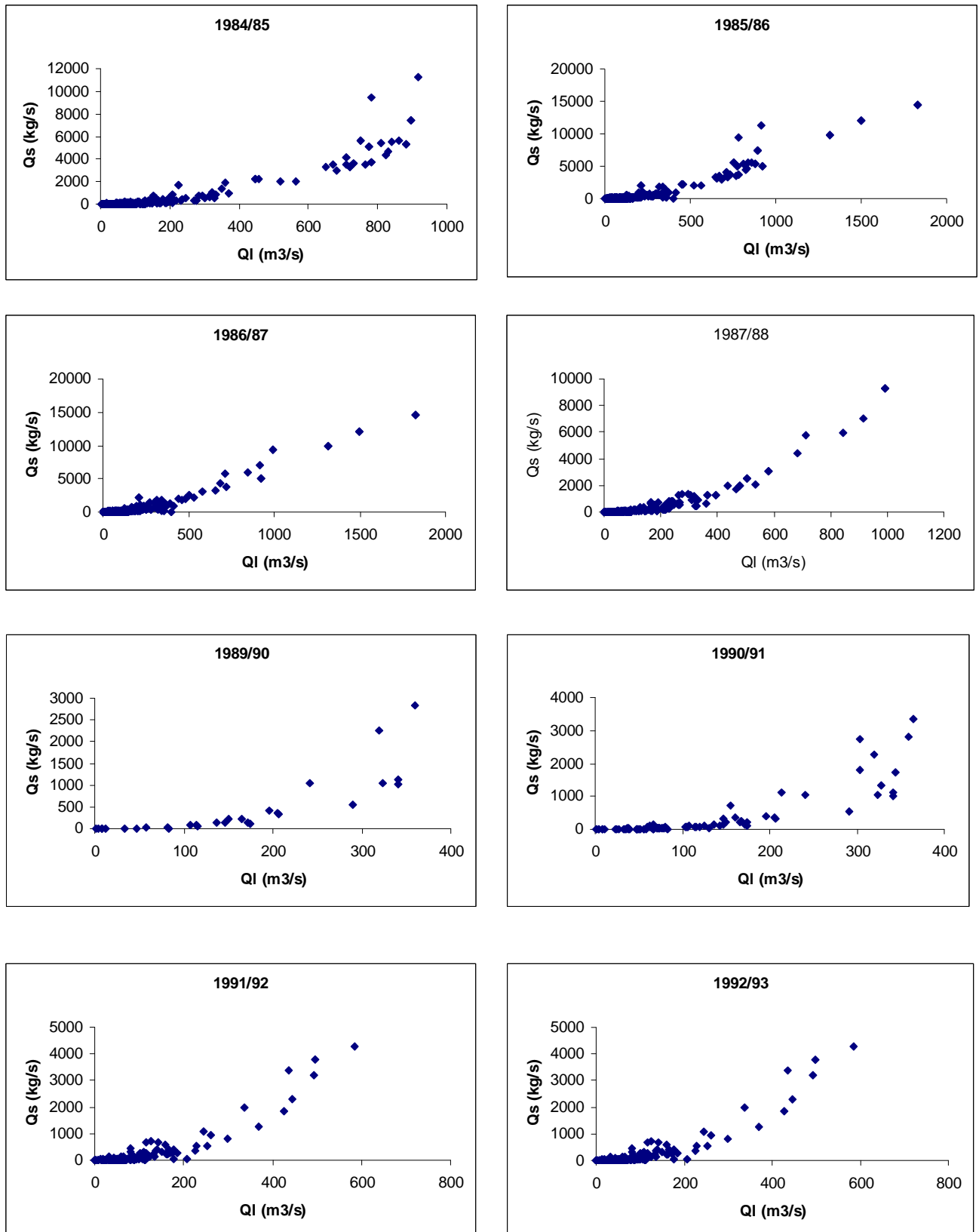


Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : annuelle) (Suite).

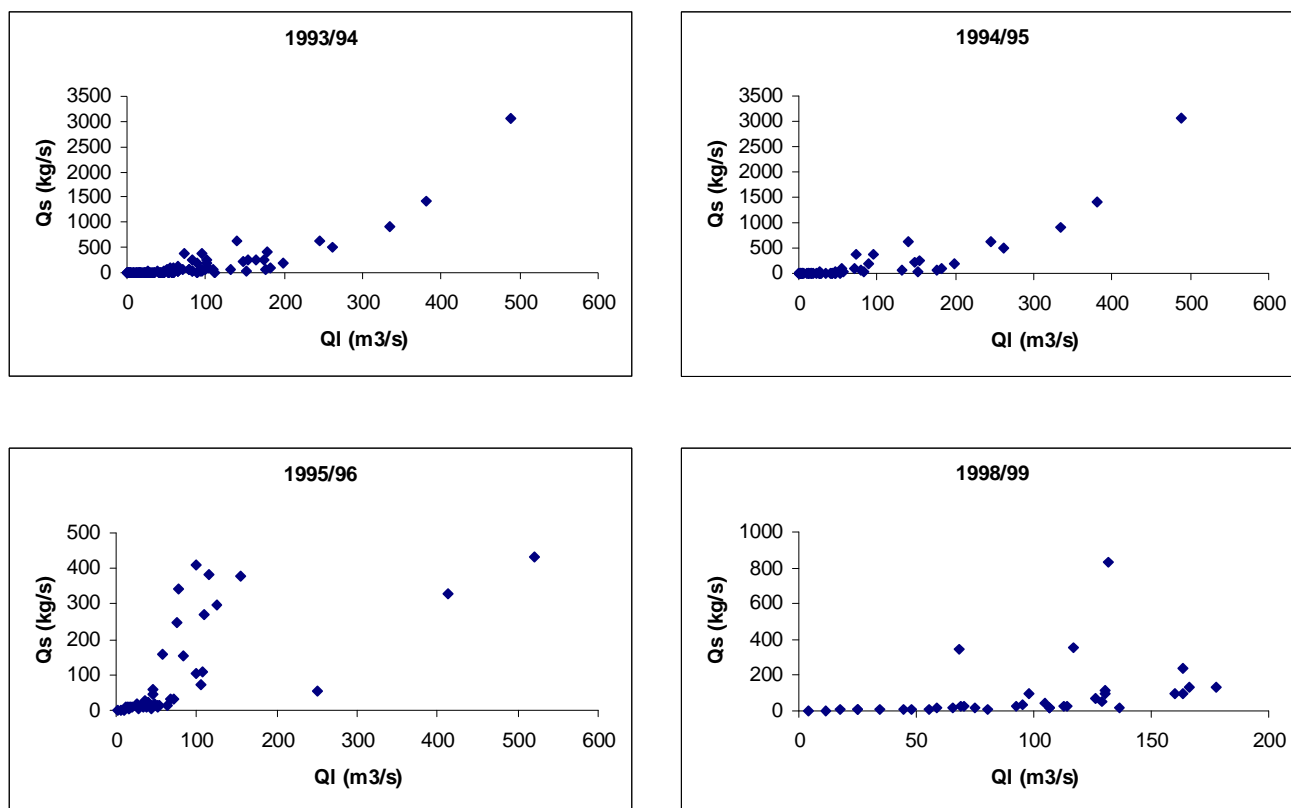


Figure IV.2 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : annuelle) (Fin).

- *Relation mensuelle*

Une autre tentative de traitement, serait un traitement par mois. Au niveau mensuel les corrélations sont meilleures, car la variation du transport solide au cours d'un mois n'est pas importante par rapport à la variation du transport solide lors de l'année. Le modèle puissance est maintenu dans tous les cas (meilleur coefficient de détermination). Les figures IV.3 illustrent ces relations à la station de Baghlia. Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau IV.6.

Tableau IV.6 : Valeurs de R² calculées à l'échelle mensuelle.

Echelle Temporelle	Type de modèle	Baghlia	Belloua	RN30
Septembre	Linéaire	0,75	0,38	0,91
	Logarithmique	0,23	0,14	0,34
	Parabolique	0,95	0,41	0,99
	Puissance	0,87	0,56	0,64
	Exponentiel	0,66	0,26	0,50

Octobre	Linéaire	0,59	0,30	0,57
	Logarithmique	0,17	0,11	0,18
	Parabolique	0,78	0,48	0,68
	Puissance	0,78	0,65	0,61
	Exponentiel	0,62	0,55	0,46
Novembre	Linéaire	0,67	0,33	0,49
	Logarithmique	0,17	0,19	0,21
	Parabolique	0,82	0,36	0,51
	Puissance	0,89	0,74	0,72
	Exponentiel	0,52	0,47	0,46
Décembre	Linéaire	0,88	0,68	0,67
	Logarithmique	0,28	0,21	0,16
	Parabolique	0,91	0,73	0,70
	Puissance	0,88	0,75	0,84
	Exponentiel	0,41	0,34	0,36
Janvier	Linéaire	0,86	0,48	0,82
	Logarithmique	0,33	0,18	0,19
	Parabolique	0,86	0,49	0,83
	Puissance	0,88	0,71	0,65
	Exponentiel	0,39	0,33	0,35
Février	Linéaire	0,76	0,48	0,86
	Logarithmique	0,26	0,26	0,22
	Parabolique	0,82	0,49	0,86
	Puissance	0,85	0,76	0,77
	Exponentiel	0,48	0,60	0,29
Mars	Linéaire	0,72	0,56	0,32
	Logarithmique	0,29	0,40	0,39
	Parabolique	0,76	0,58	0,65
	Puissance	0,88	0,76	0,75
	Exponentiel	0,45	0,46	0,40
Avril	Linéaire	0,67	0,39	0,29
	Logarithmique	0,30	0,17	0,28
	Parabolique	0,73	0,39	0,58
	Puissance	0,86	0,74	0,69
	Exponentiel	0,55	0,48	0,28
Mai	Linéaire	0,76	0,26	0,17
	Logarithmique	0,21	0,15	0,26
	Parabolique	0,91	0,34	0,67
	Puissance	0,88	0,50	0,86
	Exponentiel	0,60	0,28	0,20
Juin	Linéaire	0,54	0,10	0,21
	Logarithmique	0,47	0,12	0,25
	Parabolique	0,57	0,50	0,39
	Puissance	0,86	0,15	0,77
	Exponentiel	0,53	0,13	0,42

Juillet	Linéaire	0,39	0,46	0,99
	Logarithmique	0,27	0,17	0,92
	Parabolique	0,39	0,65	0,99
	Puissance	0,76	0,80	0,99
	Exponentiel	0,51	0,86	0,92
Août	Linéaire	0,02	0,01	0,99
	Logarithmique	0,01	0,01	0,84
	Parabolique	0,02	0,39	0,99
	Puissance	0,81	0,31	0,94
	Exponentiel	0,73	0,17	0,89

• *Relation Saisonnière*

Les données observées sont regroupées en quatre saisons :

- ✓ Automne : septembre, octobre et novembre ;
- ✓ Hiver : décembre, janvier et février ;
- ✓ Printemps : mars, avril et mai ;
- ✓ Eté : juin, juillet et Août.

Nous avons suivi le même raisonnement à cette échelle, afin de remarqué l'effet de l'irrégularité climatique sur le transport solide (**figure IV.4**). L'analyse de la régression montre que le modèle puissance est maintenu (**tableau IV.7**). La variation des coefficients de corrélation d'une saison à une autre montre l'effet de cette irrégularité climatique sur le transport solide.

Tableau IV.7 : Valeurs de R² calculées à l'échelle saisonnière.

Echelle Temporelle	Type de modèle	Baghlia	Belloua	RN30
Automne	Linéaire	0,58	0,22	0,34
	Logarithmique	0,08	0,10	0,14
	Parabolique	0,91	0,23	0,35
	Puissance	0,88	0,65	0,67
	Exponentiel	0,45	0,40	0,42
Hiver	Linéaire	0,77	0,50	0,73
	Logarithmique	0,25	0,22	0,14
	Parabolique	0,80	0,51	0,74
	Puissance	0,87	0,75	0,75
	Exponentiel	0,43	0,42	0,31
Printemps	Linéaire	0,72	0,39	0,24
	Logarithmique	0,21	0,27	0,31
	Parabolique	0,77	0,43	0,60
	Puissance	0,87	0,68	0,78
	Exponentiel	0,36	0,36	0,29

Eté	Linéaire	0,61	0,25	0,24
	Logarithmique	0,46	0,10	0,12
	Parabolique	0,64	0,54	0,40
	Puissance	0,89	0,49	0,89
	Exponentiel	0,51	0,46	0,33

- *Saison Humide – Saison Sèche*

Cette fois, nous allons diviser les données observées de chaque station en deux grandes saisons, une humide et l'autre sèche. **La figure IV.5** montre ces relations à la station de Baghlia. L'analyse de la régression montre toujours que le modèle puissance est meilleur (**tableau IV.8**). Les résultats de ce traitement sont reportés sur le **tableau IV.8**.

Tableau IV.8: Valeurs de R^2 calculées pour la saison humide et la saison sèche.

Echelle Temporelle	Type de modèle	Baghlia	Belloua	RN30
Saison humide	Linéaire	0,74	0,29	0,72
	Logarithmique	0,17	0,12	0,11
	Parabolique	0,77	0,29	0,74
	Puissance	0,90	0,70	0,74
	Exponentiel	0,39	0,33	0,30
Saison Sèche	Linéaire	0,71	0,33	0,25
	Logarithmique	0,10	0,18	0,18
	Parabolique	0,77	0,37	0,59
	Puissance	0,91	0,65	0,84
	Exponentiel	0,29	0,32	0,26

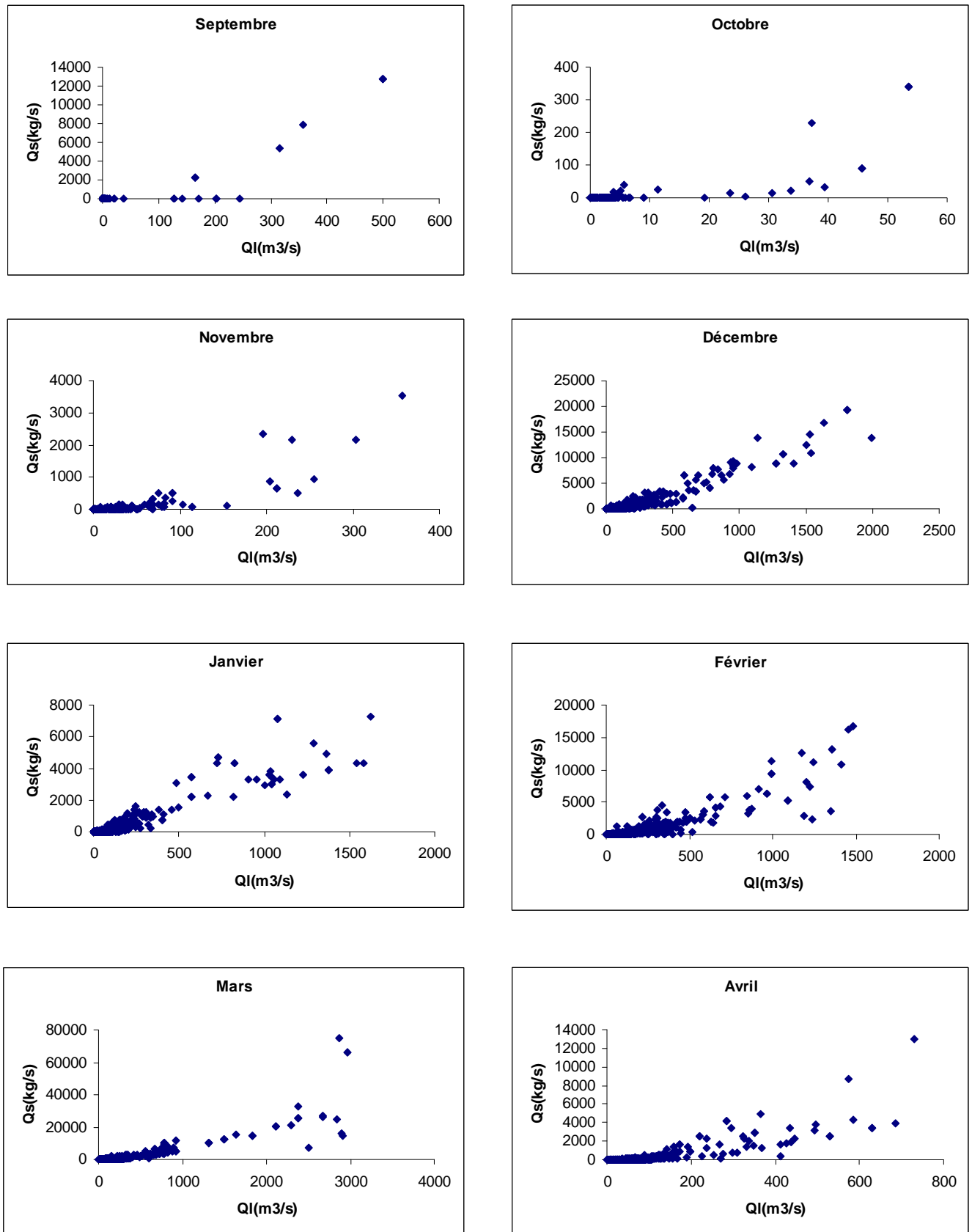


Figure IV.3 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : mensuelle).

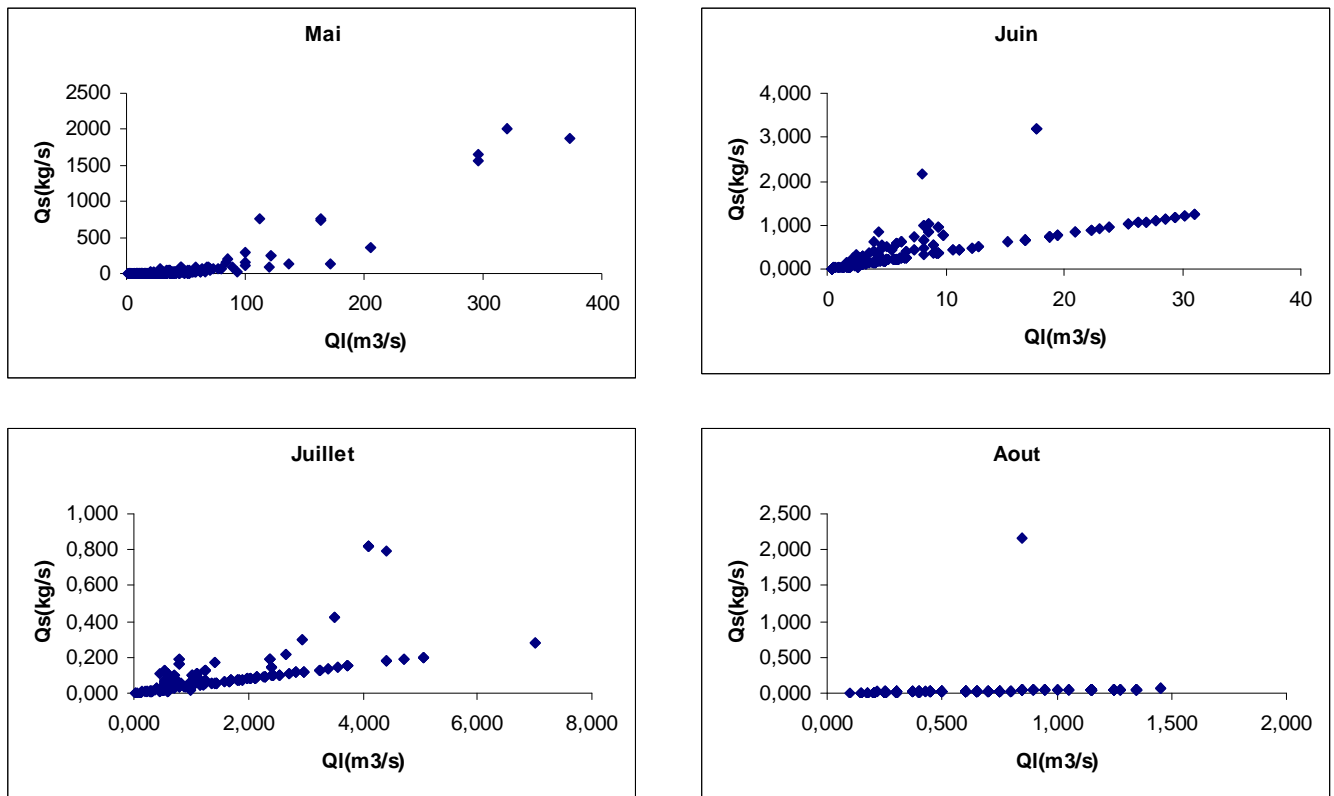


Figure IV.3 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : mensuelle) (Suite).

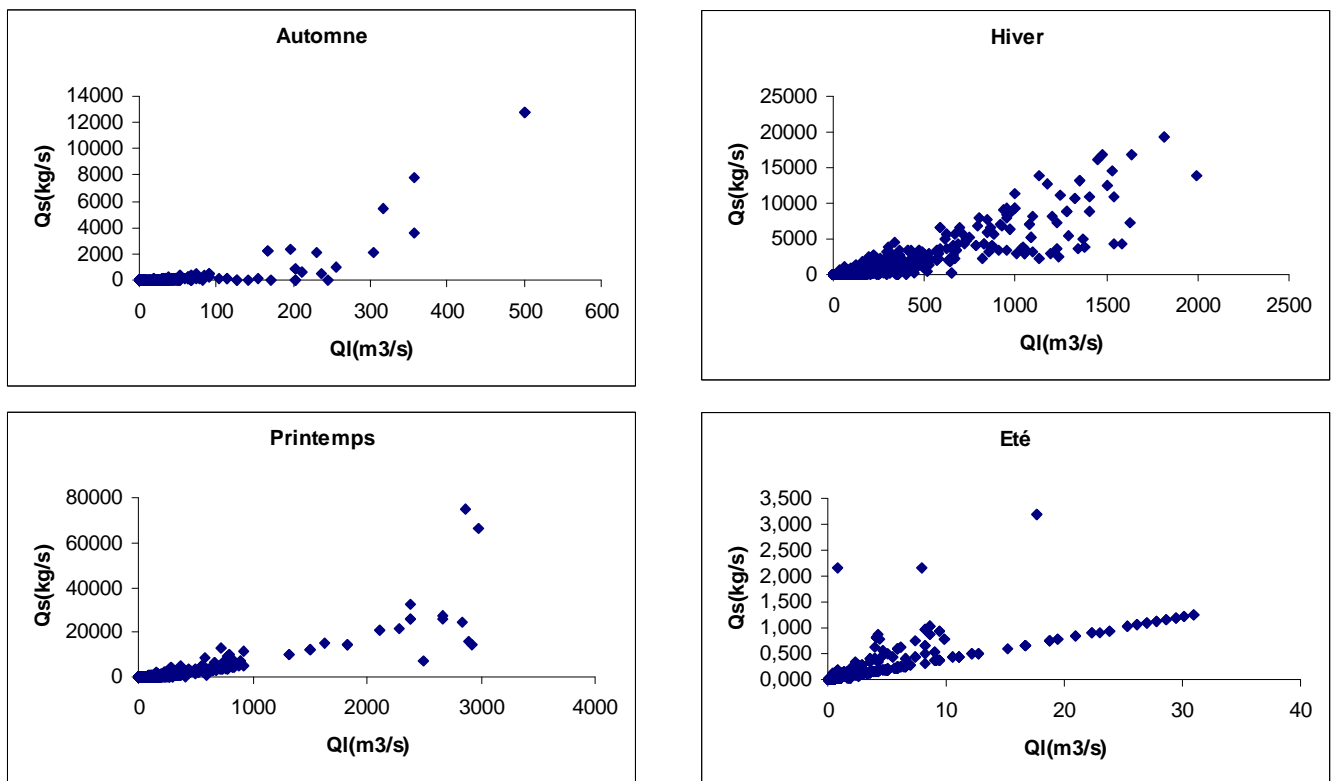


Figure IV.4 : Relation débit liquide instantané - débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : Saisonnière).

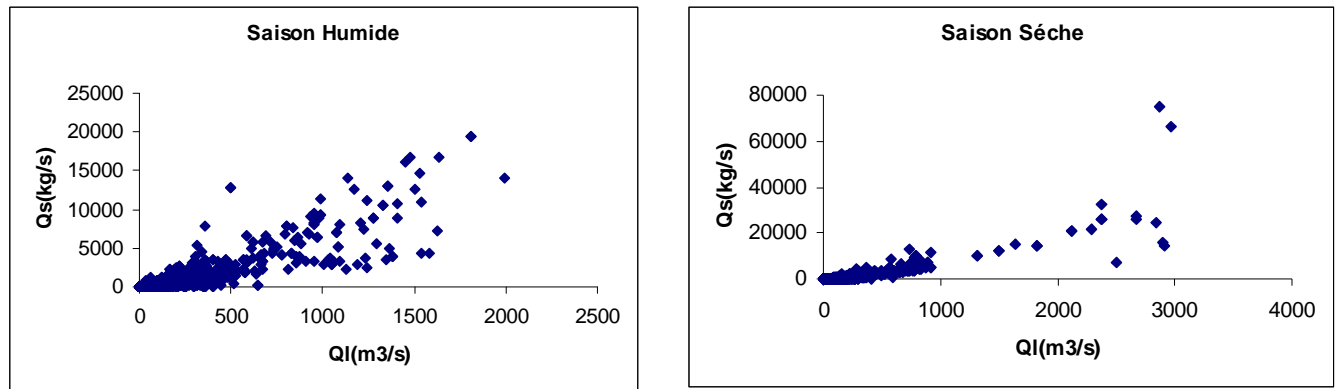


Figure IV.5 : Relation débit liquide instantané – débit solide instantané à la station de Baghlia (Échelle : Saison humide – Saison sèche).

Les formules des modèles retenues sont présentées dans le tableau IV.9.

Tableau IV.9 : Modèles retenus de la station de Baghlia et Belloua pour différentes échelles temporelles.

Echelle Temporelle	Baghlia	Belloua
Totalité des données	$Q_s = 0,032Q_l^{1,6549}$	$Q_s = 0,1258Q_l^{1,5025}$
1968/69	$Q_s = 1,0235Q_l^{1,211}$	**
1969/70	$Q_s = 3,1888Q_l^{0,8983}$	**
1970/71	$Q_s = 0,052Q_l^{1,0225}$	**
1971/72	$Q_s = 0,0626Q_l^{1,7849}$	**
1972/73	$Q_s = 0,0404Q_l^{1,6217}$	**
1973/74	$Q_s = 0,0273Q_l^{1,6587}$	$Q_s = 0,089Q_l^{2,011}$
1974/75	$Q_s = 0,0226Q_l^{1,7344}$	$Q_s = 0,0923Q_l^{2,0049}$
1975/76	$Q_s = 0,0266Q_l^{1,6973}$	$Q_s = 0,0756Q_l^{1,901}$
1976/77	$Q_s = 0,0268Q_l^{1,7022}$	$Q_s = 0,1626Q_l^{1,681}$
1977/78	$Q_s = 0,0105Q_l^{1,9485}$	$Q_s = 0,2111Q_l^{1,8957}$
1978/79	$Q_s = 0,0165Q_l^{1,8565}$	$Q_s = 0,1432Q_l^{1,6712}$
1979/80	$Q_s = 0,0082Q_l^{2,0082}$	$Q_s = 0,026Q_l^{1,7709}$
1980/81	$Q_s = 0,0029Q_l^{2,2224}$	$Q_s = 0,0239Q_l^{1,7927}$
1981/82	$Q_s = 0,0435Q_l^{1,6004}$	$Q_s = 0,0042Q_l^{2,0945}$
1982/83	$Q_s = 0,0437Q_l^{1,4142}$	$Q_s = 0,006Q_l^{1,8547}$
1983/84	$Q_s = 0,0395Q_l^{1,3949}$	$Q_s = 0,047Q_l^{1,2343}$
1984/85	$Q_s = 0,0034Q_l^{2,0998}$	$Q_s = 0,0313Q_l^{1,6198}$
1985/86	$Q_s = 0,0093Q_l^{1,9038}$	$Q_s = 0,0232Q_l^{1,7574}$
1986/87	$Q_s = 0,0085Q_l^{1,9353}$	$Q_s = 0,0308Q_l^{1,7113}$
1987/88	$Q_s = 0,0074Q_l^{1,9724}$	$Q_s = 0,0036Q_l^{2,1459}$
1988/89	**	$Q_s = 0,1891Q_l^{1,5251}$
1989/90	$Q_s = 0,0513Q_l^{1,6341}$	$Q_s = 0,127Q_l^{1,5048}$
1990/91	$Q_s = 0,0379Q_l^{1,6697}$	$Q_s = 0,1873Q_l^{1,3524}$
1991/92	$Q_s = 0,0654Q_l^{1,5389}$	$Q_s = 0,2464Q_l^{1,2435}$
1992/93	$Q_s = 0,0654Q_l^{1,5389}$	$Q_s = 0,1613Q_l^{1,3487}$
1993/94	$Q_s = 0,0783Q_l^{1,4472}$	$Q_s = 0,2439Q_l^{1,189}$
1994/95	$Q_s = 0,0927Q_l^{1,4433}$	$Q_s = 0,2244Q_l^{1,2615}$

1995/96	$Q_s = 0,1581Q_l^{1,3531}$	$Q_s = 0,2208Q_l^{1,2952}$
1996/97	**	$Q_s = 0,6988Q_l^{1,0423}$
1997/98	**	$Q_s = 0,5913Q_l^{1,0672}$
1998/99	$Q_s = 0,1256Q_l^{1,2829}$	$Q_s = 0,0832Q_l^{1,5284}$
Septembre	$Q_s = 0,0505Q_l^{1,3654}$	$Q_s = 0,871Q_l^{1,4425}$
Octobre	$Q_s = 0,0497Q_l^{1,4743}$	$Q_s = 0,2914Q_l^{1,3935}$
Novembre	$Q_s = 0,0336Q_l^{1,8195}$	$Q_s = 0,1994Q_l^{1,6536}$
Décembre	$Q_s = 0,0175Q_l^{1,893}$	$Q_s = 0,0851Q_l^{1,6692}$
Janvier	$Q_s = 0,0102Q_l^{1,9094}$	$Q_s = 0,0738Q_l^{1,5808}$
Février	$Q_s = 0,0074Q_l^{1,9753}$	$Q_s = 0,0262Q_l^{1,877}$
Mars	$Q_s = 0,0022Q_l^{2,1886}$	$Q_s = 0,0196Q_l^{1,8894}$
Avril	$Q_s = 0,0015Q_l^{2,4067}$	$Q_s = 0,0065Q_l^{2,2601}$
Mai	$Q_s = 0,0044Q_l^{2,1373}$	$Q_s = 0,0638Q_l^{1,6872}$
Juin	$Q_s = 0,0462Q_l^{1,0353}$	$Q_s = 0,4621Q_l^{1,6789}$
Juillet	$Q_s = 0,0528Q_l^{1,0042}$	$Q_s = 0,0777Q_l^{1,7341}$
Août	$Q_s = 0,0412Q_l^{1,0268}$	$Q_s = 0,2157Q_l^{0,678}$
Automne	$Q_s = 0,0487Q_l^{1,6112}$	$Q_s = 0,3583Q_l^{1,4867}$
Hiver	$Q_s = 0,0118Q_l^{1,908}$	$Q_s = 0,0589Q_l^{1,6973}$
Printemps	$Q_s = 0,0034Q_l^{2,1513}$	$Q_s = 0,0245Q_l^{1,876}$
Été	$Q_s = 0,0467Q_l^{1,041}$	$Q_s = 0,1405Q_l^{1,2076}$
Saison Humide	$Q_s = 0,0331Q_l^{1,6817}$	$Q_s = 0,1869Q_l^{1,4567}$
Saison Sèche	$Q_s = 0,031Q_l^{1,6101}$	$Q_s = 0,055Q_l^{1,6463}$

** : Année non observée.

Tableau IV.10 : Modèles retenus pour différentes échelles temporelles de la station de RN30.

Echelle Temporelle	RN30
Totalité des données	$Q_s = 0,1234Q_l^{1,5144}$
1979/80	$Q_s = 0,1866Q_l^{1,5641}$
1980/81	$Q_s = 0,1961Q_l^{1,5604}$
1981/82	$Q_s = 0,0712Q_l^{1,6599}$
1982/83	$Q_s = 0,06Q_l^{1,298}$
1983/84	$Q_s = 0,0721Q_l^{1,2476}$
1984/85	$Q_s = 0,0812Q_l^{1,5618}$
1985/86	$Q_s = 0,037Q_l^{1,8809}$
1986/87	$Q_s = 0,1045Q_l^{1,6794}$
1987/88	$Q_s = 0,1952Q_l^{1,4793}$
1988/89	$Q_s = 0,2534Q_l^{1,2245}$
1989/90	$Q_s = 0,0787Q_l^{1,7762}$
1990/91	$Q_s = 0,1332Q_l^{1,5858}$
1991/92	$Q_s = 0,0566Q_l^{1,7667}$
1992/93	$Q_s = 0,0419Q_l^{1,9129}$
1993/94	$Q_s = 0,3932Q_l^{0,7961}$
1994/95	$Q_s = 0,3118Q_l^{1,202}$
1995/96	$Q_s = 0,1618Q_l^{1,513}$
1996/97	$Q_s = 0,4526Q_l^{1,1963}$

1997/98	$Q_s = 0,3402Q_l^{1,2585}$
1998/99	$Q_s = 0,2092Q_l^{1,3901}$
1999/00	$Q_s = 0,1791Q_l^{1,4317}$
2000/01	$Q_s = 0,2074Q_l^{1,7601}$
2001/02	**
2002/03	**
2003/04	**
2004/05	**
2005/06	**
2006/07	**
2007/08	$Q_s = 2,352Q_l^{0,7276}$
2008/09	$Q_s = 0,7368Q_l^{1,0227}$
2009/10	$Q_s = 0,1157Q_l^{1,6046}$
2010/11	$Q_s = 0,1055Q_l^{1,7095}$
Septembre	$Q_s = 0,7123Q_l^{1,9674}$
Octobre	$Q_s = 0,4539Q_l^{1,134}$
Novembre	$Q_s = 0,2091Q_l^{1,3591}$
Décembre	$Q_s = 0,1248Q_l^{1,6355}$
Janvier	$Q_s = 0,1213Q_l^{1,44}$
Février	$Q_s = 0,0306Q_l^{2,0148}$
Mars	$Q_s = 0,0467Q_l^{1,877}$
Avril	$Q_s = 0,0603Q_l^{1,649}$
Mai	$Q_s = 0,0372Q_l^{1,9317}$
Juin	$Q_s = 0,0808Q_l^{1,5654}$
Juillet	$Q_s = 0,04Q_l^{0,999}$
Août	$Q_s = 0,2977Q_l^{1,368}$
Automne	$Q_s = 0,3042Q_l^{1,247}$
Hiver	$Q_s = 0,0931Q_l^{1,6304}$
Printemps	$Q_s = 0,045Q_l^{1,8501}$
Été	$Q_s = 0,0784Q_l^{1,1945}$
Saison Humide	$Q_s = 0,1639Q_l^{1,4438}$
Saison Sèche	$Q_s = 0,0933Q_l^{1,5734}$

** : Année non observée.

IV.1.2.2. Relation : Débit liquide moyen journalier observé (Q_{lmj}) – Débit solide moyen journalier (Q_{smj}) (2^{ème} approche)

Cette nouvelle tentative d'homogénéisation nous donne l'occasion de voir les résultats obtenus à partir de l'analyse de la régression sur les valeurs moyennes journalières.

Un premier examen nous a permis d'obtenir des échantillons de tailles suffisantes et représentatives. Les tailles des échantillons des stations de Baghlia, Belloua et RN30 sont respectivement : 2837, 2579 et 1604.

Les couples sont reportés sur des graphes (**Figure IV.6**). L'allure de ces graphes, explique que le modèle puissance est le mieux ajusté à la station de Baghlia et RN30 avec R^2 respectivement 0,89 et 0,67. A la station de Belloua, le modèle parabolique est meilleur ($R^2 = 0,63$), mais en raison de comparaison des résultats entre eux, nous optons pour le modèle puissance. Les résultats de calcul sont reportés sur le **tableau IV.11**.

Tableau IV.11 : Valeurs de R^2 calculées (2^{ème} approche).

Approche	Type de modèle	Baghlia	Belloua	RN30
2^{ème} approche	Linéaire	0,69	0,52	0,53
	Logarithmique	0,15	0,10	0,10
	parabolique	0,85	0,63	0,60
	puissance	0,89	0,59	0,67
	Exponentiel	0,33	0,30	0,32

Les formules des modèles retenus sont données le **tableau IV.12**.

Tableau IV.12 : Formules des modèles retenus pour la 2^{ème} approche.

Station	Baghlia	Belloua	RN30
2^{ème} approche	$Q_s = 0,038Q_l^{1,511}$	$Q_s = 0,174Q_l^{1,275}$	$Q_s = 0,158Q_l^{1,275}$

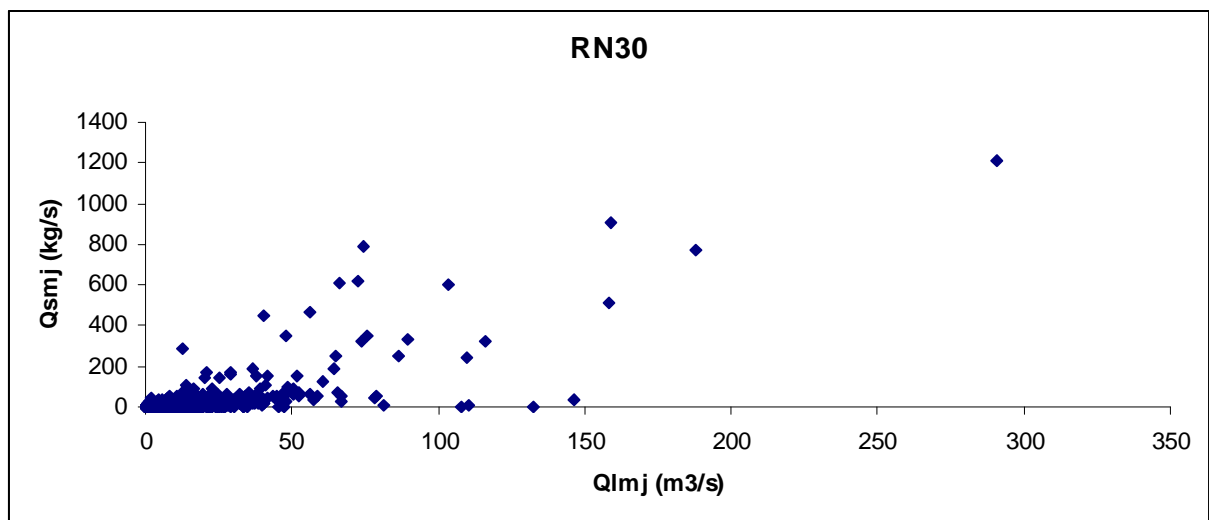
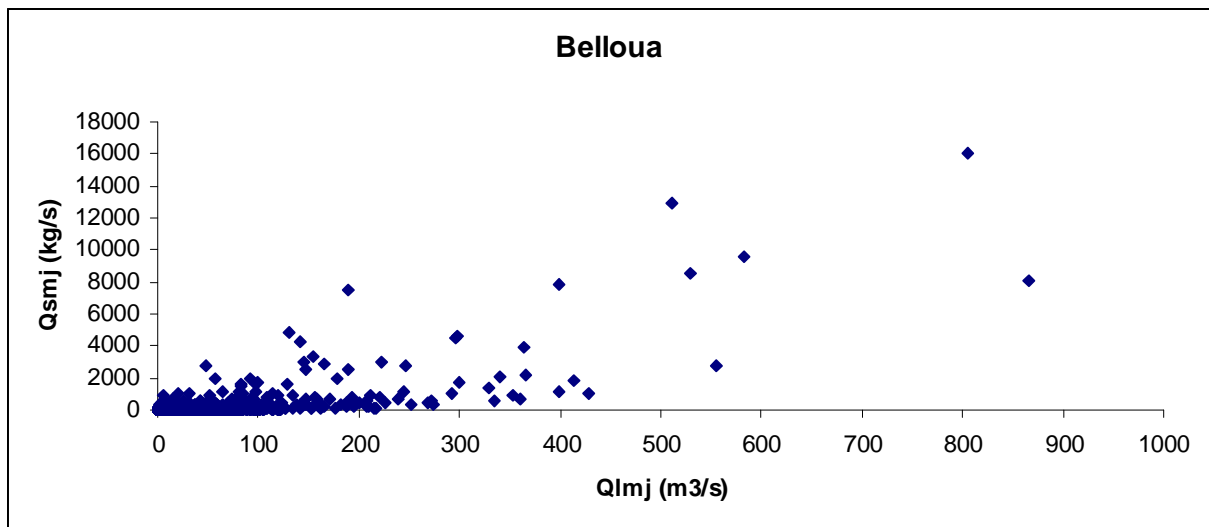
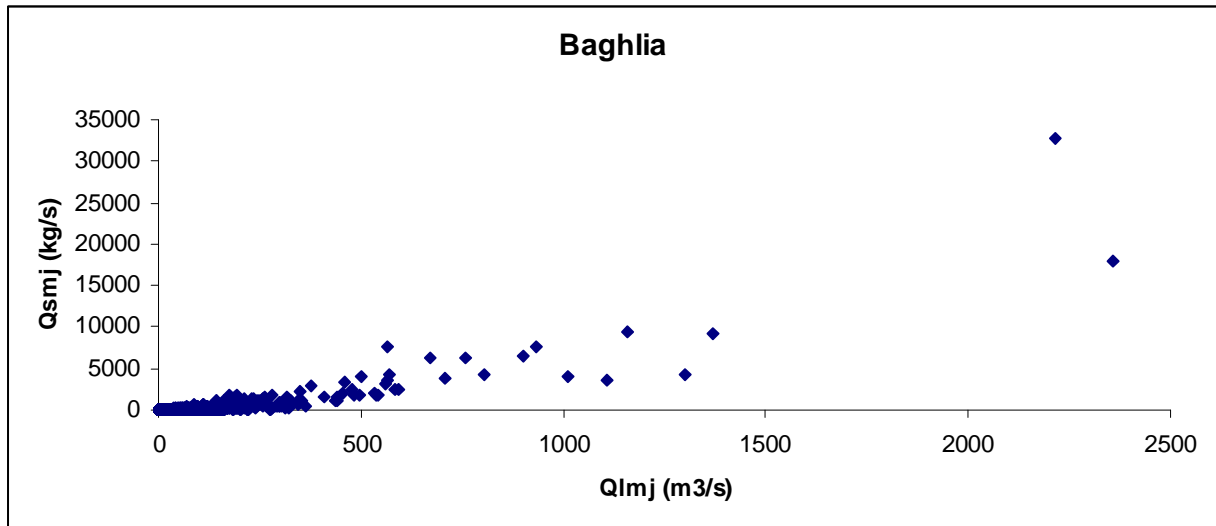


Figure IV.6 : Relation Débit liquide moyen journalier (mesuré) – débit solide moyen journalier.

IV.2 Discussion des résultats

Le calcul de la régression pour la première et la deuxième approche a permis de conclure que le modèle puissance est le mieux approprié.

Les coefficients de détermination à différentes échelles temporelles pour les sous – bassins versants sont significatifs. A titre d'exemple, à l'échelle interannuelle les valeurs de coefficient de détermination R^2 pour les stations de Baghlia, Belloua et RN30 sont respectivement : 0,90, 0,67 et 0,79.

IV.3 Conclusion

L'aboutissement logique d'une analyse de données est la modélisation. Pour ce faire, nous avons essayé de déterminer la relation débit liquide - débit solide. Une approche à différentes échelles temporelles basée sur les modèles régressifs est adoptée. Nous trouvons une bonne relation en puissance liant les débits solides en suspension aux débits liquides de type $(Q_s = aQ_l^b)$.

Ces relations nous serviront par la suite, pour combler les lacunes d'observations et éventuellement étendre les séries courtes de débits solides et par suite l'évaluation des apports solides.

Chapitre V

Quantification des apports solides et l'érosion spécifique.

Les différents résultats obtenus dans le chapitre précédent permettent de quantifier les apports solides et calculer l'érosion spécifique.

V.1 Quantification des apports solides et l'érosion spécifique

Une relation empirique communément appelée courbe du transport solide (Cambell et *al.*, 1940 ; Crawford, 1991) lie le débit solide au débit liquide :

$$Q_s = a.Q_l^b \quad (V.1)$$

Ce type de relation a été proposé dès 1895 par Kennedy. Depuis, plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b . Leopold et *al.*, 1953 proposent pour les rivières de l'ouest des Etats Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que Wood, 1977 ; Walling et Webb, 1981,1982, ainsi que Probst et Bazerabachi, 1986, les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants, ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau.

En Algérie beaucoup d'auteurs ont travaillé sur le développement de pareils modèles pour l'estimation du débit solide en fonction du débit liquide. Les modèles ont variés selon la zone d'étude, mais aussi selon une échelle temporelle, donc ces modèles dans l'espace et dans le temps, ce n'est en aucun cas des modèles intrinsèques.

Benkhalel et Remini (2003) ont élaboré une étude très intéressante sur les paramètres a et b de la relation puissance débit liquide- débit solide dans la région de Oued Wahrane pour différentes échelles temporelles, même à l'échelle des crues. Ils ont mis en évidence la complexité de trouver une relation unique pour ces paramètres, ils ont conclu que l'exposant b est relié aux caractéristiques de l'écoulement, tandis que a est considéré comme paramètre représentatif de l'état du sol. L'exposant b varie en générale entre 1 et 2 et a varie dans des intervalles plus larges, même intervalle trouvé par Achite et Meddi (2004) pour Oued Haddad situé dans le Cheliff, sur le même bassin Zaïbak (2008) a trouvé des valeurs proches mais toujours différentes.

Dans cette étude, les relations retenues sont donnée dans le tableau suivant:

Tableau V.1 : les modèles retenues entre débit solide et débit liquide.

Les stations	N	La formule	R ²
Baghlia	2837	$Q_s = 0,038Q_l^{1,511}$	0,89
Belloua	2579	$Q_s = 0,174Q_l^{1,275}$	0,59
RN30	1604	$Q_s = 0,158Q_l^{1,275}$	0,67

On voit bien que ces modèles sont des modèles locaux et temporelle aussi, donc difficile de les généraliser, ou de garder pour une région le même model unique, le climat est en mutation, le sol aussi, donc la validité de ces modèles est toujours limitée dans le temps. Le tableau suivante montre quelques exemples des coefficients de régression a et b :

Tableau V.2 : Quelques exemples des paramètres a et b donnés par différents auteurs.

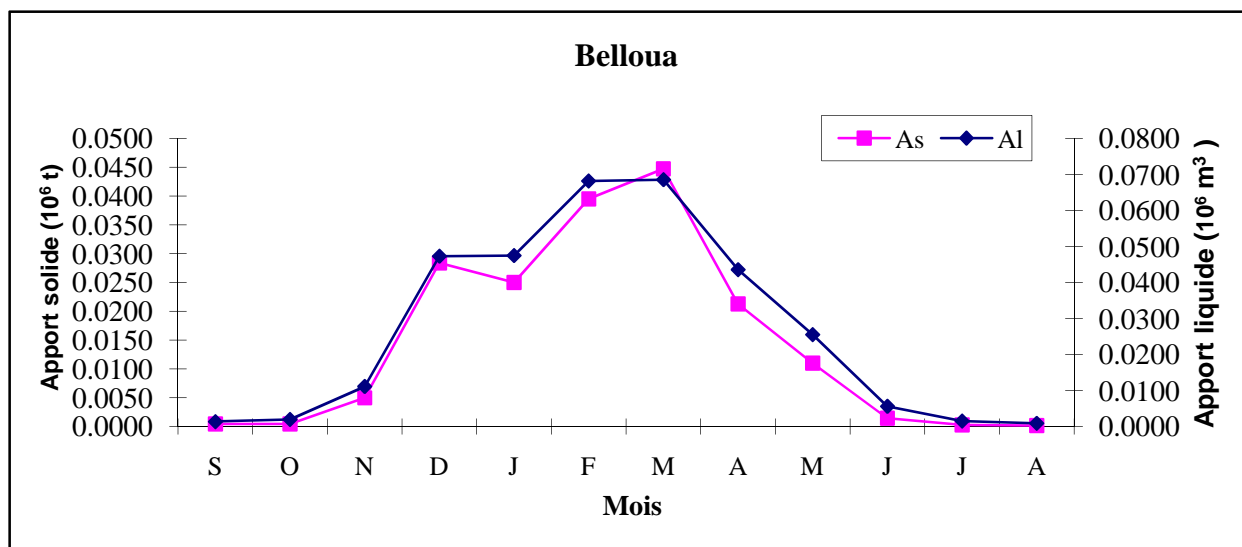
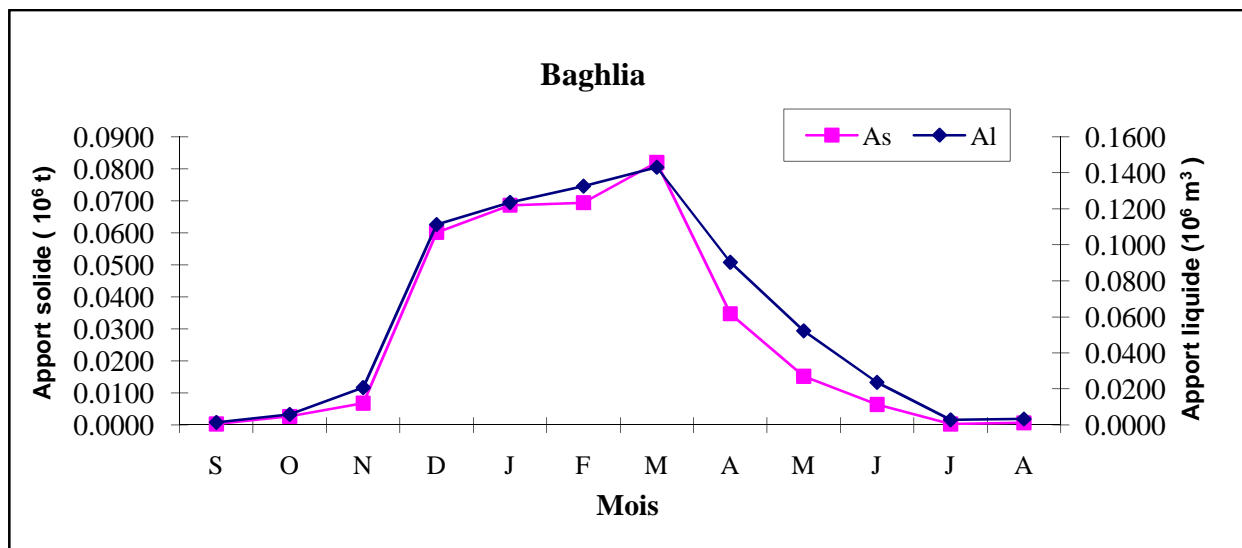
Référence	Zone	a	b
Chikita (1996)	Ikushunbetsu, Japan	$4,28 \cdot 10^{-3}$	2,11
Cordova et Gonzalez (1997)	La Guaya Tokyo	0,065	2,55
Asselman (2000)	Rhine, Germany	$7,7 \cdot 10^{-7}$, $1,7 \cdot 10^{-6}$	1,22 – 1,44
Terfous et <i>al.</i> , (2001)	Oued Mouilah	0,4082	1,70
Touaibia et <i>al.</i> , (2001)	Oued Haddad	5,79	0,36
		25,13	0,74
		3,62	0,44
Morehead et <i>al.</i> , (2003)	North Saskatchewan, Alberta	$1,3 \cdot 10^{-5}$	1,58
Bouanani (2004)	Tafna	0,41 à 0,26	1,5 à 2
Achite et Ouillon (2007)	Oued Abd	1,71	0,75
Terfous et <i>al.</i> ,(2007)	Oued Sebdou	0,259	1,77
Baloul(2012)	Oued Sebdou	0,21	0,64
	Oued Isser	0,4	0,79
Fouad et Bouanani (2012)	Oued Saïda	2,36	1,63
Dans cette étude	Oued Sébaou	0,038 à 0,174	1,27 à 1,5

V.2 Variabilité spatio-temporelle des apports liquides et solides dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.

Les variations de transport solide en suspension de l'oued Sébaou et de ses affluents présentent des variations spatio – temporelles. Elles sont dues essentiellement au couvert végétal, à la lithologie et surtout au régime pluviométrique. En général, les variations saisonnières des apports solides suivent celles des apports liquides. Les valeurs maximales des apports solides, pour l'ensemble des sous-bassins, s'observent au début d'Hiver et à la fin du printemps. Par contre, on enregistre les apports mensuels minimaux pendant l'été.

La contribution moyenne mensuelle la plus forte de l'apport solide et liquide est enregistrée au mois de mars (Figure V.1). Elle varie entre 20, 23 et 25% pour les stations de RN30, Baghlia et Belloua respectivement.

L'apport liquide moyen pendant le mois de Mars est de $(0,02 \times 10^6 \text{ m}^3, 0,07 \times 10^6 \text{ m}^3, \text{ et } 0,14 \times 10^6 \text{ m}^3)$ pour les stations RN30, Belloua et Baghlia respectivement.



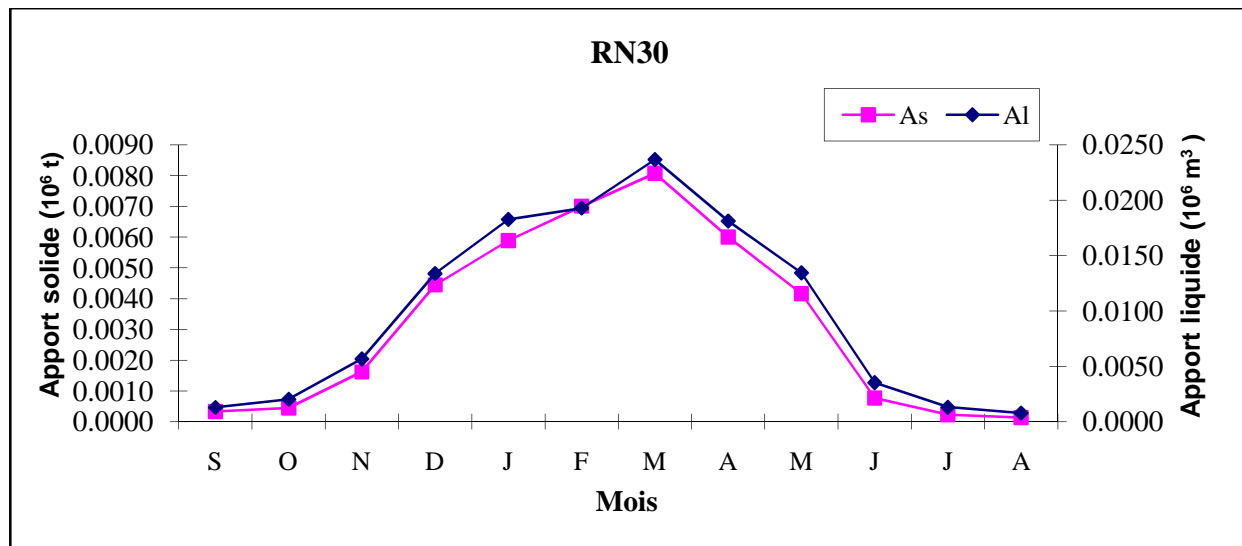


Figure V.1 : Variabilité des apports liquides et solides mensuels dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.

A l'échelle interannuelle, la variabilité temporelle des apports liquides et solides est remarquable pour les sous bassins de l'oued Sébaou (**Figure V.2**). Les apports solides de la station de Baghlia sont variés entre $0,01 \times 10^6$ tonnes à $1,24 \times 10^6$ tonnes sur la période (1968/1999) et l'apport liquide moyen annuel pendant cette période est de $0,71 \times 10^6$ m³. L'apport solide moyen annuel est $0,35 \times 10^6$ tonnes. Pour la station solide de la station de Belloua sont variés entre $0,01 \times 10^6$ et $0,86 \times 10^6$ tonnes sur la période (1973/1999) et l'apport liquide moyen annuel pendant cette période est de $0,32 \times 10^6$ m³. L'apport solide moyen annuel est $0,18 \times 10^6$ tonnes. En fin, les apports solides de la station de RN30 sont variés entre $0,01 \times 10^6$ et $0,11 \times 10^6$ tonnes sur la période (1978/2011) et l'apport liquide moyen annuel pendant cette période est de $0,13 \times 10^6$ m³. L'apport solide moyen annuel est $0,04 \times 10^6$ tonnes.

Pour mieux appréhender le phénomène de l'érosion et du transport solide, nous avons vu qu'il serait judicieux d'analyser la répartition saisonnière des flux et des apports solides en suspension dans nos bassins. L'analyse de la figure V.3, laisse apparaître que l'Hiver et le printemps se distinguent par leurs apports liquides forts, engendrant un flux important de matières solides en suspension. Les plus importants sont enregistrés en Hiver (57 % et 52%) pour la station de Baghlia et Belloua et à un degré moindre au printemps (38% et 43%) de l'apport annuel pour les mêmes stations. C'est au printemps et à l'hiver qu'on enregistre les forts écoulements qui engendrent aussi les plus forts flux en suspension pour la station de RN30, avec 47% enregistrés en printemps et 44% en hivers.

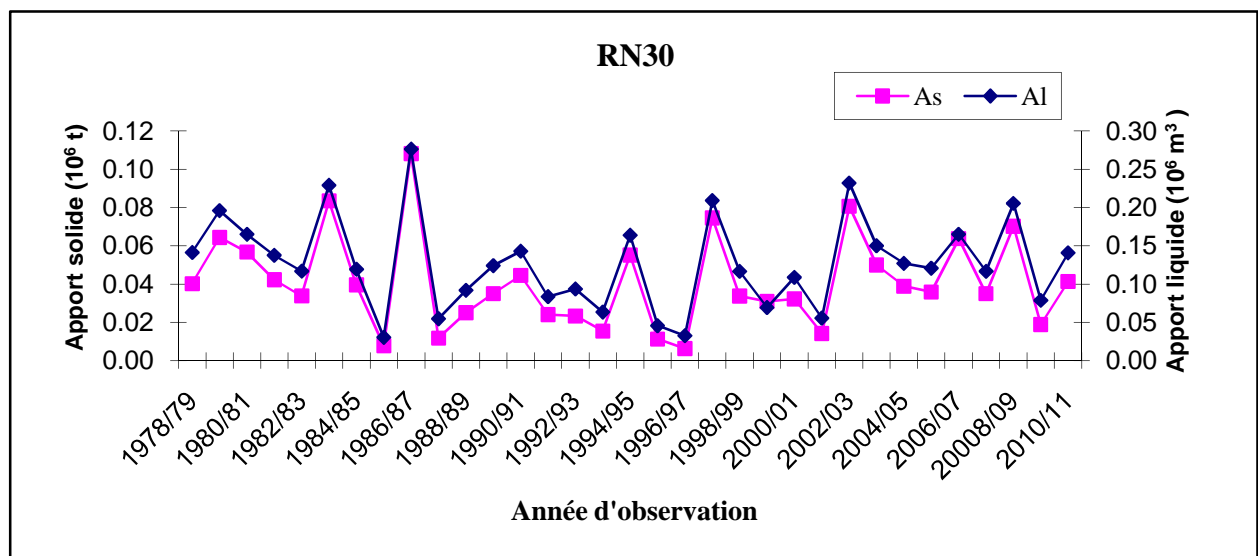
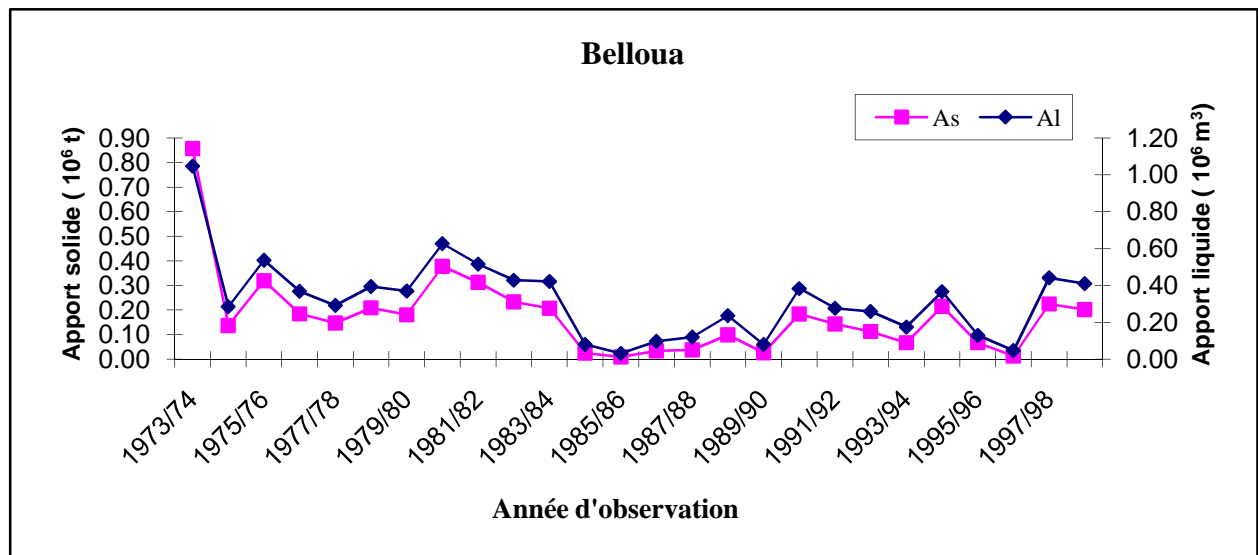
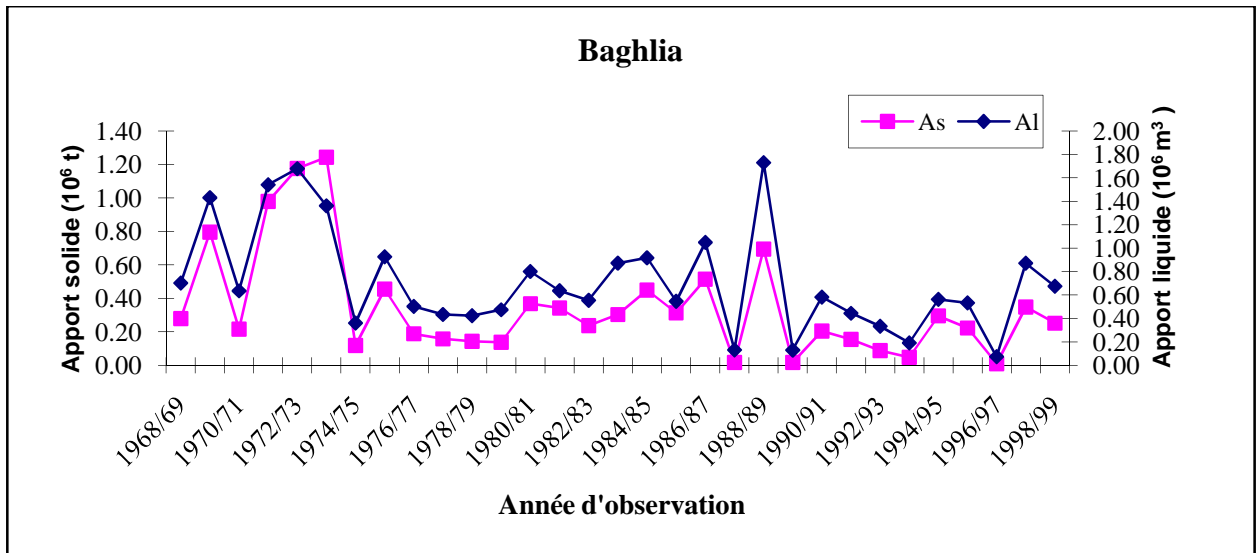


Figure V.2 : Variabilité interannuelle des apports solides et liquides dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.

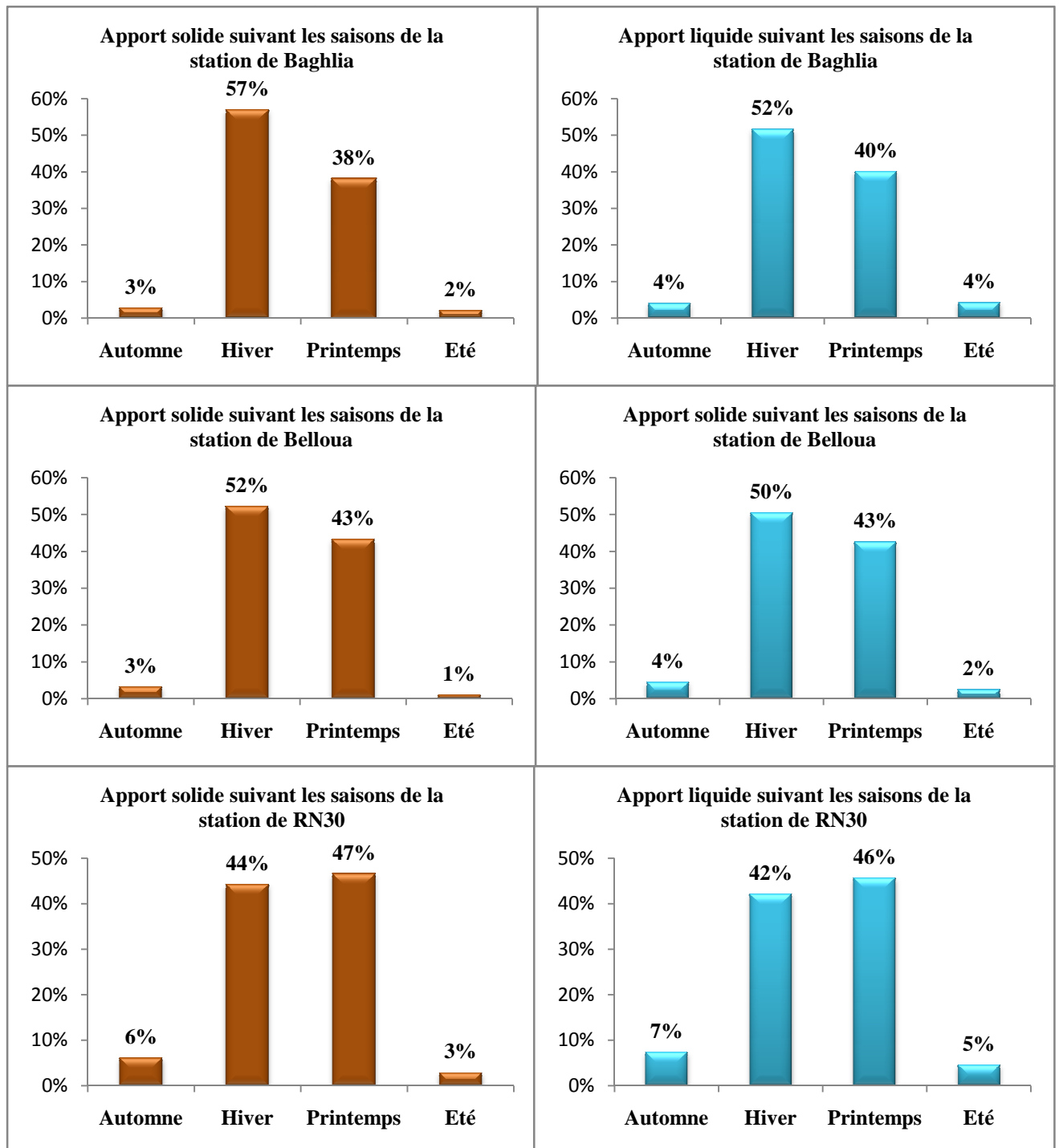


Figure V.3 : Contribution saisonnière des apports solides et liquides dans le bassin versant de l'Oued Sébaou.

Les dégradations spécifiques annuelles enregistrées sont variées entre 4,13 et 526,69 t/km²/an (**Tableau V.3**) pour la station de Baghlia durant la période (1968/1999). Dans la station de Belloua sont variées entre 6,04 et 584,78 t/km²/an (**Tableau V.4**) durant la période (1973/1999), alors que dans la station de RN 30 les dégradations spécifiques sont variées entre 13,77 et 235,23 t/km²/an (**Tableau V.5**) durant la période (1978/2011).

La moyenne interannuelle de la dégradation spécifique est de 147,32 t/km²/an pour la station de Baghlia durant la période (1968/1999), pour la station de Belloua la moyenne interannuelle est 121,23 t/km²/an durant la période (1973/1999), et pour la station de RN30 la dégradation spécifique est de 89,75 t/km²/an durant la période (1978/2011).

Dans une étude similaire, Ammari (2012) a trouvé pour les stations de Baghlia (1968/96), Belloua (1987/99) et RN30 (1987/97) que la dégradation spécifique est respectivement de 212, 277 et 139 t/km²/an.

Selon Ammari (2012), le barrage Taksebt qui a été mis en service en 2001 avec une capacité initiale est de 175 Hm³, la perte annuelle est estimée à 0,27 Hm³/an.

Tableau V.3 : Bilan annuel de la dégradation spécifique à la station de Baghlia.

Années	P (mm)	Al (10 ⁶ m ³)	As (10 ⁶ t)	Le(mm)	Ce(%)	Ass (t/km ² .an)
1968/69	1180,00	0,70	0,28	296,87	25,16%	118,43
1969/70	1200,40	1,43	0,80	605,54	50,44%	337,26
1970/71	657,10	0,63	0,22	268,89	40,92%	91,57
1971/72	1065,50	1,54	0,98	651,83	61,18%	414,82
1972/73	692,20	1,68	1,18	710,60	102,66%	498,05
1973/74	684,40	1,36	1,24	576,42	84,22%	526,69
1974/75	626,00	0,36	0,12	152,91	24,43%	50,23
1975/76	839,20	0,93	0,46	392,35	46,75%	192,93
1976/77	763,50	0,50	0,19	212,66	27,85%	79,86
1977/78	597,20	0,43	0,16	183,50	30,73%	67,13
1978/79	688,90	0,42	0,14	179,68	26,08%	61,07
1979/80	550,30	0,47	0,14	200,72	36,47%	58,56
1980/81	809,10	0,80	0,37	339,29	41,93%	156,17
1981/82	750,10	0,64	0,34	269,91	35,98%	145,30
1982/83	769,10	0,55	0,24	234,94	30,55%	100,66
1983/84	596,30	0,87	0,30	369,48	61,96%	128,51
1984/85	658,60	0,92	0,45	388,14	58,93%	190,44
1985/86	523,80	0,55	0,31	231,69	44,23%	133,16
1986/87	725,10	1,05	0,51	444,21	61,26%	218,04
1987/88	766,40	0,13	0,02	55,27	7,21%	7,56
1988/89	669,60	1,73	0,69	732,20	109,35%	294,37
1989/90	516,00	0,13	0,02	54,96	10,65%	7,69
1990/91	734,70	0,58	0,20	246,31	33,53%	86,78
1991/92	767,10	0,44	0,15	188,01	24,51%	65,63
1992/ 93	499,60	0,33	0,09	141,48	28,32%	37,59
1993/94	1031,20	0,19	0,05	81,10	7,86%	20,23
1994/95	737,70	0,56	0,30	238,56	32,34%	125,23
1995/96	567,70	0,53	0,22	225,42	39,71%	94,61
1996/97	620,10	0,07	0,01	31,14	5,02%	4,13
1997/98	456,90	0,87	0,35	368,81	80,72%	147,40
1998/99	1099,80	0,67	0,25	285,87	25,99%	106,72
Moyenne	736,89	0,71	0,35	301,90	41,84%	147,32

P : précipitation ;

Al : Apport liquide ;

As : Apport solide ;

Le : lame d'eau ;

Ce : Coefficient d'écoulement ;

Ass : dégradations spécifiques.

Tableau V.4 : Bilan annuel de la dégradation spécifique à la station de Belloua.

Années	P(mm)	Al (10 ⁶ m ³)	As (10 ⁶ t)	Le(mm)	Ce(%)	Ass (t/km ² .an)
1973/74	870,70	1,05	0,86	714,63	82,08%	584,78
1974/75	738,50	0,28	0,14	194,40	26,32%	93,05
1975/76	997,70	0,54	0,32	365,85	36,67%	217,95
1976/77	542,50	0,37	0,18	250,59	46,19%	125,61
1977/78	277,60	0,29	0,15	198,97	71,67%	100,39
1978/79	803,00	0,39	0,21	269,03	33,50%	142,46
1979/80	657,10	0,37	0,18	251,52	38,28%	123,14
1980/81	981,00	0,63	0,38	427,48	43,58%	257,77
1981/82	769,50	0,52	0,31	351,77	45,71%	213,06
1982/83	860,90	0,43	0,23	291,79	33,89%	159,05
1983/84	863,00	0,42	0,21	287,14	33,27%	141,00
1984/85	1002,40	0,08	0,02	54,45	5,43%	16,49
1985/86	869,70	0,03	0,01	20,67	2,38%	6,04
1986/87	961,80	0,10	0,03	65,76	6,84%	23,05
1987/88	521,10	0,12	0,04	80,92	15,53%	25,98
1988/89	660,80	0,24	0,10	160,54	24,30%	67,52
1989/90	525,10	0,08	0,03	53,96	10,28%	17,36
1990/91	831,90	0,38	0,18	260,99	31,37%	125,29
1991/92	853,30	0,28	0,14	188,20	22,06%	97,50
1992/93	810,30	0,26	0,11	176,47	21,78%	76,71
1993/94	528,90	0,17	0,07	118,59	22,42%	45,58
1994/95	943,60	0,37	0,21	250,04	26,50%	146,50
1995/96	825,20	0,13	0,07	87,73	10,63%	45,60
1996/97	477,60	0,05	0,01	31,78	6,65%	8,98
1997/98	1021,40	0,44	0,22	301,16	29,49%	153,13
1998/99	744,80	0,41	0,20	279,68	37,55%	137,88
Moyenne	766,90	0,32	0,18	220,54	29,40%	121,23

P : précipitation ;

Al : Apport liquide ;

As : Apport solide ;

Le : lame d'eau ;

Ce : Coefficient d'écoulement ;

Ass : dégradations spécifiques.

Tableau V.5 : Bilan annuel de la dégradation spécifique à la station de RN30.

Années	P(mm)	Al (10 ⁶ m ³)	As (10 ⁶ t)	Le(mm)	Ce(%)	Ass (t/km ² .an)
1978/79	660,10	0,14	0,04	306,54	46,44%	87,42
1979/80	857,60	0,20	0,06	425,74	49,64%	139,98
1980/81	1056,34	0,16	0,06	358,52	33,94%	123,38
1981/82	894,30	0,14	0,04	299,04	33,44%	92,01
1982/83	828,80	0,12	0,03	253,74	30,62%	73,58
1983/84	885,60	0,23	0,08	497,46	56,17%	181,59
1984/85	990,60	0,12	0,04	259,22	26,17%	86,03
1985/86	868,50	0,03	0,01	65,83	7,58%	17,15
1986/87	1048,84	0,28	0,11	600,61	57,26%	235,23
1987/88	721,00	0,05	0,01	118,50	16,43%	25,66
1988/89	756,33	0,09	0,03	199,68	26,40%	54,51
1989/90	522,40	0,12	0,04	269,41	51,57%	76,16
1990/91	842,80	0,14	0,04	310,21	36,81%	96,85
1991/92	725,60	0,08	0,02	181,36	24,99%	52,46
1992/93	702,00	0,09	0,02	202,96	28,91%	50,69
1993/94	618,90	0,06	0,02	137,88	22,28%	33,61
1994/95	922,50	0,16	0,06	355,92	38,58%	120,04
1995/96	890,80	0,05	0,01	99,07	11,12%	24,55
1996/97	505,50	0,03	0,01	70,44	13,93%	13,77
1997/98	1192,30	0,21	0,07	454,47	38,12%	162,06
1998/99	768,40	0,12	0,03	253,15	32,94%	73,46
1999/00	624,20	0,07	0,03	150,66	24,14%	67,30
2000/01	785,30	0,11	0,03	236,36	30,10%	70,06
2001/02	479,60	0,06	0,01	120,47	25,12%	30,96
2002/03	1366,50	0,23	0,08	503,95	36,88%	175,35
2003/04	903,60	0,15	0,05	330,93	36,62%	136,72
2004/05	879,50	0,13	0,04	275,94	31,38%	84,52
2005/06	754,20	0,12	0,04	262,18	34,76%	77,97
2006/07	698,20	0,17	0,06	358,93	51,41%	138,67
2007/08	955,50	0,12	0,04	253,61	26,54%	76,12
2008/09	1185,80	0,21	0,07	446,36	37,64%	152,65
2009/10	925,80	0,08	0,02	170,97	18,47%	41,18
2010/11	1113,20	0,14	0,04	306,21	27,51%	90,02
Moyenne	846,38	0,13	0,04	276,86	32,24%	89,75

P : précipitation ;

Al : Apport liquide ;

As : Apport solide ;

Le : lame d'eau ;

Ce : Coefficient d'écoulement ;

Ass : dégradations spécifiques.

Tableau V.6 : Dégradation spécifique dans les bassins versants de l'Algérie.

Références	Bassin versant	Superficie (km ²)	Précipitations (mm/an)	Dégradation spécifique (t/km ² an)
Terfous et <i>al.</i> ,(2001)	Oued Mouilah	2650	300,9	126,4
Boudjadja et <i>al.</i> ,(2003)	Oued Allalah	295	-	2701
Megnounif et <i>al.</i> , (2003)	Oued haute-Tafna	256	345-527	24-4288
Achite et Meddi, (2004)	Oued Haddad	470	200-379	287
Achite et Meddi, (2005)	Oued Mina	4900	305	187
Larfi et Remini, (2006)	Oued Isser	3615	800	1100
Achite et Ouillon, (2007)	Oued Abd	2480	174-303	136
Ghenim et <i>al.</i> , (2007)	Oued Mouilah	2650	300	165
Ghenim et <i>al.</i> ,(2007)	Oued Sebdou	256	188-597	107-5876
Amirèche, (2009)	Bassin de Zardézas	345	-	321
El Amine Cherif et <i>al.</i> ,(2009)	Oued Mekerra	1890	350 - 450	111,15
Hasbaia et <i>al.</i> ,(2010)	Oued Soubella	183,5	288,5	126
Louamri, (2010)	Oued Bouhamdane	1105	-	163,49
Ammari, (2012)	Côtier Cap Sigli	208	1100	184
Ammari, (2012)	Oued Mazafran	1900	565	155
Hasbaia et <i>al.</i> ,(2012)	Oued El ham	5604	185	530
Khanchoul et <i>al.</i> , (2012)	Oued Kebir	681-651	693 - 775	572 - 895
Elmahi et Meddi, (2013)	Oued EL Hammam	8348	280	256
Megnounif et <i>al.</i> ,(2013)	Oued Sébdou	256	538	343
Dans cette étude, (2014)	Oued Sébaou(Baghliia)	2500	760	147,32

Chapitre VI

Modélisation du transport solide

Dans le cas d'absence des données des concentrations des matières en suspension, des modèles sont développés pouvant être utilisés pour la prévision du transport solide en fonction des paramètres conditionnant ce phénomène.

VI.1 A l'aide de la lame d'eau ruisselée : Le (mm)

La majorité des événements pluvieux sont entièrement absorbés par le sol et le ruissellement ne début qu'après un seuil de pluie qui dépend des conditions d'humidité préalable. La lame ruisselée dépend de la pluviométrie et de la température moyenne annuelle du bassin. La modélisation de l'apport solide (As) en fonction de la lame d'eau ruisselée Le (**Figure VI.1**), nous a permis de conclure une modèle de type puissance $As = a \cdot Le^b$ été développé pour chaque sous bassin (**Tableau VI.1**).

VI.2 A l'aide du coefficient d'écoulement: Ce (%)

Après avoir développé un modèle liant le transport solide au débit liquide, il nous a paru judicieux de mettre au point un modèle explicatif du transport solide en fonction des paramètres conditionnant ce phénomène. Le coefficient d'écoulement (Ce) dépend des facteurs suivants : la pluviométrie, la nature du sol, le relief, la géologie et le couvert végétal. Ces derniers peuvent également être considérés comme des facteurs explicatifs du transport solide. A partir de cette démarche et étant donné la disponibilité des données concernant le coefficient de ruissellement (Ce), un modèle puissance de type $As = a \cdot Ce^b$ été développé pour chaque sous-bassin (**Tableau VI.2**). La **figure VI.2** présente, la relation trouvée pour le bassin versant de l'oued Sébaou aux différentes stations étudiées (**Achite, 2005**).

Tableau VI.1 : les modèles retenues entre l'apport solide et la lame d'eau ruisselée pour les différentes stations du bassin de l'Oued Sébaou.

Les stations	La formule	R^2
Baghlia	$As = 5.10^{-5} \cdot Le^{1,518}$	0,97
Belloua	$As = 2.10^{-4} \cdot Le^{1,285}$	0,99
RN30	$As = 4.10^{-5} \cdot Le^{1,211}$	0,97

Tableau VI.2: les modèles retenues entre l'apport solide et le coefficient d'écoulement pour les différentes stations du bassin de l'Oued Sébaou.

Les stations	La formule	R ²
Baghlia	$As = 1,0666. Ce^{1,469}$	0,86
Belloua	$As = 0,6892.Ce^{1,218}$	0,85
RN30	$As = 0,163.Ce^{1,307}$	0,80

VI.3 A l'aide de la pluviométrie : P (mm)

La pluie étant la cause première du phénomène "érosion" grâce à son double effet :

- ✓ Détachabilité des particules solides grâce à l'énergie cinétique des gouttes de pluie (Roose, 1980 ; Valentin, 1981 ; Boudjemline, 1987).
- ✓ Le transport des particules solides grâce au ruissellement que la pluie engendre (Roose, 1980).

Pour observer l'effet de la pluviométrie sur l'apport solide au niveau du bassin versant de l'Oued Sébaou, nous avons représenté sur **la figure VI.3** les apports solides en fonction de la pluie annuelle. Il est intéressant de constater qu'il existe une corrélation de type puissance entre les deux paramètres et dont les équations et les coefficients de corrélation R² sont données dans **le tableau VI.3**.

Tableau VI.3: les modèles retenues entre l'apport solide et la pluviométrie pour les différentes stations du bassin de l'Oued Sébaou.

Les stations	La formule	R ²
Baghlia	$As = 0,0001.P^{1,149}$	0,06
Belloua	$As = 0,0003.P^{0,897}$	0,06
RN30	$As = 4.10^{-7}.P^{1,694}$	0,32

VI.4 A l'aide de débit maximum Ql max (m³/s)

Dans le même principe de chercher un modèle entre les apports solides et les débits maximaux dans les bassins versants de l'Oued Sébaou aux endroits des stations hydrométriques de Baghlai, Belloua et RN30 sont présentées sur **la figure VI.4**, Il est intéressant de constater qu'il existe une très bonne corrélation de type puissance entre les deux paramètres et dont les équations et les R² sont récapitulées dans le tableau suivant :

Tableau VI.4: les modèles retenues entre l'apport solide et le débit maximum pour les différentes stations du bassin de l'Oued Sébaou.

Les stations	La formule	R ²
Baghlia	$As = 8.10^{-5}.QI^{1,184}$	0,72
Belloua	$As = 0,0002.QI^{1,080}$	0,81
RN30	$As = 0,005.QI^{0,426}$	0,56

VI.5 A l'aide du coefficient d'hydraulicité : Ki

Pour un cours d'eau, le coefficient d'hydraulicité c'est le débit d'une année donnée sur le débit moyen interannuel (calculée sur plusieurs années). Dans le même principe de chercher un modèle entre les apports solides et le coefficient d'hydraulicité dans le bassins versant de l'Oued Sébaou aux endroits des stations hydrométriques de Baghlai, Belloua et RN30 sont présentées sur **la figure VI.5** , Il est intéressant de constater qu'il existe une très bonne corrélation de type puissance entre les deux paramètres et dont les équations et les R² sont récapitulées dans le tableau suivant :

Tableau VI.5: les modèles retenues entre l'apport solide et le coefficient d'hydraulicité pour les différentes stations du bassin d'oued Sébaou.

Les stations	La formule	R ²
Baghlia	$As = 0,281. Ki^{1,407}$	0,64
Belloua	$As = 0,160. Ki^{1,290}$	0,99
RN30	$As = 0,035. Ki^{1,047}$	0,87

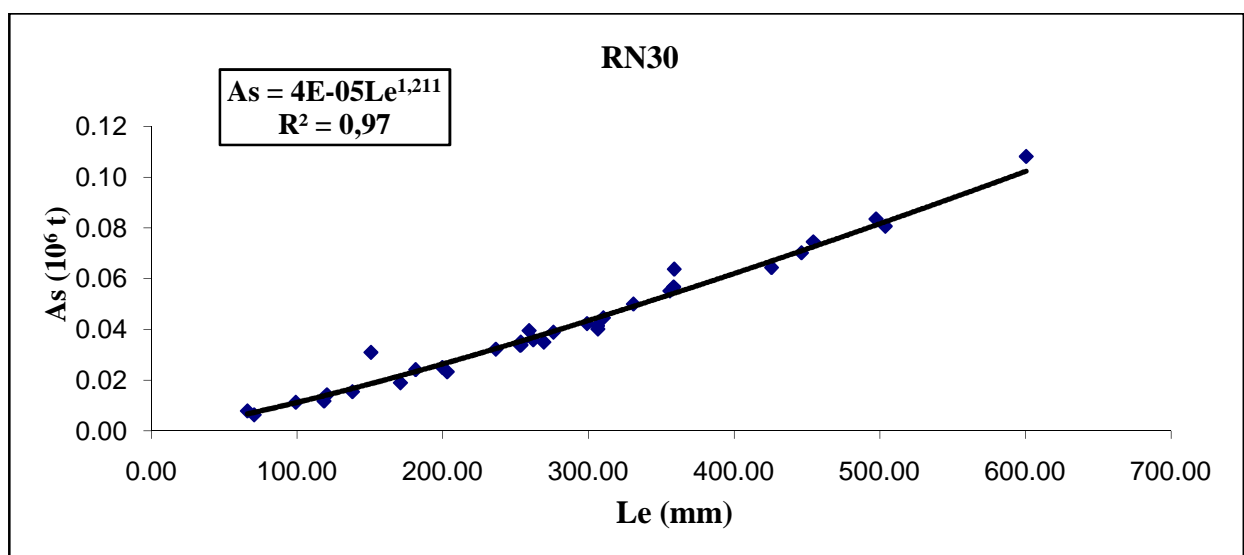
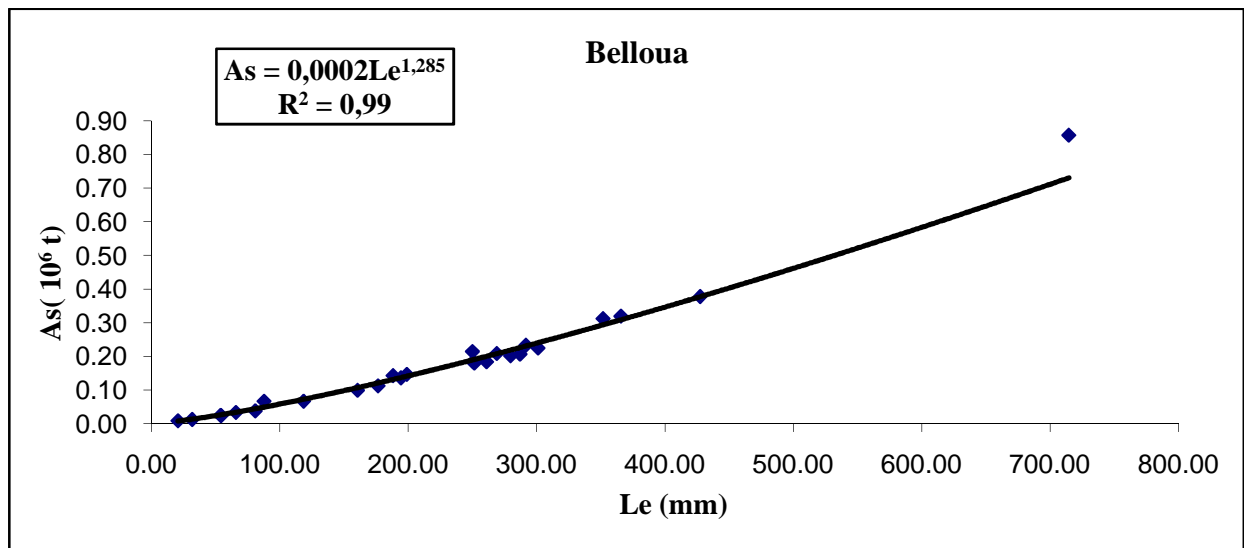
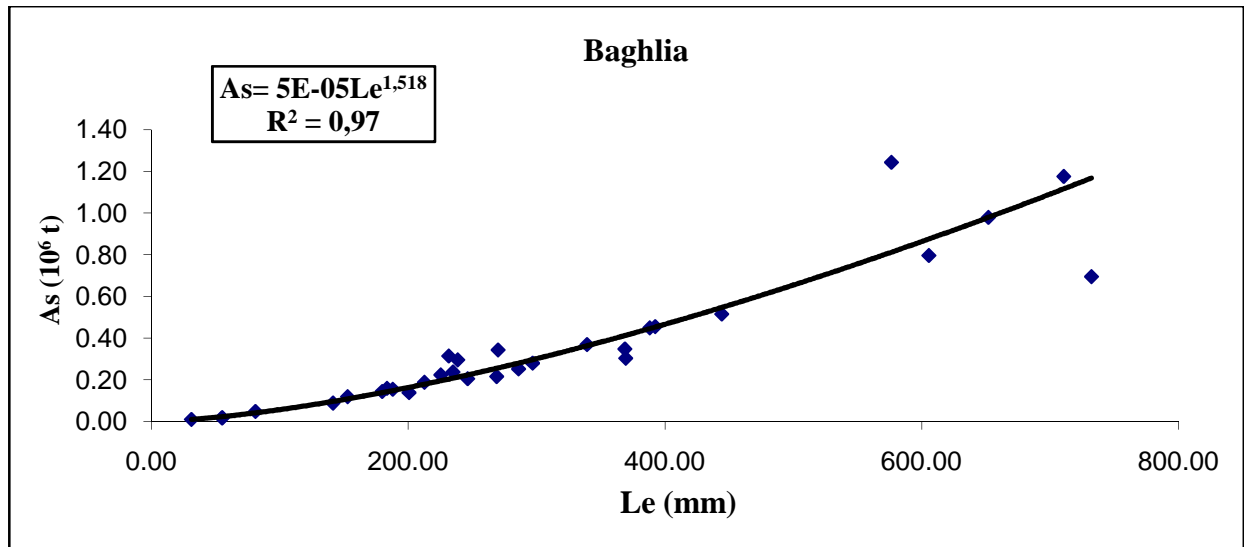


Figure VI.1 : Relation entre les apports solides et la lame d'eau ruisselée des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.

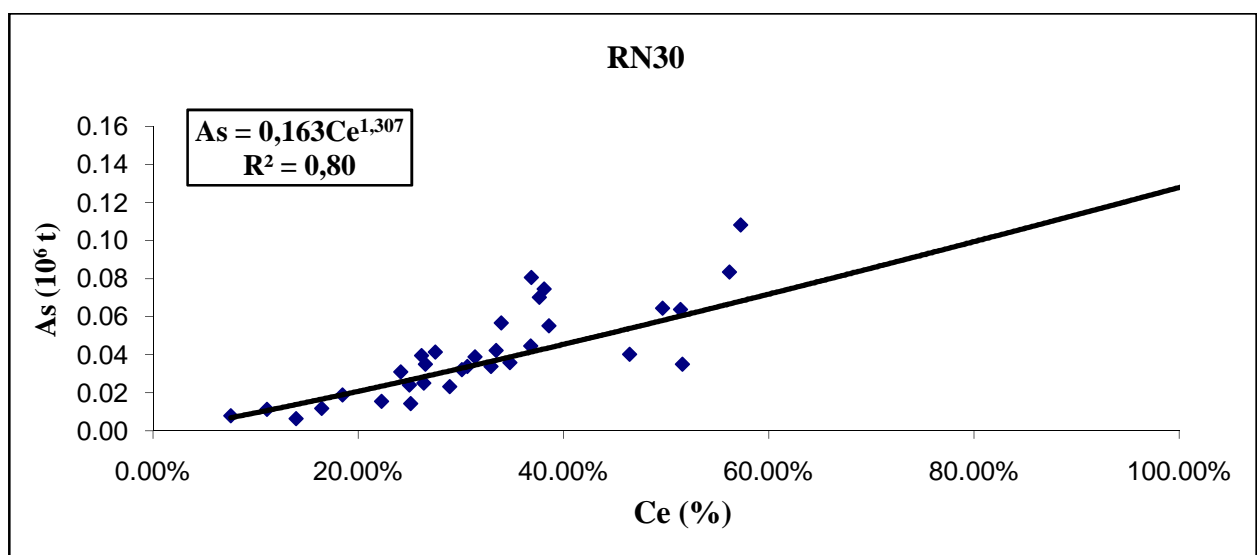
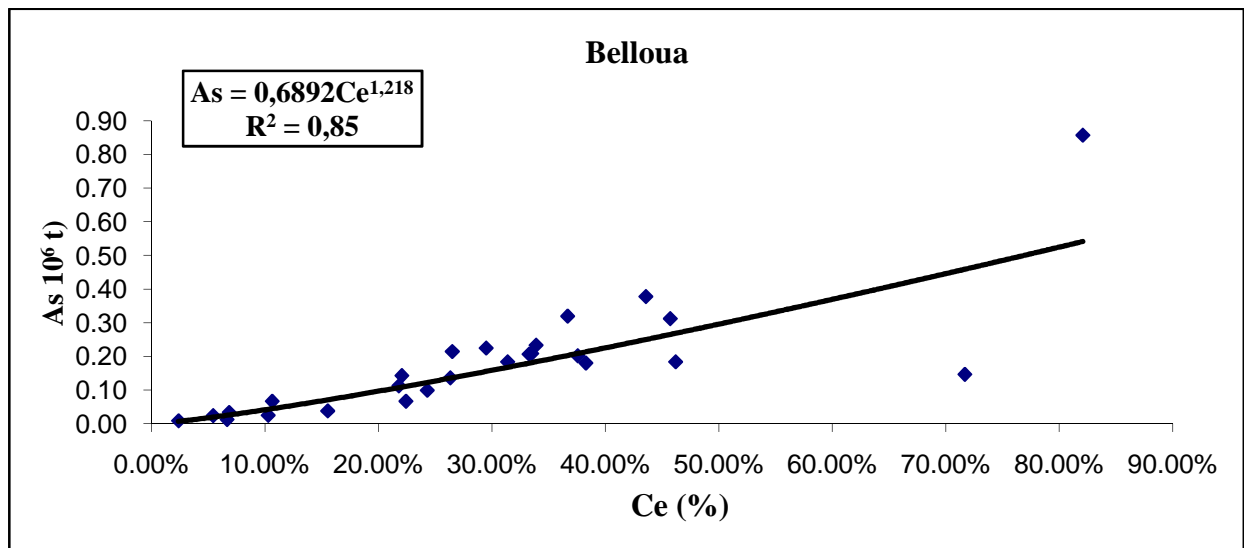
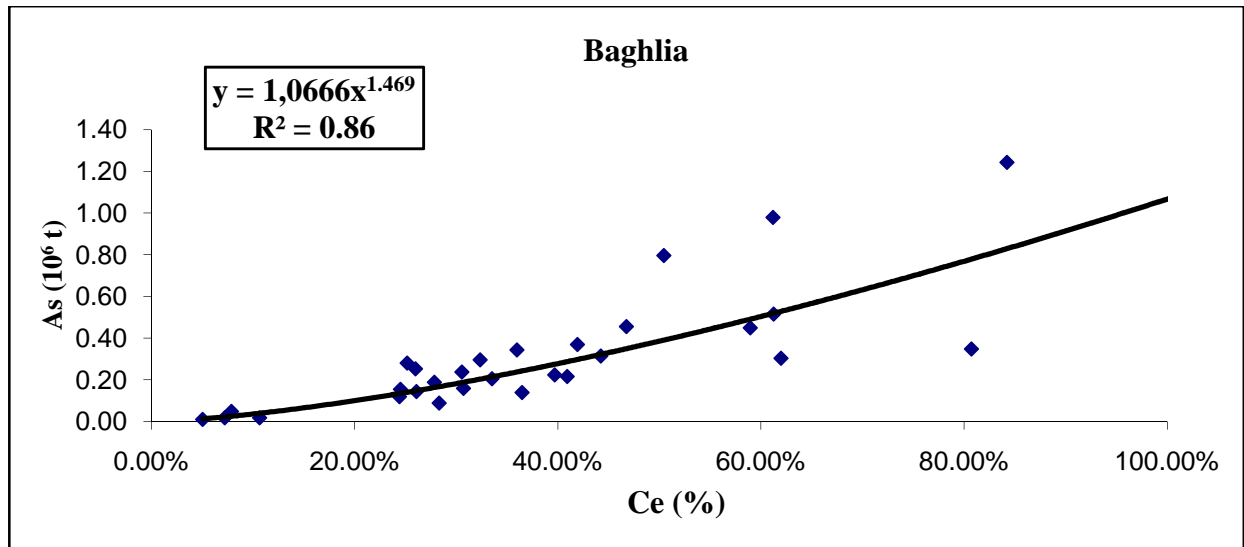


Figure VI.2 : Relation entre les apports solides et le coefficient d'écoulement des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.

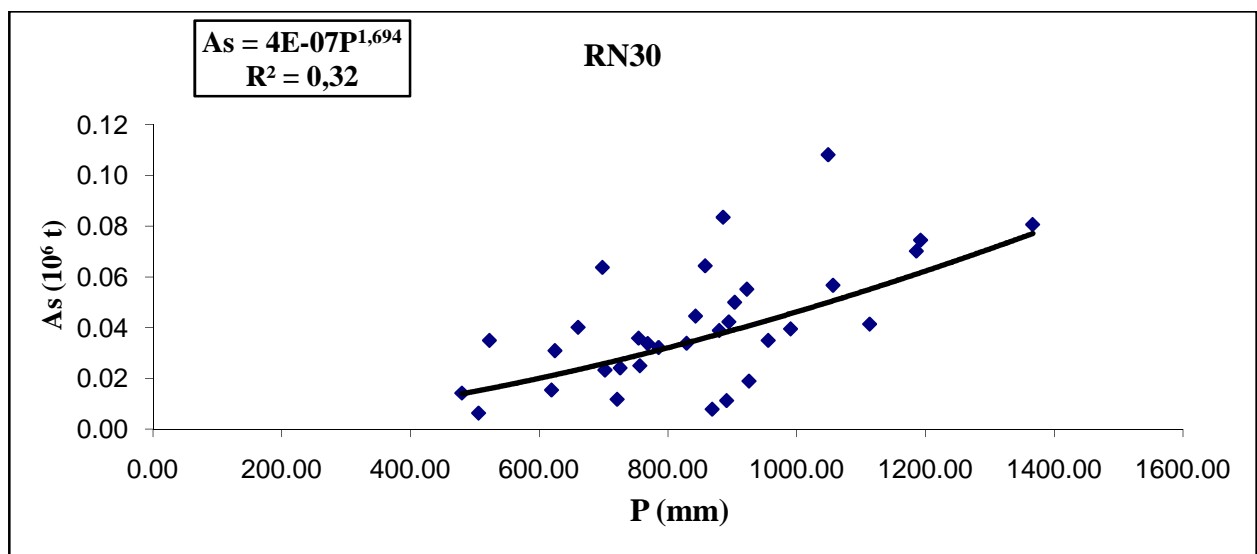
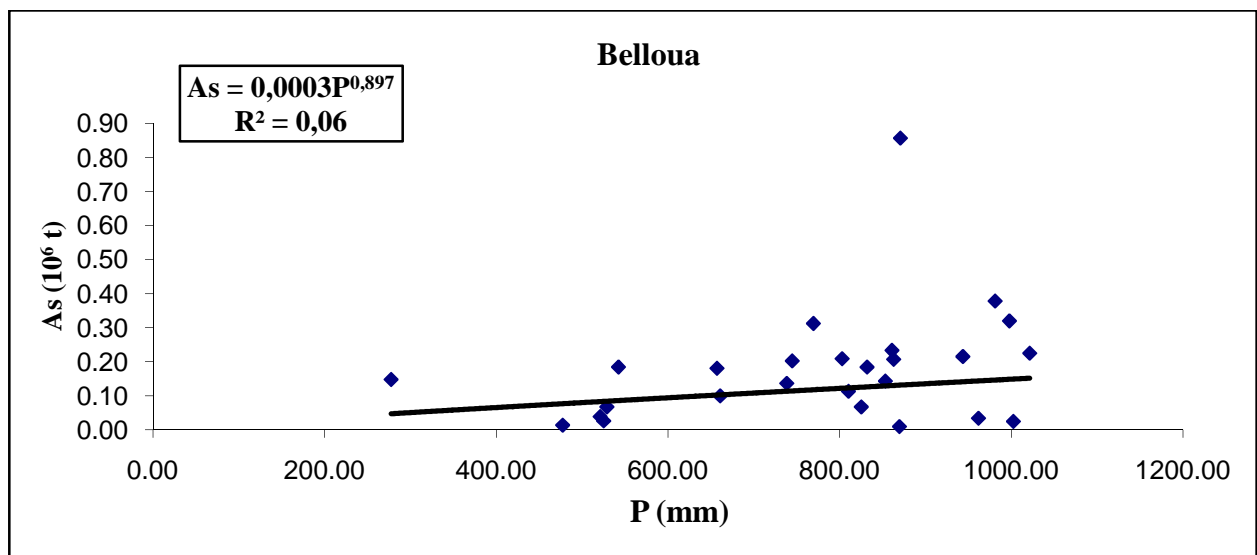
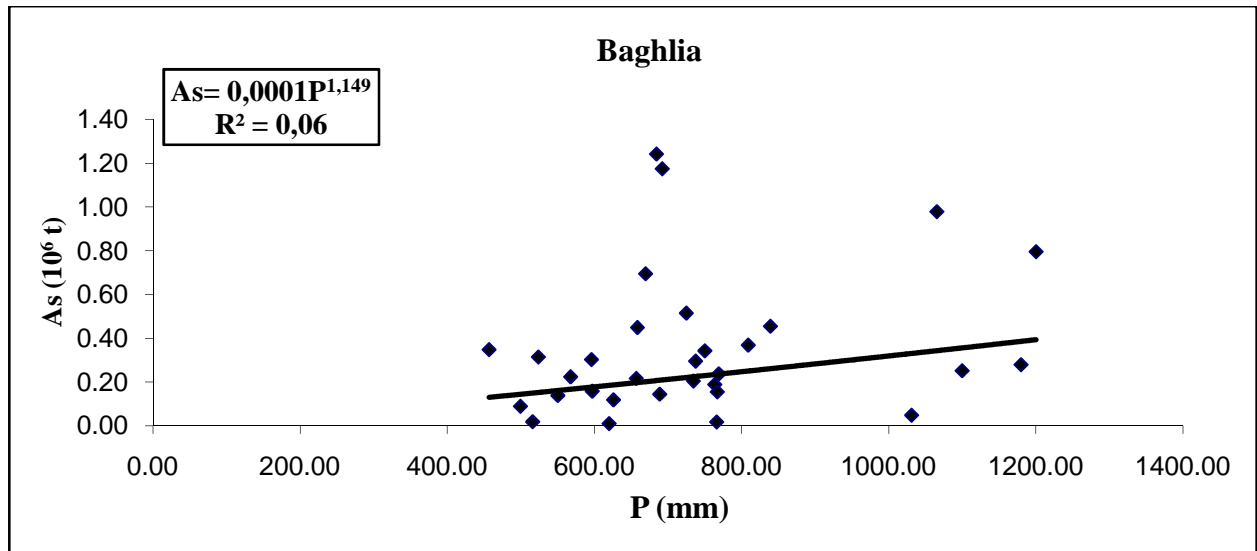


Figure VI.3 : Relation entre les apports solides et la pluviométrie des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.

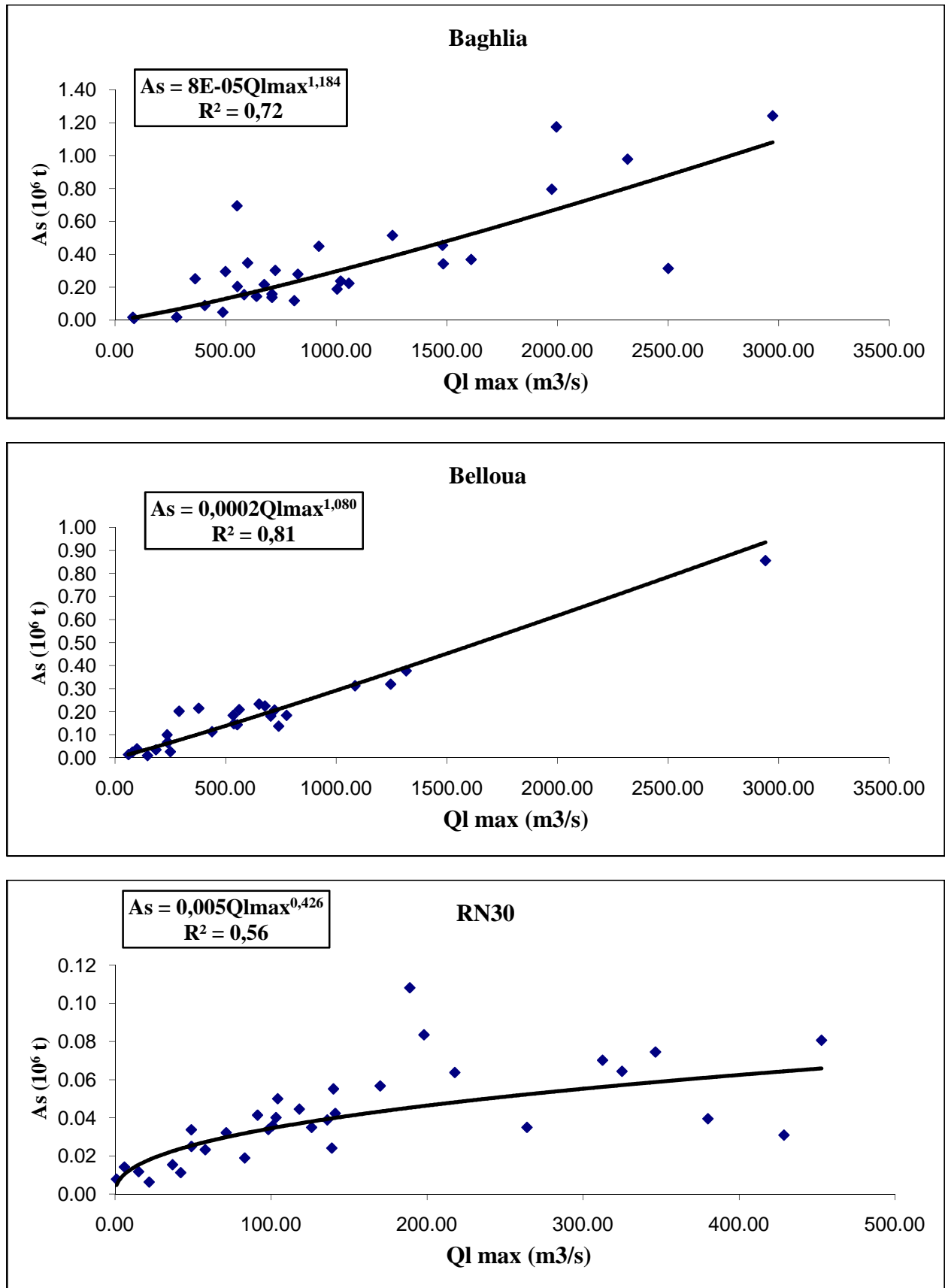


Figure VI.4: Relation entre les apports solides et le débit maximum des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.

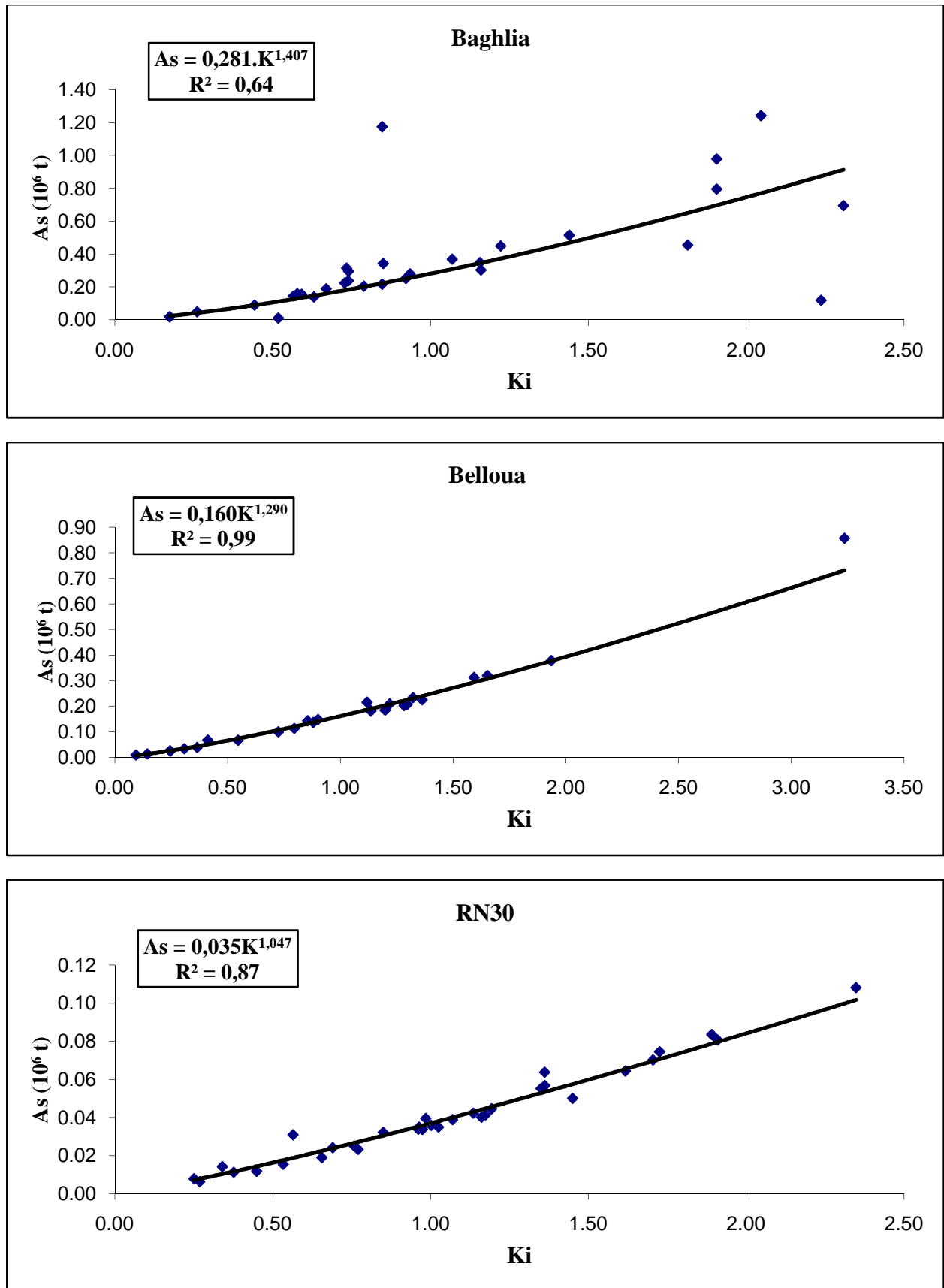
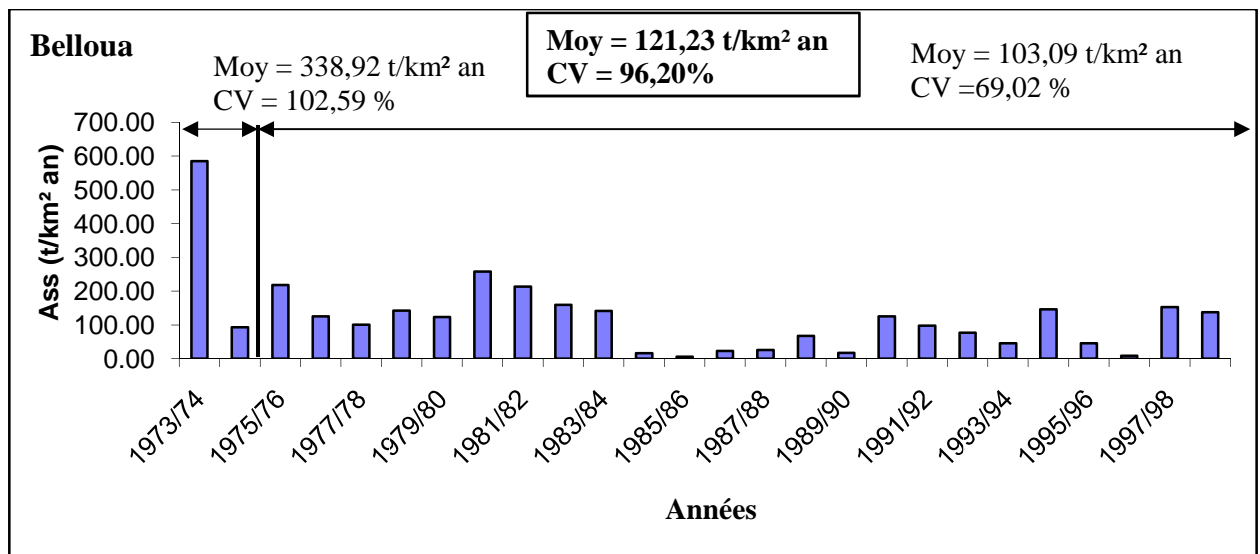
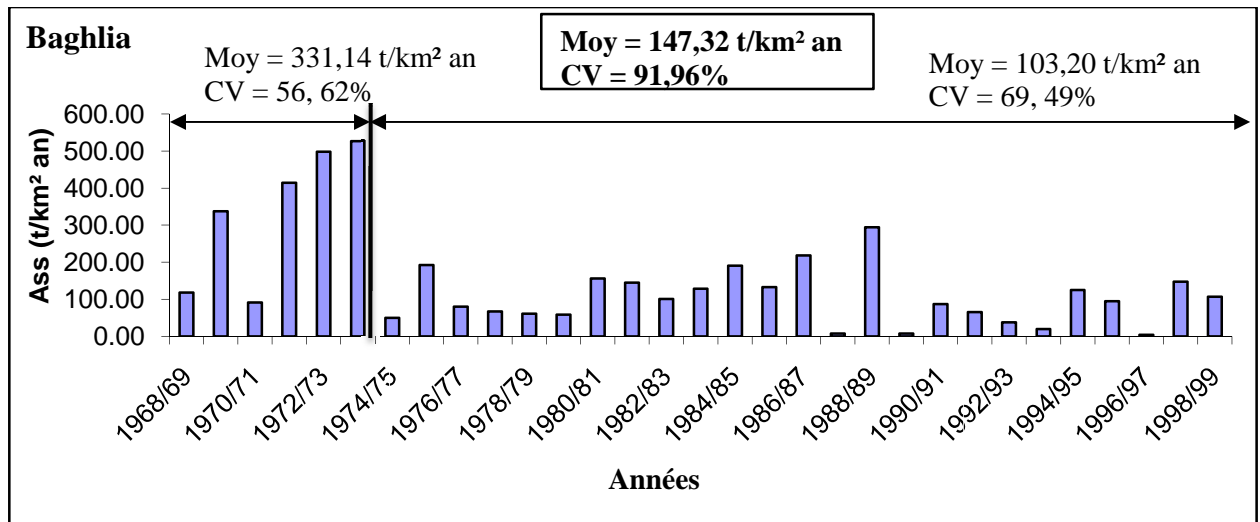


Figure VI.5: Relation entre les apports solides et le coefficient d'hydraulicité des stations du bassin versant de l'Oued Sébaou.

VI.6. Impacte de la variabilité climatique sur le transport des sédiments

La variation du transport de sédiments en suspension montre une variabilité interannuelle importante (CV = 91,96%, 96,20% et 59,04%) pour Baghlia, Belloua et RN30 respectivement (**Figure VI.6**), qu'est plus grande que la variabilité saisonnière. La variabilité annuelle des sédiments en suspension exprime une amplification de la variation de débit (CV = 59,40%, 67,77% et 61,02%) qui sont elles-mêmes le résultat d'une amplification de la variabilité des précipitations (CV = 26,44%, 25,01% et 23,77%) (**Tableau VI.6**). **La figure VI.6** montre la diminution considérable du rendement annuel des sédiments en suspension avec un pourcentage de 30% pour la station de Baghlia, Belloua et RN30 dés 1974,1975 et 2001 respectivement, et à partir de quelle on a enregistré également une diminution des précipitations et en parallèle une baisse de débit liquide.



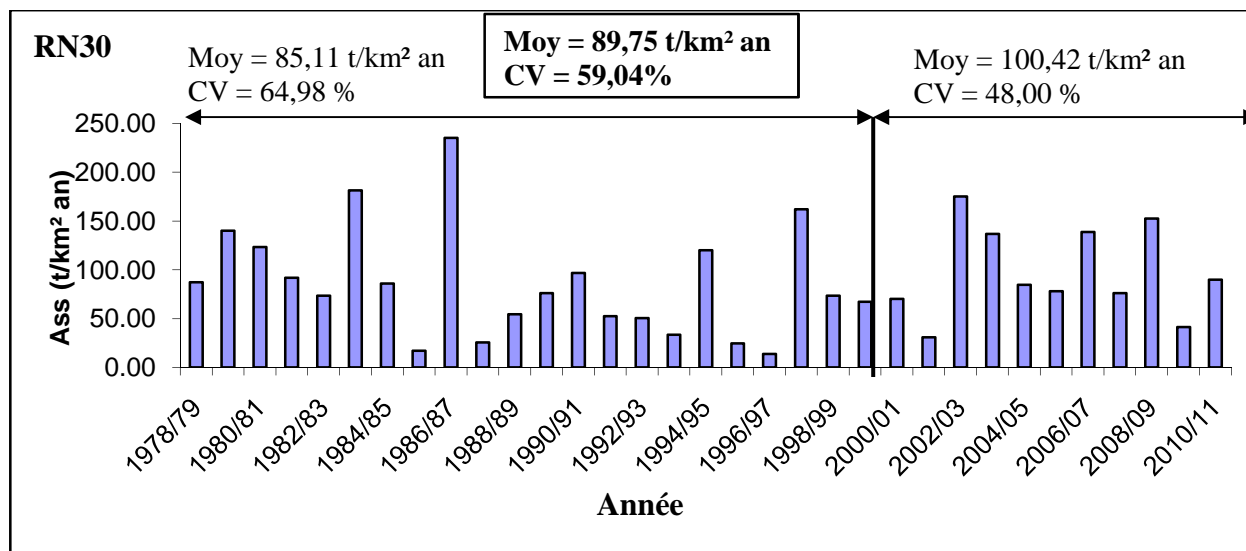


Figure VI. 6: Variation interannuelle de la dégradation spécifique aux différentes stations hydrométriques de bassin versant de l’Oued Sébaou.

Tableau VI.6 : Principaux paramètres statistiques de précipitation, débit liquide et dégradation spécifique dans le bassin versant de l’Oued Sébaou.

Baghlia									
1968-1999			1968-1974			1975-1999			
	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)
Moy	736,89	23,77	147,32	913,27	33,63	331,14	694,56	21,40	103,20
Ecartype	194,82	14,12	135,47	262,16	14,10	187,50	153,24	13,33	71,71
CV(%)	26,44	59,40	91,96	28,71	41,93	56,62	22,06	62,28	69,49
Belloua									
1973-1999			1973-1975			1976-1999			
	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)
Moy	766,90	10,26	121,23	804,60	21,21	338,92	763,76	9,36	103,09
Ecartype	191,82	6,95	116,62	93,48	17,09	347,71	198,69	5,36	71,15
CV(%)	25,01	67,77	96,20	11,62	80,94	102,59	26,02	57,31	69,02
RN30									
1978 - 2011			1978 - 2001			2002 - 2011			
	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)	P(mm)	Ql(m ³ /s)	Ass(t/km ² an)
Moy	852,03	4,37	89,75	811,68	3,89	85,11	926,19	5,47	100,42
Ecartype	202,22	2,67	52,99	170,08	2,05	55,31	254,03	3,62	48,20
CV(%)	23,73	61,02	59,04	20,95	52,66	64,98	27,43	66,14	48,00

VI.7. Conclusion

Les modèles développés entre le transport solide et les paramètres conditionnant ce phénomène (la lame d'eau ruisselée, le coefficient d'écoulement, la pluviométrie, le débit maximum et le coefficient d'hydraulicité) pouvant être utilisés pour l'estimation du transport solide en cas d'absence de données sur les concentrations des matières en suspension.

Les résultats obtenus montrent que le modèle puissance donne une très bonne corrélation entre les différents paramètres et l'apport solide avec un coefficient de corrélation qui varie entre **0,56** et **0,99**, sauf pour la pluviométrie où le modèle puissance n'est pas adoptée (avec un coefficient de détermination R^2 varie entre **0,06** et **0,32**), ce qu'implique que l'agent principal de l'érosion et du transport solide agit d'une façon indirecte sur l'apport solide.

Conclusion générale

L'objectif de cette étude est de faire une approche statistique d'évaluation des apports solides en suspension basée sur la méthode de la courbe d'étalonnage (SRC). Cette approche statistique permet de quantifier la dégradation spécifique de notre bassin versant à partir des données observées aux niveaux des stations hydrométriques.

Les fichiers des données instantanées servent à rechercher des modèles hautement significatifs pouvant relier le débit liquide au débit solide. Les deux approches de traitements de données sont :

1^{ère} approche : Débit liquide instantané et débit solide instantané. Ce travail est effectué sur différentes échelles temporelles (annuelle, mensuelle, saisonnière, saison humide et saison sèche) ;

2^{ème} approche : Le traitement à ce niveau a été fait pour établir une approche statistique entre débit liquide moyen journalier (annuaire) et débit solide moyen journalier observé à l'échelle annuelle.

Le calcul de la régression pour la première et la deuxième approche a permis de conclure que le modèle puissance est le mieux approprié. Les coefficients de détermination à différentes échelles temporelles pour les sous – bassins versants sont significatifs. A titre d'exemple, les valeurs de coefficient de détermination R^2 à l'échelle interannuelle pour les stations de Baghlia, Belloua et RN30 sont respectivement : 0,90, 0,67 et 0,79.

La dégradation spécifique moyenne des sous bassins versants de l'Oued Sébaou est variée entre 89,75, 121,23 et 147,32 t/km².an. Pour les stations de RN30, Belloua et Baghlia respectivement.

Les méthodes statistiques de détection de ruptures utilisées ont permis de détecter les dates de ruptures des séries pluviométriques étudiées, comprises entre 1974 et 2001, avec un déficit pluviométrique varie entre 20% et 42%.

La détection d'une rupture dans les séries permet de mettre en évidence l'évolution du régime pluviométrique de la région étudiée. Cette évolution, négative ou positive, intéresse les utilisateurs et les gestionnaires des ressources hydrauliques.

Les modèles développés peuvent être utilisés pour la prévision du transport solide. Les mesures et la prévision de la concentration en matière en suspension revêtent un grand intérêt, car elles permettent une quantification fiable des apports solides aux différentes stations hydrométriques.

D'après les résultats obtenus, on recommande :

- Le renforcement des capacités de stockages dans le bassin versant du Sébaou, par la construction des ouvrages de mobilisation des eaux de surface (barrages, retenues collinaires) ;
- Estimation des apports solides totaux par la mesure du charriage ;
- Des aménagements anti – érosive pour la sauvegarde et la préservation du capital : eau – sol. Deux aspects sont à prendre en compte :
 - L'aspect agronomique (préventif) en priorité, qui englobe les techniques culturales car toute modification de la structure du sol entraîne une variation de sa stabilité dans le temps et de son comportement vis à vis des précipitations.
 - L'aspect hydraulique (curatif):aménagements divers(terrasses, banquettes,...etc)avec un entretien périodique.

Références bibliographiques

Achite M. et Meddi M., (2004). Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Revue Sécheresse*, 4, vol, 15, pp : 367-373.

Achite M. Meddi M., (2005). Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (nord-ouest algérien). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 18, p. 37-56.

Achite M., Touaibia B. et Ouillon S., (2006). Erosion hydrique en Algérie du Nord : Ampleur, conséquences et Perspectives. 14th International Soil Conservation Organisation Conference Water Management and Soil conservation in semi-Arid Environnements Marrakch, Morocco, May 14 - 19.

Achite M. et Ouillon S., (2007). Suspended sediment transport in asemiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973 – 1995). *Journal of Hydrology* 343, 187-202.

Ammari A., (2012). Vulnérabilité à l'Envasement des Barrages (cas du bassin Hydrographique des Côtiers Algérois). Doctorat en sciences en hydraulique. Université Mohamed Khider – Biskra.168P.

Arabi M., Kedaid OE., Bourougaa L., Asla T., Roose E., (2004). Bilan de l'enquête sur la défense et restauration des sols (DRS) en Algérie. *Science et changement planétaires. Sécheresse*, 15 (1): 87-95.

Asselman N. E. M., (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves, *Journal of Hydrology*, 234, 228-248.

Baloul D., (2012). Développement, interprétation et évaluation de la précision de la relation entre la concentration des sédiments en suspension et le débit liquide Etude de cas: sous bassin versant de l'Oued Tafna et d'Oued Isser. Mémoire de Magister. Option: Ecoulement et transport solide université Abou Bekr belkaid-Tlemcen.43p.

Baron Sonia., (2008). Caractérisation de l'érosion hydrique sur le bassin versant de Rouffach (Haut - Rhin, Alsace) et conséquences sur le bassin d'orage associé. Mémoire de fin d'études présenté pour l'obtention du diplôme d'ingénieur de l'ENGEES. Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg. Centre d'Ecologie Végétale et d'Hydrologie. P22.

- Benkhadra H., (1997).** Battance, ruissellement et érosion diffuse sur les sols limoneux cultivés – Détermination et transfert d'échelle de la parcelle au petit bassin versant. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans France.
- Benkhaled A. et Remini B., (2003).** Analyse de la relation puissance, débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'oued Wahrane (Algérie), Rev. Sci. Eau 16/3.336-356.
- Ben Mammou Abdallah et Louati M. H., (2006).** Evolution temporelle de l'envasement des retenues de barrages de Tunisie, Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, vol. 20, n° 2, 2007.
- Boiffin J., (1984).** La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de Doctorat. ING. De l'INA – PG, 230 pp.
- Bouanani A., (2004).** Hydrologie, transport solide et modélisation, Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). Thèse de doctorat en Géologie appliquée. Option Hydrogéologie, Département d'hydraulique, Université de Tlemcen, 250 p.
- Bouteldja N., (2005).** Contribution à la modélisation de l'érosion hydrique dans le bassin versant du Hodna sous bassins versants du K'sob et de Soubella (Algérie), thèse soutenue pour obtenir le titre de docteur en Géographie à l'université de la Provence Aix-Marseille, France.
- Boyer J.F., (1998).** Khronostat statistical time series analyses software. Montpellier : UMR 5569 Hydrosiences, IRD-Maison des sciences de l'eau.
- Buishand T.A., (1982).** Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. Journal of Hydrology, 50, 11-27.
- Buishand T.A., (1984).** Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. Journal of Hydrology, 73, 51 - 69 51.Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam--Printed in The Netherlands.
- Campbell, F.B., et Bauder, H., (1940).** A rating-curve methode for determining silt-discharge of stream, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 21, 603-607.
- Cerdan O., (2001).** Analyse et modélisation du transport de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés, p186.

Chibbani R., Djilli K., Roose E., (1999). Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. Bull. ORSTOM, Rés. Eros., 19, pp 85-95.

Chikita K., (1996). Suspended sediment discharge from snowmelt : Ikushunbetsu River, Hokkaido, Japan. Journal of Hydrology. 186,295-313.

Colombani J., (1985). Transferts de matières solides dans le cycle de l'eau mesures et évaluations ORSTOM, laboratoire d'hydrologie.

Cordova J.R. et Gonzalez M., (1997). Sediment yield estimation in small watersheds based on streamflow and suspended sediment discharge measurements, Soil Technology,11, pp : 57-65.

Crawford C.G., (1991). Estimation of suspended – sediment rating curves and mean suspended sediment load, journal of hydrology, 129, 331-348.

Crawford C.G., (1996). Estimating mean constituent loads in rivers by the rating – curve and flow duration rating – curve methods, Unpublished PhD dissertation, Indiana University : Bloomington, IN ; 245p.

Demmak A., (1982). Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie Septentrionale, Thèse de docteur ingénieur. Université Pierre et Marie Curie. Paris, 323p.

Demmak A., Ouair M. et Guedjtal A., (1991). Quantification de l'érosion à l'exutoire de micro-bassins en zone semi-aride. Utilisation de l'eau des petits bassins versants en zone aride, Ed. AUPELF-UREF. Jhon Libbey Eurotext, Paris, 179-188.

Duband D., (1989). Statistiques appliquées en hydrologie. Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique. France.

Ducroque M., (1990). Les bases de l'irrigation, technique agricole méditerranéennes.117p.

Ducrot D., (2005). Méthodes d'analyse et d'interprétation d'images de télédétection multi-sources Extraction de caractéristiques du paysage. Mémoire de recherche. Habilitation à diriger des recherches INP Toulouse. 8p.

Dutil P., (1984). L'érosion en grande culture, revue technique des agriculteurs dynamiques, N° 169, France.

Etchanchu D., Brobst J.L., (1986). Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure de ruissellement superficiel, de sa charge

et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. C. R. Acad. Sci.Paris, 302, série II, n°17, 1063-1067.

Ficheur E., (1890). Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Paris. Fontana et Cie édition, Alger, 476

Flandrin J., (1948). Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. Bull. Ser. Carte Géol. Algérie, 2e S., n° 19, 340 p.

Flandrin J., (1952). La chaîne du Djurdjura. XIXème Congrès Géologique International, Alger. Monographies régionales. 1ère Série : Algérie, 19 : 1– 49.

Flandrin J., Claracq P., Fabre C., Lauriol E. & Payan J., (1952). Carte géologique de la Chaîne du Djurdjura au 1/50 000e. Serv. Carte Géol. Algérie, feuilles n° 66 et 67, Alger.

Fouad Y., Bouanani A., (2012). Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Saïda (hauts plateaux Algériens). Sècheresse 2012 ; 23 : 289 – 296.

Fourier F., (1960). Climat et Erosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Presses Universitaires de France, Paris, France, 203p.

Fournier F., (1967). Mesure de l'érosion principes de base et incidence de l'instrumentation nouvelle sur l'établissement des réseaux de mesure O. R. S. T. O. M. Extrait de la publication no, 67 de l'A.I.H.S. Symposium Planification des Réseaux Hydrologiques, pp. 343-355.

G.E.O.R.E., (2001). Gestion optimale des ressources en Eau. Projet GE.O.R.E, Coopération Allemande au Développement, Coopération Technique Tunis- Allemande.

Ghenim A., Terfous A. et Seddini A., (2007). Étude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin-versant de l'oued Sebdou (Nord-Ouest algérien), Sécheresse, 18(1) : 39 - 44.

Graf W.H., (1971). Hydraulics of sediment transport. McGraw-Hill Eds., New York, 513p.

Gravilovic S., (1972). Ingénierie des cours d'eau torrentiel et de l'érosion. Yougoslavie.

Greco J., (1966). L'érosion, la défense et la restauration des sols, le reboisement en Algérie. MARA. Alger.

Hasbaia M., Benayada L. & Bournane A., (2010 a). – Estimation and analysis of suspended sediment transport in an interior semi-arid watershed of Algeria, case of wadi Soubella in Hodna basin, Congrès Water2010 : Hydrology, Hydraulics and Water Resources in an Uncertain Environment, Quebec City, July 5-7 2010. Canada.

Hasbaia M., Hedjazi A., et Benayada L., (2012). Variabilité de l'érosion hydrique dans le bassin du Hodna: cas du sous-bassin versant de l'oued elham. Rev. Mar. Sci. Agron. Vét. 1:28-32.

Heusch B., (1970). L'érosion du Pré – Rif occidental : une étude quantitative de l'érosion hydrique les collines marneuses du Pré – Rif occidental. Ann. Recherche Forest. Maroc, 12/pp 9-176.

Hocini N., Mohamed M., (2011). Application des jauges nucléaires et radiotraceurs à l'étude du problème de l'ensablement et de l'envasement des ports. Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime EDITION 2, Tanger, Maroc. Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA), BP 399. La connaissance de la Mer : un vecteur du développement durable en Méditerranée pp189 – 194.

Hoslin R., (1987). Mesure par traceurs radioactifs des déplacements sédimentaires aux abords du cap gris-nez, Rapport ORIS/SAR/S/87-116/H51.

Hubert P.I., Carbonnel J.P., et Chaouche A., (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques- application a des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. Journal of Hydrology, 110, 349-367 Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.

Hubert P., Bendjoudi H., (1996). Introduction à l'étude des longues séries pluviométriques. XII èmes Journées hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, 10-11 OCT.1996.pp 1-16.

Hug M., (1975). Mécanique des fluides appliquée aux problèmes d'aménagement et d'énergétique. Eyrolles. Paris, 195 p.

Lahlou A., (1995). Etude actualisée de l'envasement des barrages au Maroc. Revue des sciences de l'eau, n° 6, pp. 337-356.

- Le Bissonais Y., Fox D., et Bresson L., (1998).** Incorporating crusting processes in erosion models. In: J. Boardman and D. Favis – Mortlock (Editors), Modeling Soil Erosion by Water. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 237 – 246.
- Lee A. F. S. et Heghinian S. M., (1977).** A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables - A Bayesian approach. *Technometrics* 19(4), 503-506.
- Leviandier T., (1989).** L'hydrologie appliquée aux petits bassins versant ruraux. CEMAGREF, France.
- Louati M.H et Ben Mammou A., (2007).** Évolution temporelle de l'envasement des retenues de barrages de Tunisie . *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 20, n° 2, p. 201-210.
- Madani Cherif H., Terfous A., Bouanani A. et Ghenaim A., (2012).** variability of streamflow and sediment yields in wadi taria (northwest algeria). Sixteenth International Water Technology Conference, IWTC 16 2012, Istanbul, Turkey.pp 1-15.
- Martin Alfonso Gutierrez Lopez., (2003).**Modélisation stochastique des régimes Pluviométriques à l'échelle régionale Pour la prévision des crues au nord-Mexique. Thèse de doctorat en Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement. L'institut national polytechnique de Grenoble École nationale supérieure d'hydraulique et de mécanique, 26p.
- Meddi M., (1992).** Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin-versant de l'Oued Mina (Algérie). Thèse de doctorat Uniq, université Louis Pasteur, Strasbourg, 285 p.
- Meddi H., Meddi M., (2007).** Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie par la Méthode Pluvia. *Geographia Technica* N° 2: 44-62.
- Meddi H., Meddi M., (2009).** Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. Article de recherche *Sécheresse* ; 20 (1) : 57-65.
- Meddour R., (2010).** Bioclimatologie, Phytogéographie, Phytosociologie en Algérie. Exemple des groupements forestiers et preforesriers de la Kabylie Djurdjuréenne. Thèse de doctorat en Agronomie. Option Foresterie. Université de Tizi Ouzou, 10 - 44 p.
- Medinger J.M., (1960).** Transport solide des oueds algériens. *Annuaire hydrologique de l'Algérie (années 50-59)*, Alger.

- Medjerab A., Henia L., (2005).** Régionalisation des pluies annuelles dans l'Algérie nord-occidentale. *Revue Géographique de l'Est*. Vol. 45 / 2. Climat, sécheresse et canicule.
- Megnounif A., Bouanani A., Terfous A., (2000).** Etude du transport solide dans l'oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Colloque méditerranéen Eau – Environnement*. Alger, 128-132.
- Megnounif A., Terfous A., Bouanani A., (2003).** Production and transport of suspended sediment transport in the Upper-Tafna river basin (North West Algeria). *Rev. Sci. Eau* 16 (3), 369-380.
- Meyer L.D., (1969).** Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Trans. American Soc. of Agric. Engr.*, 12(6): pp 754 - 758.
- Morehead M.D., Syvitski J.P., Hutton E.W.H., et Peckham S.D., (2003).** Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basin. *Global Planetary Change* 39(1-2), 95-110.
- Paturel J. E., Servat E., Kouame B., Boyer J. F., (1996).** Procédures d'identification de « ruptures » dans des séries chronologiques - modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne. *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement* (Actes de la conférence de Paris, mai 1995). IAHS Publ. no. 238, pp 99 - 110.
- Peng G., Josefson M., (2012).** Temporal variations of suspended sediment transport in Oneida Creek watershed, central New York. *Journal of Hydrology* 426–427, 17–27.
- Pettitt A. N., (1979).** A non-parametric approach to the change-point problem. *App. Statist.* 28 (2), 126-135.
- Poesen J., (1984).** The influence of slope angle on infiltration rate and orntonian overland flow volume. *Z. Geomorpho.N.F. Suppl.* – Bd, 49: 117 – 131.
- Probst, J.L., Bazerbachi, A., (1986).** Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, 39, 1, 79-98.
- Probst J. L., Amiotte Suchet P., (1992).** Fluviale suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.*, 37, 621-637.

Remini B., Avenard, J.M., Kettab A., (1997). Évolution dans le temps de l'envasement dans une retenue de barrage dans laquelle est pratiquée la technique de soutirage, La Houille Blanche, 6 : 4-8.

Remini B. Avenard J. M. Kettab A., (1997). Livre de l'envasement des barrages pages 5 à 89.

Remini B., Christian L., Hallouche W., (2009). Evolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens. Article de recherche Sécheresse ; 20 (1) : 96-103.

Remini B., Hallouche W., (2003). Les barrages du Maghreb s'ensavent. 5^o symposium int. de l'eau. Cannes 23 à 27 juin.

Remini B., Hallouche W., (2005). Previson de l'envasement dans les barrages du maghreb, Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 04, pp.69-80.

Remini B., Hallouche W., (2007). Evolution de l'envasement du barrage de Oued El Fodda (Algérie), Revue Wasser Energie Luft, Avril, 75-78.

Remini W., Remini B., (2003). La sedimentation dans les barrages de l'afrique du nord. Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 02, pp. 45-54.

Roche M., (1963). Hydrologie de surface Gauthier - villars éditeur – paris. pp 357- 376.

Roose E., Chibbani R., Bourougaa L., (1999). Ravinement en Algérie; Typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. Bull. ORSTOM, Rés. Eros., 19, pp85-95.

Rui-Figueroa J.F., (1983). Les micro-organisations pelliculaires superficielles formées sous pluie simulie sur des sols ferralitiques de savane (Centre Nord de la côte d'Ivoire). Comportement hydrodynamique et mécanique de ces pellicules de battance en relation avec la texture, la couverture du sol et la levée du riz pluvial. Thèse Paris. 167p.

Salama H., (2011). Régionalisation pluviométrique du bassin Tensift (Maroc). Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 09, Décembre 2011, pp. 111-119.

Serbah Boumediene., (2011). Etude et valorisation des sédiments de dragage du barrage Bakhadda Tiaret. Mémoire de Magister en Génie civil, Option : Géotechnique et environnement. P 38-39.

Serhir., (2011). Contrôle et régionalisation des données de pluie World's digital library. Read, publish. EHTP .pp 1-16.

Sidi Adda M., (2005). Modélisation de l'envasement des retenues de barrages. Memoire de Magister en Hydraulique, Laboratoire de recherche HYDRE, universite des sciences et de la technologie d'Oran (Algerie).

Sogreah., (1983). Erosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. Rap ; Proj. RAB/80/011/PNUD ;

Soudani Kamel., (2006). Exploration d'images de télédétection et quelques traitements et analyses élémentaires Laboratoire Ecologie Systématique et Evolution Département Ecophysiologie Végétale .Equipe Bilan carboné et fonctionnement des Ecosystèmes. Faculté des Sciences d'Orsay – Université Paris Sud XI. Pp 1-12.

Terfous A., Megnounif A., Bouanani A., (2001). Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). Rev. Sci. Eau, 14, 175-185.

Terfous A Megnounif A Ghenaim A., (2007). Suspended sediment budget of a mediteranean water course (The case of sebdou wadi, algeria).

Thomas Geay., (2010). Mesure acoustique du transport de sédiments par charriage en rivière. Flushing operations in Arc river .

Tixeront J., (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. Assemblée générale d'Helsinki 25 /7 au 6/8 1960 : AIHS Publication (53) : 26-41.

Touibia B., (2000). Érosion-transport solide-envasement de barrage. Cas du bassin versant de l'oued Mina dans la wilaya de Relizane. Thèse de doctorat d'état, École nationale des sciences agronomique (Ex INA), Alger

Touaibia B., Aidaoui A., Gomer D., Achite M., (2001). Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride de l'Algérie du Nord. Hydrol. Sci. J. 46(1), 41-53.

Touaibia B., (2009). Erosion et transport solide en algérie septentrionale . MED FRIEND10 et11 décembre. Rabat.Laboratoire d'HydrologieEcoleNationale Supérieure de l'Hydraulique. Blida.

Valembois J., Migniot C., (1975). Rejets des produits de dragages à l'aval d'un barrage sur l'Oued Hamiz. Houille Blanche; 2/3 : 155-72.

Van Rijn LC., (1984). Suspended load sediment, journal of hydraulic engineering, vol 110, n°11, p.1613 – 1641.

Van Rijn L C., (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal sea. Aqua publications. Netherlands, 690 p.

Walling D.E., (1974). Suspended sediment and solute yield from small catchment prior to urbanisation in : Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events in rivers (ed. by G.P., Willams, 1989). J. Hydrol., 111: 89-106.

Walling D.E., (1984). The sediment yields of African rivers. IAHS Publ., Harare Symp., 144, 265-283.

Wood P.A., (1977). Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sussex, England. Sedimentology 24: 437- 445.

Xiaomin CHE., (2005). Extraction et reconstruction du réseau hydrographique à partir du modèle numérique de terrain. Thèse de Docteur de l'Université de la Méditerranée en Informatique. Université de la Méditerranée Aix-Marseille II. Faculté des sciences de Luminy. 20p.

Yakoub B., (2005). L'eau dans le bassin versant du Sébaou et la wilaya de Tizi Ouzou. Evaluation, contraintes et recommandations. Thèse de doctorat en Science de l'eau. Université de Tizi Ouzou, 20 - 66 p.

ZAIBAK I., (2008). Contribution a une approche cartographique de l'érosion spécifique dans le bassin versant de l'oued Cheliff. Mémoire de magister. ENSH BLIDA. 5P.

TABLEAU
METHODE DE THORNTHWAITE

Facteur de correction par lequel il convient de multiplier, selon le mois et la latitude, les valeurs de l'ETP non corrigées pour obtenir l'évapotranspiration potentielle.

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

