

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEN-
FACULTE DE TECHNOLOGIE
DEPARTEMENT D'HYDRAULIQUE
Option: Ecoulement et transport solide

Mémoire de Magister

**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**

Présenté par

Djoughra BALOUL

Soutenue le: 26 janvier 2012

Devant les membres de Jury

<i>Président:</i> Mr BENMANSOUR Abdelhalim	MCA à l'Université de Tlemcen
<i>Encadreur:</i> Mr SEDDINI Abdelali	Pr à l'Université de Tlemcen
<i>Encadreur:</i> Mr GHENIM Abderrahmane	MCA à l'Université de Tlemcen
<i>Examineur:</i> Mr MEGNOUNIF Abdesselam	MCA à l'Université de Tlemcen
<i>Examineur:</i> Mr ADJIM Mohamed	MCA à l'Université de Tlemcen

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail :

A la mémoire de mon père.

A ma très chère mère qui a si souffert pour me soutenir.

A ma chère sœur et amie Dounia.

A mon cher frère Mouloud qui n'a jamais réservé ses efforts pour mon bien être.

A mon cher mari Youcef pour ses encouragements et son aide considérable.

A ma chère amie et copine de chambre Halima.

A toute ma famille du petit au grand, A toute ma belle famille, A tous mes amis et amies et A tous ceux qui m'ont connu de près ou de loin.

Djou

Remerciements

Ce travail est le fruit de la collaboration de plusieurs personnes que je tiens à remercier:

Mes vifs remerciements s'adressent à mon encadreur Mr Ghenim. Je le remercie pour sa disponibilité, sa rigueur, ses encouragements et ses critiques ainsi que pour ses conseils constructifs afin d'arriver à terme de ce travail.

Mes vifs remerciements vont également au directeur du mémoire Mr Seddini pour son aide considérable.

Je tiens également à remercier tout le personnel de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, particulièrement Mr Djedid au niveau de la wilaya de Tlemcen, Mme Yagoubi au niveau de la wilaya d'Oran et Mme Abda au niveau de la wilaya d'Alger pour les données qu'ils ont mises à ma disposition.

J'exprime ma profonde reconnaissance à tous les membres du Jury qui sont aussi mes enseignants :

- Mr Benmansour Abdelhalim président du jury.
- Mr Megnounif Abdesselam examinateur.
- Mr Bouanani Abderrezak examinateur.

Je leurs doit un grand respect.

Listes des symboles

Al: apport liquide en m^3 ;
As: Apport solide en suspension en tonne;
C: concentration des sédiments en suspension g/l;
Q: débit liquide en m^3/s ;
 Q_s : débit solide kg/s;
r: coefficient de corrélation linéaire de Pearson;
 r^2 : coefficient de détermination;
CF1: coefficient de correction de Ferguson;
S: erreur standard;
n: taille de la série;
CF2: coefficient de correction de Duan;
 β : coefficient de correction de Kao;
 ε : résidu de l'observation;
A, S: surface du bassin versant en Km^2 ;
 C_v : coefficient de variation;
P: précipitation en mm;
T: température en $^{\circ}C$;
 L_e : lame d'eau écoulée en mm;
Ass: dégradation spécifique en tonne/ km^2/an ;
E: erreur d'estimation;
 R^2 : coefficient d'efficacité de Nash;
I: pente du terrain;
 K_c : coefficient de compacité de Gravelius;
Dd: densité de drainage;
 R_c : rapport de confluence;
 R_l : rapport de longueur;
 I_p : indice de pente;
 I_g : Indice de pente globale;
Ct: coefficient de torrentialité;
 T_c : temps de concentration;
 D_s : dénivelée spécifique;

Liste des tableaux

<i>Tableau. I.1. Les procédures d'interpolation et leurs significations</i>	7
<i>Tableau. II.1. Quelques paramètres morphométriques du sous-bassin versant de l'Oued Sebdou.....</i>	29
<i>Tableau. II.2. Classement du relief à partir de la dénivelée spécifique selon la classification de l'ORSTOM (Indépendant de la surface)</i>	29
<i>Tableau. II.3. Répartition des pourcentages des aires cumulées en fonction des tranches d'altitudes</i>	31
<i>Tableau. II.4. Classification des sols d'après ORSTOM</i>	33
<i>Tableau. II.5. Répartition du couvert végétal dans le bassin versant de Sebdou.....</i>	34
<i>Tableau. II.6. Paramètres morphologiques du sous bassin versant de l'Oued Isser.....</i>	35
<i>Tableau. II.7. Répartition hypsométriques des aires cumulées du sous bassin versant d'Isser.....</i>	36
<i>Tableau. II.8. Distribution du couvert végétal dans le bassin versant de l'Oued Isser.....</i>	37
<i>Tableau. II.9. Caractéristiques des deux stations pluviométriques</i>	38
<i>Tableau. II.10. Températures moyennes mensuelles et annuelles des deux stations climatiques Béni Bahdel et Chouly.</i>	39
<i>Tableau. II.11. Paramètres d'échantillon.....</i>	40
<i>Tableau. II.12. Caractéristiques des deux stations hydrométriques et l'étendue des séries de mesure.....</i>	44
<i>Tableau. II.13. Bilan annuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, Apports solides, concentrations et Apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Sebdou durant la période 1972-2004</i>	46
<i>Tableau. II.14. Apports solides et liquides de quelques crues au niveau du sous bassin versant de Sebdou.....</i>	48
<i>Tableau. II.15. Bilan mensuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, Apports solides, concentrations et Apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Sebdou durant la période 1972-2004</i>	49
<i>Tableau. II.16. Bilan annuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, Apports solides, concentrations et Apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Isser durant la période 1988-2004</i>	51
<i>Tableau. II.17. Apports solides et liquides de quelques crues au niveau du sous bassin versant de l'Isser.</i>	52
<i>Tableau. II.18. Bilan mensuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, apports solides, concentrations et apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Isser durant la période 1988-2004.</i>	53
<i>Tableau. III.1. Transformations appliquées au débit liquide.....</i>	57
<i>Tableau. III.2. Les paramètres a et b à différentes échelles à la station de Béni Bahdel.....</i>	61
<i>Tableau. III.3. Les paramètres a et b à différentes échelles temporelles à la station de Sidi Aissa</i>	63
<i>Tableau. III.4. Apports mesurés, apports estimés en millions de tonnes et erreurs globales engendrées par l'application des différents modèles au niveau de la station de Béni Bahde (St01)l.....</i>	64

<i>Tableau. III.5. Apports mesurés, apports estimés en millions de tonnes et erreurs globales engendrées par l'application des différents modèles au niveau de la station de Sidi Aissa (St02)</i>	<i>65</i>
<i>Tableau. III.6. Erreurs apportées par les modèles 1a, 2a avant et après correction au niveau du bassin de Sebdou.</i>	<i>72</i>
<i>Tableau. III.7. Erreurs apportées par les modèles 1a, 2a avant et après correction au niveau du bassin d'Isser.</i>	<i>73</i>
<i>Tableau. III.8. Valeurs des coefficients d'efficacité R² des modèles 1a et 2a avant et après application des coefficients de correction pour chaque regroupement.</i>	<i>75</i>
<i>Tableau. IV.1. Valeurs des coefficients d'efficacité au niveau des deux sous bassins versants pour différents regroupements.....</i>	<i>81</i>
<i>Tableau. IV.2. Valeurs des erreurs (E%) de l'année moyenne au niveau des deux sous bassins versants pour différents regroupements</i>	<i>81</i>
<i>Tableau. A.1. Bilan sédimentaire à l'échelle continentale (Musy et Higy, 2003).....</i>	<i>94</i>
<i>Tableau. A.2. Quelques estimations de la dégradation spécifique en Algérie.....</i>	<i>96</i>
<i>Tableau. A.3. Classification du paramètre A d'après Ramette.....</i>	<i>105</i>

Listes des figures

<i>Figure. I.1. Schématisation de la variation temporaire du débit solide.....</i>	<i>5</i>
<i>Figure. I.2. Cercle de transformation de la courbure vers la linéarité Mosteller et Turkey (1977).....</i>	<i>11</i>
<i>Figure. I.3. Diagnostic par le diagramme des résidus.</i>	<i>12</i>
<i>Figure. I.4. Droite de régression linéaire.</i>	<i>15</i>
<i>Figure. I.5. La courbe représentative du polynôme de second degré.</i>	<i>16</i>
<i>Figure. I.6. Représentation de la courbe du transport solide en suspension de la rivière Ljusnar en Suède établie par Jansson (1985).</i>	<i>19</i>
<i>Figure. II.1. Carte de la localisation des deux sous bassin versant d'étude par rapport au bassin versant global.....</i>	<i>26</i>
<i>Figure. II.2. Réseau hydrographique du sous-bassin versant de l'Oued Sebdou.....</i>	<i>28</i>
<i>Figure. II.3. Carte de pente du sous bassin versant de Sebdou.</i>	<i>30</i>
<i>Figure. II.4. Courbe hypsométrique du sous bassin versant de Sebdou.</i>	<i>31</i>
<i>Figure. II.5. Carte lithologique du bassin versant de Sebdou.</i>	<i>32</i>
<i>Figure. II.6. Réseau hydrographique du sous-bassin versant de l'Oued Isser.....</i>	<i>34</i>
<i>Figure. II.7. Carte de pente du sous bassin versant d'Isser.....</i>	<i>35</i>
<i>Figure. II.8. Courbe hypsométrique du sous bassin versant de l'Oued Isser</i>	<i>36</i>
<i>Figure. II.9. Carte géologique du sous bassin versant de l'Oued Isser.....</i>	<i>37</i>
<i>Figure. II.10. Variation mensuelle des températures au niveau des deux stations climatiques.....</i>	<i>39</i>
<i>Figure. II.11. Variation interannuelle des précipitations au niveau de la station de Béni Bahdel.....</i>	<i>41</i>
<i>Figure. II.12. Variation interannuelle des précipitations au niveau de la station de Chouly</i>	<i>41</i>
<i>Figure. II.13. Précipitations moyennes mensuelles aux stations de Béni Bahdel et Chouly</i>	<i>42</i>
<i>Figure. II.14. Intervention annuelle de la lame d'eau précipitée sur la lame d'eau écoulée.....</i>	<i>43</i>
<i>Figure. II.15. Variation inter annuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de Sebdou.</i>	<i>47</i>
<i>Figure. II.16. Variation mensuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de Sebdou.....</i>	<i>49</i>
<i>Figure. II.17. Part saisonnière en pourcentage des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de Sebdou.....</i>	<i>50</i>
<i>Figure. II. 18. Variation inter annuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de l'Isser.....</i>	<i>52</i>
<i>Figure. II. 19. Variation mensuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de l'Isser.....</i>	<i>54</i>
<i>Figure. II.20. Part saisonnière en pourcentage des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de l'Isser.</i>	<i>54</i>
<i>Figure. III.1. Représentation de la répartition débit liquide - concentration (Station de Béni Bahdel avec N=7071 et station de Sidi Aissa avec N=2026).....</i>	<i>58</i>
<i>Figure. III.2. Variation des coefficients de détermination au niveau de la station de Béni Bahdel.....</i>	<i>60</i>

<i>Figure.III.3. Variation des coefficients de détermination au niveau de la station de Sidi Aissa</i>	62
<i>Figure.III.4. Représentation des deux modèles 1a et 2a appliqués pour la totalité des données des deux stations.</i>	66
<i>Figure. III.5. Variation des erreurs partielles au niveau des deux stations.</i>	69
<i>Figure. III.6. Diagramme des résidus des deux modèles 1a et 2a pour les données de la station de Béni Bahdel.</i>	70
<i>Figure. III.7. Diagramme des résidus des deux modèles 1a et 2a pour les données de la station de Sidi Aissa</i>	70
<i>Figure. III.8. Evolution des apports solides en suspension mesurés, estimés et corrigés au niveau de la station de Béni Bahdel.</i>	71
<i>Figure. III.9. Evolution des apports solides en suspension mesurés, estimés et corrigés au niveau de la Station de Sidi Aissa.</i>	72
<i>Figure. IV.1.Variation des coefficients de détermination r^2 pour les deux modèles 1a et 2a au niveau des deux sous bassins versants</i>	78
<i>Figure. A.1. Diagramme schématique de la variation de l'érosion spécifique en fonction du climat et la végétation (d'après Langbein et Schumm, 1958)</i>	91
<i>Figure. A.2. Carte de la dégradation des sols dans le monde</i>	92
<i>Figure. A.3. Carte du taux de sédiments en suspension transportés.</i>	93
<i>Figure. A.4. Différents formes d'érosion hydrique dans un bassin versant.</i>	92
<i>Figure. A.5. Diagramme de Hjulstrom.</i>	101
<i>Figure. A.6. Modes de transport solide dans un cours d'eau.</i>	102
<i>Figure. A.7. Les forces agissant sur une particule solide.</i>	104
<i>Figure. A.8. Courbe de Shields, 1936.</i>	104
<i>Figure. A.9.Diagramme de Yalin-Sheilds (d^* en m)</i>	105
<i>Figure. A.10.Equation de charriage $\Phi=f(\psi)$, selon Einstein</i>	108
<i>Figure. A.11. Fosse artificielle</i>	110
<i>Figure. A.12. Installation de mesure de charriage</i>	111
<i>Figure. A.13. Echantillonneur du transport solide par charriage</i>	111
<i>Figure. I.14. Echantillonneur du transport solide en charriage avec différence de pression à l'entrée</i>	112
<i>Figure. A.15. Traineau portatif des détecteurs</i>	113
<i>Figure. A.16. Distribution verticale de la concentration relative en suspension</i>	115
<i>Figure. A.17. $\chi =f(k/\delta)$</i>	116
<i>Figure. A.18. Intégrale de I_1 et I_2 utilisé dans la méthode d'Einstein</i>	117
<i>Figure. A.19. Répartition des concentrations</i>	121
<i>Figure. A.20. Echantillonneur par intégration selon la profondeur</i>	122
<i>Figure. A.21. Echantillonneur à intégration par point</i>	122
<i>Figure. A.22. Méthode d'integration selon la profondeur puis selon la largeur</i>	123
<i>Figure .A.23. Pompe à bouteille (Van Rijn, 1993)</i>	124
<i>Figure. A.24. Turbidimètre</i>	124

SOMMAIRE

Résumé/ Consequence/ملخص

Introduction générale1

Chapitre I: Les méthodes de régression

I.1. Introduction4

I.2. Les méthodes d'interpolation et les méthodes
d'extrapolation.....5

I.2.1. Interpolation5

I.2.2. Extrapolation8

I.2.2.1. Technique utilisée : La corrélation et la régression 9

I.2.2.2. La construction d'un bon modèle 10

I.2.2.3. Principaux modèles existants 12

I.2.2.3.1. Ligne tracée à l'œil..... 12

II.2.2.3.2. Le modèle linéaire..... 13

I.2.2.3.3. Le modèle logarithmique (Népérien)..... 15

I.2.2.3.4. Le modèle polynomiale..... 16

I.2.2.3.5. Le modèle exponentiel..... 16

I.2.2.3.6. Le modèle en puissance..... 17

Chapitre II: Caractéristiques de la région d'étude

II.1. Introduction25

II. 2. Situation géographique de la zone d'étude.....25

II.2.1. La haute Tafna26

II.2.2. La moyenne Tafna	27
II.2.3. La basse Tafna	27
II.3. Le sous bassin versant de l'Oued Sebdou.....	28
II.4. Le sous bassin versant de l'Oued Isser	34
II.5. Aperçu climatique	38
II.5.1. Température.....	38
II.5.2. Précipitation	40
II.5.3. Relation entre lame d'eau écoulee et lame d'eau précipitée	42
II.5.4. Evaluation des apports liquides et solides au niveau des sous bassins versants Sebdou et Isser	43
II.5.4.1. Le bassin versant de Sebdou.....	45
II.5.4.1.1. <i>Variation interannuelle des apports liquides et solides</i>	45
II.5.4.1.2. <i>Variation mensuelle des apports liquides et solides</i>	48
II.5.4.1.2. <i>Variation saisonnière des apports liquides et solides</i>	50
II.5.4.2. Le bassin versant de l'Isser	50
II.5.4.2.1. <i>Variation inter annuelle des apports liquides et solides</i>	51
II.5.4.2.2. <i>Variation mensuelle des apports liquides et solides</i>	52
II.5.4.2.3. <i>Variation saisonnière des apports liquides et solides</i>	54

Chapitre III: Etude de cas

III.1. Introduction	56
III.2. Démarche du travail	57
III.3. Sélection du modèle adéquat	59

Chapitre IV: Comparaison entre les deux bassins versants

IV.1. Introduction	77
--------------------------	----

IV.2. Coefficient de détermination r^2	77
IV.3. Coefficient d'efficacité du modèle R^2	80
IV.4. Erreur d'estimation E (%)	81
IV.5. Paramètres de l'équation de la fonction puissance	83
Conclusion générale.....	85

Annexe: Généralités

1. Introduction	87
2. Types d'érosion	87
2.1. Erosion éolienne	87
2.2. Erosion hydrique.....	88
2.2.1. Les agents de l'érosion hydrique	88
<i>2.2.1.1. Les précipitations</i>	<i>88</i>
<i>2.2.1.2. Le ruissellement</i>	<i>89</i>
<i>2.2.1.3. Le sol.....</i>	<i>90</i>
<i>2.2.1.4. Couvert végétale.....</i>	<i>90</i>
<i>2.2.1.4. La topographie</i>	<i>91</i>
3. Ampleur de l'érosion hydrique.....	91
4. Les formes d'érosion hydrique	97
4.1. Erosion en nappe (sheet érosion).....	97
4.2. Erosion linéaire (micro-channel ou Rill érosion).....	97
5. Prédiction d'érosion hydrique	98
5.1. Formule Universelle de perte en sol (USLE).....	98
5.2. Formule de Cavrilovic.....	99
5.3. Formule de Fournier	99
5.4. Formule de Tixeront.....	99

5.5. Formule de Sogreah	100
5.6. Formule de l'ANRH.....	100
6. Transport solide	100
6.1. La charge en suspension (suspended load).....	101
6.2. La charge de fond (bed load)	101
6.3. Mécanisme du transport solide.....	102
6.4. Estimation du transport solide	99
6.4.1. Transport solide par charriage	106
<i>6.4.1.1. Les équations.....</i>	<i>106</i>
<i>6.4.1.2. Les méthodes de mesure</i>	<i>110</i>
6.4.2. Transport solide en suspension.....	113
<i>6.4.2.1. Les formules.....</i>	<i>110</i>
<i>6.4.2.2. Méthodes de mesure.....</i>	<i>120</i>
<i>6.4.2.3. Les méthodes alternatives</i>	<i>125</i>
Références bibliographiques.....	126

Introduction générale

L'Homme depuis son existence s'est focalisé à se servir de la nature et ses richesses en vue de satisfaire ses besoins qui augmentent de plus en plus sans avoir le moindre souci des risques engendrés à l'environnement.

L'eau et le sol sont deux composantes vitales de l'existence humaine. Il suffit de faire un petit survol historique pour constater que la plupart des civilisations antiques (Egypte et Mésopotamie) étaient développées au bord des grands fleuves (Nil, Tigre et l'Euphrate). Les cours d'eau et les plaines alluviales, les estuaires et les deltas ont été des lieux privilégiés pour l'implantation des agglomérations et le développement des activités humaines. En effet, les ressources hydriques sont caractérisées par leurs répartitions inégales dans le temps et dans l'espace. Cette situation est souvent aggravée par une surexploitation et une mise en péril engendrant une diminution en quantité et en qualité. Affrontée par une croissance démographique importante, cette ressource arrive à peine à satisfaire les besoins de la population surtout en zone aride et semi aride. Cela a poussé les gestionnaires de se diriger vers le stockage des eaux superficielles par la réalisation des barrages. Cependant, cette démarche n'a pas résolu le problème et au lieu d'emmagasiner l'or bleu, ces réservoirs se trouvent précocement comblés de vase. L'estimation des volumes de la vase décantée au fond des barrages et la durée de vie de ces derniers nécessitent une bonne connaissance des apports solides. Ces derniers dépendent aussi bien des conditions d'écoulement au niveau des cours d'eau que de la nature et du volume des apports liquides générés par le bassin versant.

L'envasement des barrages n'est qu'une des circonstances de pertes de sols des versants en amont de ces infrastructures. Cette perte provoque en parallèle une réduction de la fertilité des terres agricoles, une détérioration de l'environnement et un déséquilibre écologique tel que la désertification qui a touché 35% de la surface totale de la planète (Xiaoqing, 2003). Ce déséquilibre influe directement sur le développement agricole qui implique une augmentation de la pauvreté.

L'Algérie à l'instar d'autres pays s'est investie dans la réalisation de 66 barrages dont 63 sont déjà en exploitation (centre des informations des nations unies, 2010).

D'après Remini (2008), chaque année 45 millions de m³ de vase se déposent au fond de nos barrages, ce qui représente une perte de capacité annuelle égale à 0,7 % de la capacité totale. Cette estimation reflète une situation non alarmante. Par ailleurs, une dizaine de ces barrages sont fortement menacés par ce phénomène, puisqu'ils sont envasés à plus de 50 % de leurs capacités totales. A titre d'exemple, le barrage Fergoug dans la wilaya de Mascara connaît un taux d'envasement de 97,77%, celui de Bouhnifia est à 47,79%. En ce qui concerne la wilaya de Tlemcen, le barrage Béni Bahdel et celui de Sidi Abdeli sont respectivement envasés à un taux de 13,28% et 3,08% (EL WATAN, 2010).

Cette situation désastreuse n'est que le résultat d'une dégradation spécifique intense qui dépasse les 2000 t/km²/an pour la plupart des bassins versants de l'Atlas Tellien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Isser, Soummam,...). Elle s'élargit à 4000 t/km²/an sur la chaîne des côtiers (Meguenni et Remini, 2008) et peut même excéder 7200 t/km²/an au niveau du bassin versant d'Agrioun (Prost et Amiotte Suchet, 1992).

La nécessité et la complexité de la quantification des apports solides sont accentuées par la contrainte liée au manque de données, ce qui a poussé plusieurs chercheurs à travers le monde à proposer des modèles de prévision spécifiques à leurs régions d'études. Suite à l'acuité du phénomène, beaucoup de chercheurs algériens (Terfous et al, 2001; Touïbia et al, 2001; Megnounif et al, 2003; Achite et al, 2005; Khanchoul et al, 2008; Ghenim, 2008...etc) ont essayé d'exploiter les données disponibles en vue d'étudier le phénomène du transport solide en suspension dans nos bassins versant afin d'obtenir des modèles qui aident à l'estimation de la charge en suspension qui est indispensable au projet de planification et de gestion.

Ce travail s'inscrit dans ce contexte. Il s'intéresse au bassin versant de la Tafna situé dans la région Ouest de l'Algérie. Cette région a connu une baisse de la pluviométrie par rapport à la région Est et centrale. Elle subit une succession de deux phases : un long épisode globalement pluvieux qui s'est étendu entre le début des années 1950 et la fin des années 1970 et une période globalement déficitaire qui aurait commencé au début des années 1980 et qui persiste jusqu'à nos jours (Khaldi, 2005). Le bassin versant de la Tafna qui s'étend sur une superficie de 7245 Km² se caractérise par un climat méditerranéen contrasté: un été avec des températures élevées et des précipitations faibles et un hiver froid et humide. Cette région est définie par des petits bassins versant pentus, marqués par des écoulements et des

précipitations irréguliers, résultats d'orages tombant sur des sols secs généralement dénudés de couvert végétal (Prost et Amiotte Suchet, 1992). L'association des conditions précédentes implique que ce bassin versant n'est pas à l'abri du phénomène du transport solide.

Le présent mémoire consiste en premier lieu à la recherche d'un modèle empirique qui représente le mieux la relation entre les débits liquides et les concentrations en matières en suspension au niveau des deux sous bassins versants appartenant à la Tafna : Oued Sebdou et Oued Isser. Et par suite, l'évaluation de la représentativité de cette relation par l'estimation de sa précision.

Ce mémoire est composé de deux parties : une première partie consacrée à une étude bibliographique qui comporte:

- Une description du phénomène d'érosion et du transport solide, les mécanismes et les méthodes de quantification ainsi qu'une synthèse bibliographique sur l'ampleur du phénomène, dont nous avons pensé utile de mettre en annexe.
- Un premier chapitre qui aborde le concept des régressions et les différents modèles pouvant être appliqués dans le domaine du transport solide.

La deuxième partie est consacrée à une étude de cas englobant les chapitres suivants:

- Un deuxième chapitre qui décrit la région d'étude ;
- Un troisième chapitre qui récapitule l'application des modèles aux données de débits liquides-concentrations en matières en suspension disponibles au niveau des deux stations (Béni Bahdel et Sidi Aïssa) et l'évaluation de la qualité d'estimation de chaque modèle.
- Un quatrième chapitre dans lequel on a effectué une comparaison entre les deux sous bassins versants étudiés en se basant sur les trois critères justifiant le choix du modèle adéquat.

Ce mémoire est entamé par une introduction générale et se termine par une conclusion générale.

Chapitre I

Les méthodes de régression

I.1. Introduction

L'intérêt de l'estimation et de la quantification du transport solide en suspension s'est accrue depuis les années 1970 pour diverses raisons (Horowitz, 2002) telles que l'évaluation de l'érosion et de la perte en sol, l'évaluation de l'impact environnemental, le traitement des eaux et l'association des polluants aux particules sédimentaires ainsi que l'estimation des volumes morts des retenues de barrages et leur influence sur la sous ou la sur estimation des capacités de ces dernières (Walling, 1977 ; Kisi, 2007).

La charge solide est déduite généralement à partir des mesures directes ou à base des équations du transport solide. Quoique les mesures directes restent le moyen le plus fiable, elles sont très coûteuses et non disponibles au niveau de tous les cours d'eau. Elles sont difficiles à opérer lors des événements importants, peu fréquents et imprévisibles (Lewis, 1996) lorsqu'ils caractérisent les régions arides et semi-arides. D'autre part les équations du transport solide nécessitent des informations sur les caractéristiques des particules et sur l'écoulement. Elles doivent tenir compte des conditions morphologiques et hydro-climatiques de la région d'étude (Dogan, 2005).

Vu cette problématique, il est nécessaire de trouver d'autres moyens de substitution. Deux approches peuvent être abordées, une approche spatiale pour estimer le transport solide au niveau d'un site non équipé à partir d'autres sites voisins disposants de stations de mesure. Une autre approche dite ponctuelle, consiste à étendre la série de mesures afin de reconstituer le passé ou de prévoir le future (Bobbe, 1978 ; Achite et al, 2004).

La charge solide totale est la résultante d'une charge en suspension et d'une charge de fond (charriage). Dans notre travail, on s'intéresse uniquement au transport solide en suspension. Le transport solide en charriage, quoiqu'il joue un rôle considérable dans l'équilibre et la stabilité des lits fluviaux, n'est pas mesuré. Son estimation varie de 15 à 25% de la suspension (Bravard et Pettit, 2000 ; Larfi et Remini, 2006).

I.2. Les méthodes d'interpolation et les méthodes d'extrapolation

Le traitement des données du transport solide permet d'estimer le flux sédimentaire pour une période de temps déterminé (mois, année ou période de crue) pour une rivière donnée. Les méthodes de traitement des données peuvent être regroupées en 2 grandes classes : les méthodes d'interpolation et les méthodes d'extrapolation (Xiaoqing, 2003).

I.2.1. Interpolation

La concentration des sédiments en suspension et le débit liquide sont obtenus à partir des mesures effectuées au niveau des stations hydrométriques, implantées au niveau des cours d'eau. L'apport solide en suspension A_s (g) est calculé par intégration du produit du débit solide en suspension Q_s (g/s) dans le temps t (s) (Yang, 2003 ; Moatar et al, 2007).

$$A_s = \int_0^t Q_s(t).dt$$

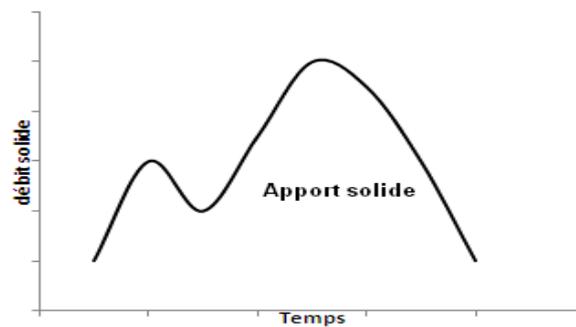


Figure. I.1. Schématisation de la variation temporelle du débit solide.

Cependant la mesure directe du débit solide n'est pas possible, l'apport solide se calcule donc par le produit du débit liquide Q (l/s) et la concentration (g/l) :

$$A_s = \int_0^t C(t).Q(t)dt$$

En considérant la variation linéaire du débit solide dans le temps, l'apport solide moyen pour la période entre les temps t_i et t_{i+1} est donné par la relation:

$$As_i = \frac{1}{2}(Q_i C_i + Q_{i+1} C_{i+1})(t_{i+1} - t_i)$$

La somme arithmétique des apports solides élémentaires pendant une période donnée (mois, saison, année et crue) donnera l'apport solide de cette période. Le tonnage spécifique ou l'apport spécifique exprimé en tonne par kilomètre carré (T/km^2), est obtenu en divisant l'apport total par la surface du bassin versant couverte par la station de mesure. Ceci permet de comparer les valeurs obtenues sur différents bassins de tailles différentes.

De même l'apport liquide correspondant est donné par la relation:

$$Al_i = \sum_0^t \frac{1}{2}(Q_i + Q_{i+1})(t_{i+1} - t_i)$$

Dans la littérature il existe six procédures de calcul de la charge solide (Walling et Webb, 1981 ; Dickinson, 1981 ; Webb et al, 1997 ; Li et al, 2003; Clarke, 2009) données dans le tableau suivant :

Tableau. I.1. Les procédures d'interpolation et leurs significations

méthode	Procédure numérique	Signification
1	$k \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right) \left(\sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{n} \right)$	C'est le produit de la concentration moyenne de n échantillons et du débit moyen des mêmes échantillons multiplié par un coefficient tenant compte du temps.
2	$k \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i Q_i}{n} \right)$	Somme de la moyenne des produits des couples (Q, C) de chaque intervalle multipliée par un coefficient tenant compte du temps.
3	$k \bar{Q}_r \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right)$	C'est le produit d'un facteur temps, le débit moyen et le rapport des concentrations par le nombre de mesures.
4	$\frac{k \sum_{i=1}^n (C_i Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i} \bar{Q}_r$	Combinaison entre la concentration moyenne pondérée par le débit multipliée par le débit liquide moyen.
5	$k \sum_{i=1}^n (C_i \bar{Q}_{P_i})$	C'est la somme des produits de la concentration d'échantillon et le débit moyen pour un intervalle.
6	$k \sum_{i=1}^{12} (\bar{C}_m \bar{Q}_m)$	C'est la somme sur 12 mois des produits entre les concentrations moyennes mensuelles et les débits moyens mensuels.

Avec :

C_i = Concentration instantanée mesurée ;

Q_i = Débit instantané mesuré ;

Q_r = Débit moyen durant la période de mesure ;

Q_{P_i} = Débit moyen pour l'intervalle entre les mesures ;

C_m = Concentration moyenne mensuelle ;

Q_m = Débit moyen mensuel ;

K = Facteur de conversion tenant compte la période de mesure ;

n = Nombre de mesures.

Ces techniques sont depuis toujours le sujet de plusieurs investigations, en vue d'identifier la méthode qui évalue avec fiabilité l'apport solide en suspension. Walling et Webb (1981), Walling et al (1997) et Li et al (2003) ont discuté plusieurs méthodes. Ces discussions montrent que les résultats obtenus en utilisant ces procédures présentent un faible degré de dispersion (mesuré par le coefficient de variation) conjugué à une bonne estimation de l'apport solide (mesuré par l'erreur) et vice versa. Ils concluent que l'intensification des prises d'échantillons influe largement sur la qualité d'estimation par les différentes méthodes. De même, le résultat obtenu par l'application d'une méthode ou d'une autre doit être interprété avec précaution.

I.2.2. Extrapolation

Les mesures du transport solide disponibles sont extrapolées (étendues) pour des périodes non échantillonnées par la recherche d'une relation continue entre la concentration des sédiments en suspension ou le débit solide, et le débit liquide sous la forme : $C=f(Q)$ ou $Q_s=f(Q)$ dite courbe de tarage ou courbe d'estimation de la charge solide en suspension « sediment rating curve » (Walling et Webb, 1981 ; Bent Hascholt et Madeyski, 1998 ; Webb et al, 1997 et Li et al, 2003). Elle est définie par Glysson (1987) comme étant la courbe qui explique la relation moyenne entre le débit solide ou la concentration et le débit liquide. Elle peut être classée selon la période des données de base qui la définissent ou selon le type du débit solide qu'elle représente (charriage ou suspension).

La relation entre les deux variables aléatoires (C , Q) est une approche purement statistique. Elle permet de caractériser le lien entre ces deux variables. Elle offre aussi la possibilité d'adopter une variété de modèles déterminés par les techniques de régression (Bent Hascholt et Madeyski, 1998 ; Moatar et al, 2007).

La recherche d'une telle relation n'est qu'une approche de modélisation du phénomène. Un modèle est une représentation schématique d'un phénomène permettant de mieux l'étudier ou d'analyser son influence. Cette représentation peut être physique ou mathématique (Musy, 1998).

I.2.2.1. Technique utilisée : La corrélation et la régression

Une corrélation permet de détecter la tendance entre deux variables ou plus (Bourbonnais, 2003). Elle est exprimée par le coefficient de corrélation linéaire qui traduit le degré de dépendance entre deux variables (OMM, 1994).

Le paramètre de corrélation le plus utilisé est le « r » de Pearson appelé coefficient de corrélation linéaire. Il mesure cette association linéaire, il est donné par la formule:

$$r = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{S_x S_y}$$

Avec :

$$\text{Cov}(x, y) = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$$

$$\text{Var}(x) = S_x^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

$$\text{Var}(y) = S_y^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$$

où :

Cov (x, y) : La covariance ;

Var(x) : La variance de x ;

Var(y): La variance de y .

- $r = +1$ indique que x et y sont en parfaite relation linéaire positive et que y augmente proportionnellement avec x ;
- $r = -1$ indique une relation linéaire négative ;
- $r = 0$ implique une relation non linéaire (Bourbonnais, 2003).

L'absence de corrélation n'implique pas une absence de dépendance puisque r n'évalue qu'une dépendance linéaire (OMM, 1994). Dans le cas d'une relation non linéaire c'est le coefficient de détermination R^2 qui reflète la qualité du modèle (McKinney, 2009).

La régression est une extension du concept de corrélation, elle fournit des équations permettant d'obtenir une variable à laquelle on s'intéresse (variable dépendante) à partir d'une ou plusieurs variables observées de façon courante (variable indépendante) (OMM, 1994). Ainsi, la régression est un bon outil pour la prédiction de la concentration en sédiment en suspension C (g/l) à partir du débit liquide Q (m³/s).

La méthode des moindres carrés est la technique de régression la plus utilisée récemment. Elle consiste à trouver une expression mathématique d'une relation entre deux variables de façon que la somme des carrés des écarts de y à la ligne de régression sera minimum (McKinney, 2009).

Suivant la relation qui existe entre deux variables, il est possible d'avoir plusieurs types de modèles. Ceux qui sont connus et disponibles comme fonctions standards des courbes d'ajustement d'Excel, d'autres nécessitent une programmation et une exploitation du complément Microsoft Excel Solver ou l'utilisation de logiciels spécifiques.

I.2.2.2. La construction d'un bon modèle

Pour avoir un bon modèle, généralement on retient celui avec un coefficient de détermination R^2 élevé, mais ceci n'est pas toujours adéquat, il faut suivre plusieurs étapes pour pouvoir aboutir au bon modèle :

Selon le nuage de points, on peut détecter si les points semblent alignés suivant une ligne droite ou non.

- Si la relation semble non linéaire, il faut chercher un nouveau x soit par transformation de x ou changer une autre variable.
- Si la variation de y semble différente pour différent niveau de x (variances non constantes) ou même les deux, cela nécessite une transformation de x ou de x et y dans le but d'avoir une régression linéaire. Mosteller et Turkey (1977) ont établi une méthode qui aide au choix du type de la transformation (figure. I.2) : une transformation avec $\theta > 1$ peut être utilisée pour rendre la pente positive plus symétrique. Allant en haut on fait monter l'échelle de x par augmentation de sa

puissance (x^2 , x^3 etc.) et allant en bas on fait baisser x par l'application d'une transformation avec $\theta < 1$ ($\log x$, \sqrt{x} , $1/x$, etc.) (Helsel et Hirsch, 2002).

θ : est l'exposant de la force soit : 1, 2, 3...pour $\theta > 1$, ou 0, $\frac{1}{2}$, $\frac{1}{3}$...pour $\theta < 1$

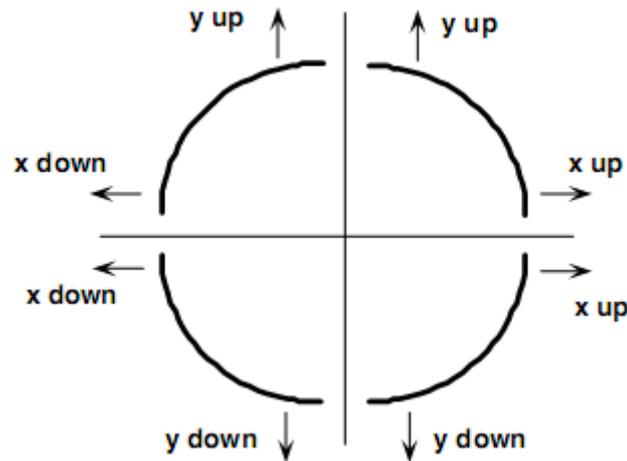


Figure. I. 2. Cercle de transformation de la courbure vers la linéarité (Mosteller et Turkey, 1977).

- Après application des transformations convenables, les calculs par la méthode des moindres carrés doivent être repris pour les variables transformées, faire sortir le coefficient de détermination R^2 , les paramètres de la droite de régression linéaire et voir si les résultats sont raisonnables.
- Vérifier si les hypothèses initiales liées aux termes d'erreurs sont vérifiées (distribution symétrique suivant une loi normale, variance constante, les erreurs ε_i indépendantes) (Rakotomalala, 2009).

La vérification de ces hypothèses et la violation du modèle se détectent visuellement sur le diagramme des résidus qui représente la dispersion de n points constituant les valeurs prédites (en abscisse) et les résidus ε_i (en ordonnée).

ε_i : est la différence entre les vraies valeurs observées y_i et les prédictions ponctuelles de la régression.

$$\varepsilon_i = y_i - \hat{y}$$

La figure suivante montre les différents cas rencontrés de diagrammes des résidus (Weisberg, 2005; Helsel et Hirsch, 2002).

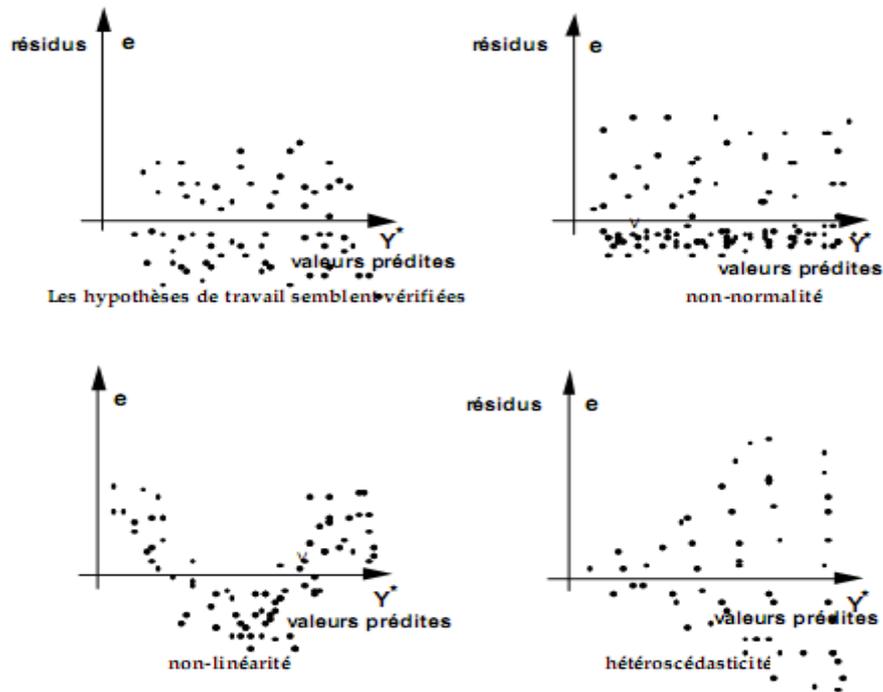


Figure. 1.3. Diagnostic par le diagramme des résidus.

La figure montre l'utilité du diagramme des résidus dans la validation d'un modèle car il fournit un nombre important d'informations non interprétables par d'autres indices.

Dans le cas de non linéarité, non normalité ou d'hétéroscédasticité, il est possible de remédier soit en tentant une régression non linéaire ou en optant pour une transformation des variables de la même manière citée précédemment.

1.2.2.3. Principaux modèles existants

Parmi les modèles existants pouvant être appliqués dans le domaine de l'hydrologie et du transport solide on cite:

1.2.2.3.1. Ligne tracée à l'œil

C'est une droite tracée visuellement afin de représenter un nuage de points. C'est la méthode la plus simple pour la construction des courbes de sédiments. Cette méthode offre une représentation moyenne des données. Son application exige des

données regroupées et non dispersées pour faciliter le traçage de la droite moyenne (Glysson, 1987).

Walling (1977a) pour des données sur la rivière Creedy a employé cette méthode pour comparer la charge sédimentaire annuelle estimée par les courbes de sédiments tracées à l'œil et celles construites par la technique des moindres carrés issue de la transformation logarithmique. Il conclut que la première méthode fournit une représentation significative des caractéristiques du transport solide du bassin versant mais engendre une grande sur-estimation avec une erreur qui dépasse +279% tandis que la deuxième méthode n'engendre qu'une erreur de +61%.

II.2.2.3.2. Le modèle linéaire

Parmi les relations qu'on peut établir entre deux variables, la relation linéaire est la plus simple et la plus pratique mais elle ne s'applique pas dans tous les cas (Bobee, 1978 ; Helsel et Hirsch, 2002). Sa propriété principale est la proportionnalité de x et y . Elle est appliquée surtout pour vérifier l'existence d'une relation.

Le modèle linéaire est donné sous la forme :

$$y_i = ax_i + b + \varepsilon_i$$

Les vrais valeurs de a et b sont inconnues cependant il est possible d'établir une équation de la droite de régression sous la forme :

$$\hat{y} = ax + b$$

où :

y_i : La i ème observation de la variable dépendante ;

x_i : La i ème observation de la variable indépendante ;

b : L'interception ;

a : La pente de la droite ;

ε_i : Le résidu qui mesure l'écart de l'observation y_i à la droite de régression ;

\hat{y} : La valeur prédite de y_i par la droite de régression : $\hat{y} = y_i - \varepsilon$

La droite de régression passe toujours par le point central des données (\bar{x}, \bar{y}) , donc la ligne droite passant par le point (x, y) peut être représenté par :

$$y_i - \bar{y} = a(x_i - \bar{x})$$

\bar{x} et \bar{y} Sont respectivement les moyennes de x et y .

Puisque les données (x_i, y_i) ne coïncide pas avec la ligne, la meilleure représentation de la régression est:

$$(y_i - \bar{y}) = a(x_i - \bar{x}) + \varepsilon$$

En remplaçant : $\hat{y} = y_i - \varepsilon$ dans l'équation précédente on obtient :

$$(\hat{y} - \bar{y}) = a(x_i - \bar{x})$$

$$\hat{y} = ax_i + \bar{y} - a\bar{x}$$

On remplace: $b = \bar{y} - a\bar{x}$ on aura l'équation de la droite de régression.

Pour avoir les meilleurs coefficients de la régression, il faut minimiser la somme des carrées de ε .

$$S = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y})^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - ax - b)^2$$

La valeur de cette fonction est minimum lorsque les dérivées de S par rapport à a et b s'annulent. On a donc :

$$\frac{\partial S}{\partial a} = 0 \rightarrow \sum_{i=1}^n y_i x_i - nb - a \sum_{i=1}^n x_i = 0$$

Et en divisant par n on aura: $\bar{y} = a\bar{x} + b$

$$\frac{\partial S}{\partial b} = 0 \rightarrow \sum_{i=1}^n y_i x_i - b \sum_{i=1}^n x_i - a \sum_{i=1}^n x_i^2 = 0$$

On remplace b par sa valeur :

$$\frac{\partial S}{\partial b} = 0 \rightarrow \sum_{i=1}^n y_i x_i - (\bar{y} - a\bar{x}) \sum_{i=1}^n x_i - a \sum_{i=1}^n x_i^2 = 0$$

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n y_i x_i - \bar{y} \sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \bar{x} \sum_{i=1}^n x_i}$$

En divisant le numérateur et le dénominateur par n on retrouve :

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} = \frac{\text{cov}(x, y)}{\text{var}(x, y)}$$

Le rapport : $\frac{\sum \varepsilon^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} = 1 - R^2$ dont R^2 est le coefficient de détermination qui traduit le degré de succès de la régression. Dans le cas de la régression linéaire, le coefficient R égale la valeur absolue du coefficient de corrélation r (Oosterbaan, 1994).

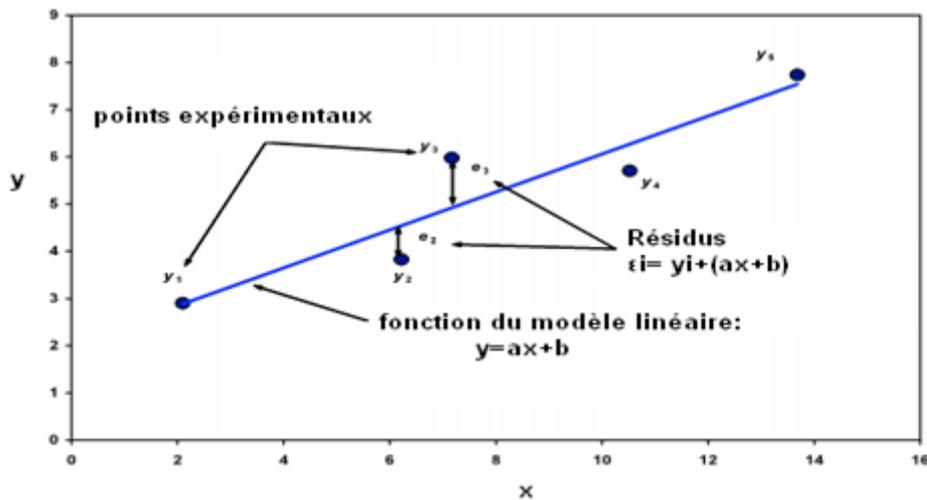


Figure. I.4. Droite de régression linéaire.

1.2.2.3.3. Le modèle logarithmique (Népérien)

Ce modèle utilise l'équation suivante pour calculer les moindres carrés:

$$y = a \ln x + b$$

Ce modèle n'est qu'une autre forme de la régression linéaire qui consiste en une application de la technique de transformation citée antérieurement de x à $\ln x$ (Rakotomalala, 2009).

Il exprime une variation proportionnelle de y au taux de variation de x .

Les paramètres de la droite de régression se déduisent de la même manière que pour le modèle linéaire.

1.2.2.3.4. Le modèle polynomiale

Il est sous la forme générale :

$$y = a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4$$

L'exemple simplifié est le polynôme de deuxième ordre : $y = a_1x + a_2x^2$

Selon les signes de a_i , on peut avoir le cas des deux figures suivantes :

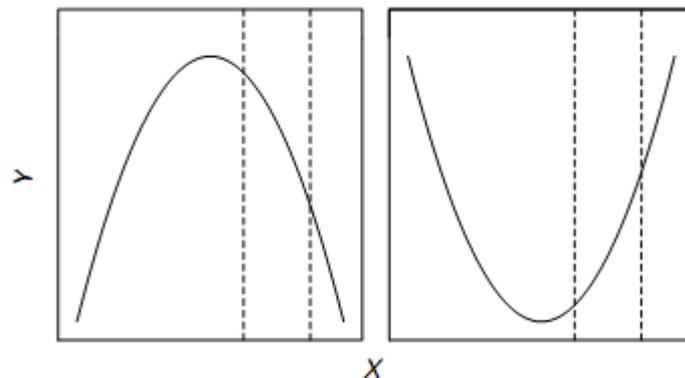


Figure. 1.5. La courbe représentative du polynôme de second degré.

Ce type de modèle est utile lors de l'existence d'un minimum ou d'un maximum pour les variables dépendantes. Plus l'ordre du polynôme augmente plus la courbe tend à mieux représenter les données et devient plus sinueuse. Ce modèle est généralement utilisé comme approximation et rarement utilisé pour la représentation des modèles physiques (Weisberg, 2005).

1.2.2.3.5. Le modèle exponentiel

Il est sous la forme:

$$Y = \alpha e^{\beta X}$$

Où α et β sont des paramètres à déterminer.

Cette relation n'est pas linéaire, elle représente une évolution (croissance ou décroissance) à un taux constant ou en accélération, surtout utilisé dans le cas où x = temps. Il est possible de la linéariser par la transformation de y en $\ln Y$ et x en X et ceci

en introduisant le logarithme népérien sur les deux parties de l'équation se qui donne la relation linéaire: $y = ax + b$ avec :

$a = \ln \alpha$ et $b = \beta$, pour éviter toute réfutation il faut ajouter un terme d'erreur ε , ce qui permet d'avoir le modèle linéaire déjà abordé antérieurement: $y = ax + b + \varepsilon$ qu'on peut traiter de la même manière par la technique des moindres carrées (Rakotomalala, 2009).

1.2.2.3.6. Le modèle en puissance

Il est sous la forme: $y = ax^b$. Il est souvent adopté pour la construction des courbes de sédiments où y représente la variable dépendante C (concentration) et x représente la variable indépendante Q (débit liquide). Il se décompose en :

a. modèle en puissance logarithmique :

C'est un modèle sous une forme linéaire issu de l'application du logarithme sur les deux cotés du modèle en puissance afin d'avoir une équation linéaire sous la forme :

$$\log y = \log a + b \log x$$

Avec : $\log a$ et b sont des paramètres de la droite de régression calculés par la méthode des moindres carrée.

$$b = \frac{\sum \log x \log y - n \overline{\log x} \overline{\log y}}{\sum (\log x)^2 - n (\overline{\log x})^2}$$

$$\log a = \overline{\log y} - b \overline{\log x}$$

$$a = 10^{\overline{\log y} - b \overline{\log x}}$$

Ce modèle issu de la re-transformation logarithmique est appliqué au couple (débit liquide-concentration) pour la première fois par Kennedy en 1895 sous sa forme : $C = aQ^b$ (Mimikou, 1982 ; Horowitz, 2002 ; Ghenim, 2008) puis par Campbel et Bauder en 1940 qui l'ont appliqué pour le couple (débit liquide-débit solide). Abrahams et Kellerhals en 1973 ont signalé que le débit solide n'est pas une variable mesurée comme la concentration des sédiments en suspension et qu'il est calculé à

partir des valeurs du débit et de la concentration ($Q_s = CQ$), Ceci revient à corrélérer x avec $(x \times y)$, ce qui peut produire des conclusions erronées sur C . Ils conclurent que l'équation sous la forme : $\log C = a + b \log Q + \log \varepsilon$ représente mieux la relation entre C et Q (Campbell, 1977), où ε représente l'erreur commise log-normalement distribuée et a , b sont les coefficients de régression dont a est un index de sévérité d'érosion et b exprime la force érosive de la rivière (Asselman, 2000). Après re-transformation à l'échelle arithmétique, cette relation s'écrit :

$$C = aQ^b \varepsilon$$

Où ε est normalement distribuée.

Ce modèle a été contesté par plusieurs auteurs suite à sa tendance de sous estimer l'apport solide en suspension (Duan (1983), Janson (1985,1997), Walling et Webb (1988), Newman (1992), Asselman (2000), Khanchoul et Janson (2008) ...).

b. Le modèle en puissance avec transformation en racine quatre :

L'une des transformations appliquées est celle élaboré par Sadeghi (2008) dans une étude sur huit stations dans un petit bassin versant au Japon, parmi plusieurs modèles de régression et de transformations, le modèle en puissance traité par la méthode des moindres carrés après la transformation en racine quatre des données offre les meilleurs résultats avec une sur-estimation de 113% à 430% pour les données des stations prises individuellement.

c. Le modèle en puissance arithmétique :

La fonction de la régression non-linéaire en puissance s'écrit :

$$C = aQ^b + \delta$$

où a et b sont les paramètres de la régression et δ l'erreur normalement distribuée.

Malgré que la majorité des programmes spécifiques d'analyse de données non linéaires doivent être transformés sous forme linéaire puis analysés par régression linéaire, cette transformation peut influencer largement sur l'erreur et altère la relation existant entre deux variables. Il est donc nécessaire d'opter pour la technique de régression non linéaire soit à l'aide de logiciels spécifiques tels que: Statistica, Origin,

Sigma Plot, ou bien par élaboration d'un petit programme sous le complément Solver de Microsoft Excel (Brown, 2001; Crowder et al, 2007). Ces techniques utilisent le même concept que la régression linéaire qui consiste à minimiser la valeur de la somme des carrés des écarts entre y_i et la droite de régression, mais dans ce cas la solution est atteinte après plusieurs itérations (Brown, 2001).

Cette méthode est justifiée par plusieurs chercheurs tels que Margareta Jansson (1985) qui a étudié la différence existant entre la régression linéaire de la transformation logarithmique (2a) et la régression non linéaire de la fonction puissance (1) appliquée sur des données de la rivière Ljusnar en Suède (figure. I.6). Ses études révèlent que la première méthode sous-estime la charge solide à 67%. Même après application du coefficient de correction, ce modèle reste médiocre tandis que le deuxième modèle apporte une sous-estimation de 4,6%.

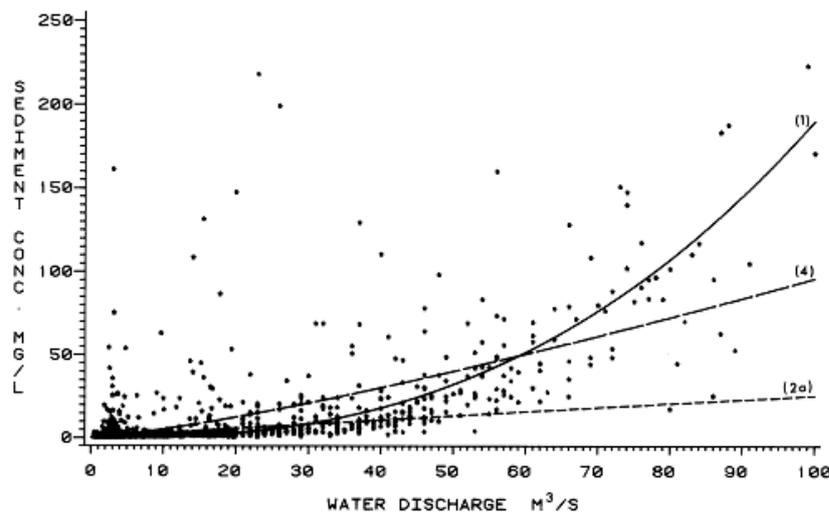


Figure. I.6. Représentation de la courbe du transport solide en suspension de la rivière Ljusnar en Suède établie par Jansson (1985).

Asselman (2000) à son tour par l'application de quatre modèles qui sont le modèle linéaire de la transformation logarithmique, le modèle précédent avec coefficient de correction, le modèle non linéaire, le modèle précédent avec coefficient additif, sort par une sous estimation de 10 % à 50 % de l'apport solide en suspension avec une tendance de diminution après correction. La meilleure estimation est aboutie lors d'application du modèle non linéaire pour la majorité des zones étudiées. Les résultats des valeurs moyennes des apports solides en suspensions calculées par l'application de ce modèle diffèrent à moins de 20% des valeurs mesurées.

d. Modèle en puissance avec terme additif :

C'est l'un des modèles appliqués par Asselman (2000), il consiste en un modèle en puissance avec terme additif (p) sous la forme suivante :

$$C = aQ^b + \delta + p$$

Ce modèle se résout de la même façon itérative que le modèle non linéaire avec trois paramètres a , b et p .

Ce modèle donne une bonne représentation pour les stations ayant des données de la concentration en sédiments en suspension relativement élevées par rapport aux débits liquides. De même, la diminution de la concentration se fait avec une légère proportionnalité avec celle du débit.

e. modèle non linéaire avec maximisation de r^2 :

C'est une approche proposée par Crowder et al (2006), elle est sous la forme :

$$\log(y) = \log a + b(\log x)^c$$

Avec: y est le débit solide et x est le débit liquide.

Cette tentative est proposée pour le cas des données de certaines rivières qui lors de l'application de la fonction en puissance issue de la transformation logarithmique, le nuage de point du couple $\log Q_s$ en fonction de $\log Q$ ne s'aligne pas le long d'une ligne droite mais sous forme de courbe concave ou convexe. Ceci engendre une sous estimation du flux sédimentaire pour les débits élevés en cas de station concave, et une sur estimation du flux sédimentaire des débits élevés pour les stations convexes.

La détermination des paramètres résulte de l'emploi de la méthode des moindres carrées pour les deux variables $\log Q_s$ et $(\log Q)^c$ ou c est une variable déduite itérativement afin d'atteindre la valeur maximum de r^2 .

Pour le cas d'une valeur du paramètre $c=1$, on aboutit au modèle (a):

$$\log(y) = \log a + b(\log x)$$

Ainsi, les données s'alignent le long d'une ligne droite.

f. Méthode stratifiée suivant les classes du débit :

Dans le cas où l'on dispose d'une large série de données qui se disperse en grande quantité dans une partie par rapport à une autre d'un nuage de point (Douglas, 1987), la vérification de l'hypothèse de la distribution normale sera abandonnée (Jansson, 1985).

Jansson (1996) adopte cette méthode pour palier à la difficulté d'application de la fonction puissance aux données de la rivière Reventazon à Palomo qui sont extensives par rapport à la mémoire d'un micro-ordinateur.

Cette technique consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs de la concentration pour des classes de débit. La moyenne de la concentration (C_m) pour chaque classe peut être portée sur un graphe en fonction du débit moyen correspond (Q_m), et la courbe de sédiment sera définie par rapport à ces nouveaux points (Glysson, 1987).

Afin d'avoir l'équation de la droite de régression pour ces valeurs moyennes, la régression linéaire de la re-transformation logarithmique des valeurs moyennes de C et Q sera appliquée pour aboutir à l'équation :

$$\log C_m = \log a + b \log Q_m$$

où : C_m est la concentration moyenne de la classe de débit ;

Q_m est le débit liquide moyen en classe de débit.

Cette équation selon Jansson (1996) peut bien représenter les données pour des gammes de débits élevés mais non pas pour les faibles débits.

La représentation de ces valeurs moyennes dans une échelle logarithmique fait apparaître l'inclinaison le long d'une ligne imaginaire. Les points de rupture servent à diviser l'ensemble en une ou plusieurs courbes de sédiments calculées par régression linéaire de la re-transformation logarithmique des valeurs moyennes séparées par les classes de débit (Khanchoul et Jansson, 2008; Rovira et Batalla, 2006).

On peut également effectuer des divisions pour aboutir à des sous modèles qui améliorent plus le degré de la précision, telle que la division des données par saison

(sèche et humide), crue et décrue (Walling et Webb, 1981 ; Walling, 1977 a et b ; Asselman, 2000 ; Glysson, 1987 ; Sadeghi, 2007, Khanchoul et Jansson, 2008).

g. La correction du modèle en puissance:

Il est constatable d'après la définition des deux modèles en puissance (logarithmique et arithmétique) que la régression en modèle puissance des données originales diffère de celle de la re-transformation logarithmique. Dans le modèle linéaire les résidus doivent avoir une distribution normale ce qui implique entre autres la nullité de la moyenne des résidus ($E(\varepsilon) = 0$). Cependant quand les valeurs prédites par le modèle logarithmique sont re-transformé vers le domaine original, les résidus n'auront pas la distribution normale et la moyenne des résidus serait généralement plus que zéro (Kao et al, 2005).

Cette différence selon plusieurs auteurs (Duan, 1983 ; Newman, 1993 ; Walling et al, 1988 ; Jansson, 1985 ; Janson, 1996) est responsable de l'erreur ou biais donné par le modèle. Pour surmonter ce biais Ferguson (Walling et al, 1988 ; Janson, 1985 ; Jansson, 1996) par des techniques purement statistiques développe un facteur de correction adapté à la transformation au logarithme décimal tiré d'après le coefficient de correction de Miller (1994) pour le logarithme naturel :

$$CF_1 = 10^{1.151S^2}$$

$$S^2 = \frac{1}{n} \sum_1^n (\log C_{obs} - \log C_{cal})^2$$

CF_1 : Facteur de correction de Ferguson

S : Erreur standard

n : Taille de la série

$\log C_{obs}$: Logarithme décimal la concentration observée

$\log C_{cal}$: Logarithme décimal de la concentration calculée par la régression.

L'application de ce coefficient de correction exige une distribution normale des résidus. Duan (1983) propose un autre facteur de correction qui ne dépend d'aucune supposition sur la distribution d'erreur. Il est donné par :

$$CF_2 = \frac{1}{n \sum 10^{\varepsilon_i}}$$

Avec :

ε_i : Résidu de l'observation i ;

$$\varepsilon_i = \log(C_{obs}) - \log(C_{cal})$$

Après application de coefficient de correction, on aura :

$$C = (aQ^b).CF$$

L'application du coefficient de correction a été testée dans plusieurs travaux qui ont confirmé l'amélioration de l'estimation de la charge solide. Ferguson avait testé l'application du coefficient CF_1 (Walling et Webb, 1988), il trouva une amélioration de la sous-estimation de moins 10%. Une même valeur de sous-estimation est rapportée par Hansen et Bray en 1987 suite à l'emploi du coefficient de correction CF_2 (Walling et Webb, 1988). Asselman (2000) par une étude sur le bassin de Rhine conclut que l'utilisation de la loi en puissance issue de la re-transformation logarithmique tend à sous-estimer la charge solide de 10% à 50% et que l'application du coefficient de correction apporte une diminution de cette sous-estimation.

D'autres auteurs ont discuté l'efficacité d'application de ces deux coefficients de correction et concluent qu'ils tendent à trop augmenter l'erreur et faussent la prédiction dans le cas d'une sur estimation. L'application de ces deux coefficients de correction peut engendrer des erreurs de plus de 16% dépassant même l'erreur engendrée avant leur application (Walling et Webb, 1988).

Pour cela et dans le cas d'une sur estimation, Kao et al (2005) établissent un autre coefficient de correction (β) applicable pour des données non transformées en domaine logarithmique, il peut s'adapter pour le cas des deux modèles (linéaire ou non linéaire), il est calculé de la manière suivante:

$$\beta = \frac{\sum_i^n (\varepsilon_i)}{\sum_i^n aQ^b}$$

Avec : $\varepsilon_i = C_{obs} - C_{est}$

Ce coefficient peut être positif ou négatif ;

La concentration des sédiments en suspension corrigée sera donnée par :

$$C_{cor} = (1 + \beta)aQ^b$$

Avant d'entamer les calculs, il faut bien choisir le modèle de la relation à envisager. Opter pour un modèle ou un autre doit s'appuyer sur certaines règles (Belhadi, 2007) :

- La connaissance théorique du phénomène étudié ou du terrain où se déroule l'étude constitue un élément essentiel pour l'adaptation du bon modèle dans le cas des phénomènes à des distributions évidentes.
- Le nuage des points aide considérablement dans le choix de la nature de la courbe la plus proche s'il n'existe pas des connaissances préalables de la distribution du phénomène.

Généralement ces deux tentatives n'aboutissent pas à spécifier le modèle le plus représentatif et c'est le cas le plus rencontré puisque la majorité des phénomènes à étudier sont souvent nouveaux. Ainsi, les phénomènes naturels sont connus par leur caractère aléatoire d'où résident leurs complexités et difficultés d'obtenir un nuage de points qui adhère à une courbe quelconque. Il est donc utile d'opérer pour une sélection de modèles à base du plus grand coefficient de détermination puis justifier le choix du modèle final en fonction d'autres paramètres qui évaluent la fiabilité d'estimation des modèles.

Chapitre II

Caractéristiques de la région d'étude

II.1. Introduction

Le bassin versant de la Tafna vu ces caractéristiques constitue une source considérable de sédiments en suspension se déposant au fur et à mesure au fond de ses réservoirs d'eau. Afin de pouvoir effectuer une analyse et une comparaison sur la base des observations issues de différents sous-bassins, il est utile de rechercher les causes et les paramètres qui influencent la variabilité hydrologique. La recherche de ces causes conduit à ce qui fait la différence entre un bassin et un autre : le climat et le milieu physique (Dubreuil, 1974). Les caractéristiques morphométriques et climatiques d'un bassin versant influent fortement sur la réponse hydrologique et sur le régime des écoulements. La connaissance de ces paramètres (forme, altitude, pente du relief, etc...) conduit à une bonne compréhension de l'importance des apports liquides et solides engendrés par un bassin par rapport à un autre.

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

Le bassin versant de l'Oued Tafna (figure. II.1) couvre une grande partie de l'Ouest de l'Algérie. Il appartient à l'unité hydrographique de l'Oranie-Chott Chergui. Il draine une superficie de 7245 Km² et alimente cinq grands barrages de la wilaya de Tlemcen: Béni Bahdel, Hammam Boughrara, Meffrouche, Sikkak et Sidi Abdelli.

Près de 73% de la surface drainée par cet Oued se trouve dans le territoire Algérien, partagé entre la wilaya de Tlemcen avec 69,3% et la wilaya d'Ain Témouchent avec 03,6%, le reste se trouve à l'intérieur du territoire Marocain.

Ce bassin est limité au Nord-Ouest par Djebel Traras, et au Nord-est par Djebel Tessala. Il est composé dans sa partie Sud-Est par les monts de Tlemcen et dans sa partie centrale (Maghnia) et Est (Ghossels) on trouve des plateaux de 200 à 500 m d'altitude.

Son cours d'eau principal est Oued Tafna qui prend naissance au sud de Seb dou à 1500 m d'altitude dans les gorges encaissées des monts de Tlemcen, les premières eaux descendent d'un sillon formé par l'ourlet montagneux qui borde les Hauts-plateaux. Le colonel Niox (1980) décrit que la Tafna et l'Oued Isser qui est le

principal affluent y prennent leurs sources au pied du Djebel Kouabet et coulent en sens opposé, ils décrivent une grande circonférence, en enveloppant dans leurs courbes le massif montagneux de Tlemcen. Du côté de Maghnia l'Oued Tafna recueille l'Oued Mouillah et l'Oued Ouaderfou. Après cette jonction, il change de direction en traversant les plaines et les plateaux intérieurs (Maghnia, Zenata, Ouled Riah). Aux environs de Remchi, il conflue avec Oued Isser à 80 m d'altitude et à 25 km de la côte. Il termine son parcours dans la mer Méditerranée en traversant la plage de Rachgoun.

Le parcours de l'Oued Tafna est d'environ 148 Km de long. Il permet une distinction de trois zones: la haute, la moyenne et la basse Tafna.

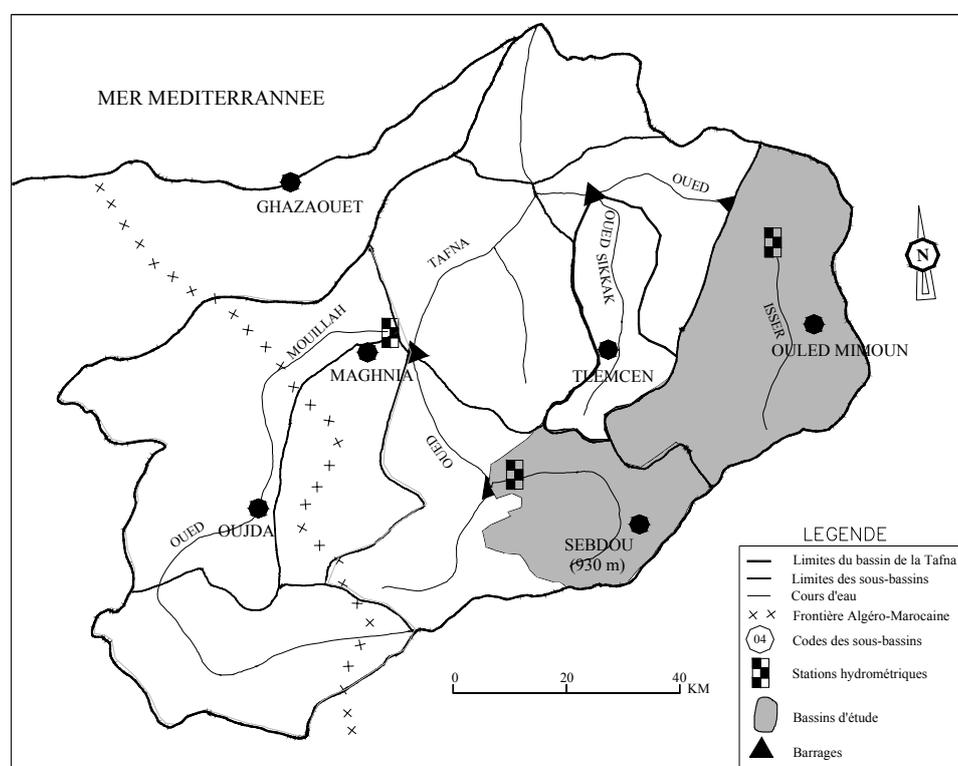


Figure. II.1. Carte de la localisation des deux sous bassin versant d'étude par rapport au bassin versant global.

II.2.1. La haute Tafna

D'une superficie de 1016 Km² et d'un périmètre de 165 km, ce bassin est régularisé par le barrage de Béni Bahdel qui date de la période 1934-1940, d'une capacité initiale de 63 millions de m³.

Elle s'étend depuis la résurgence de l'Oued Tafna au niveau de Ghar Boumaza au sud de Sebdou, il creuse son chemin en recevant des ramifications qui se réunissent au environ de Sebdou, au-delà de laquelle, il traverse une vallée encaissée. Aux environs de Beni Bahdel, il reçoit l'Oued Khemis sur sa rive droite et l'Oued Sebdou sur sa rive gauche. Dans ce travail on se limite pour l'étude de cas à une partie de la haute Tafna correspondant au sous-bassin versant de Sebdou.

II.2.2. La moyenne Tafna

A l'aval de Béni Bahdel la rivière se dégage des longues gorges dans lesquelles son lit est encaissé, elle reçoit de nombreux affluents dont l'Oued Mouilah sur la rive gauche. La moyenne Tafna comprend la partie entre le barrage Hammam Boughrara et le confluent de l'Oued Isser. Elle comprend, en rive gauche une partie du versant sud des monts des Traras et en rive droite une partie du versant Nord des monts de Tlemcen.

L'Oued Isser coule d'abord vers le Nord-est, il se replie ensuite perpendiculairement au Nord pour couler dans la vallée des Ouled Mimoun, il se jette dans le barrage de Sidi Abdelli (El Izdihar) qui est d'une capacité globale de 110 millions de m³ deuxième grand barrage de la wilaya après celui de Hammam Boughrara, sa mise en service est en 1989. La partie du bassin versant formée par l'Oued Isser avant le barrage constitue le sous bassin versant d'Isser concerné par notre étude en parallèle avec celui de Sebdou (figure. II.1).

II.2.3. La basse Tafna

L'Oued Tafna traverse les plaines de Remchi où il reçoit l'Oued Isser, et perce la muraille des montagnes des Traras pour enfin rejoindre la côte. La wilaya de Tlemcen couvre donc partiellement l'amont de ce sous-bassin versant.

II.3. Le sous bassin versant de l'Oued Sebdo

Il est d'une superficie de 255.50 km² et d'un périmètre de 78 km. La longueur de son cours d'eau principal est de 30.9 km. Ce sous-bassin versant représente la partie de la haute Tafna avant le barrage de Béni Bahdel.

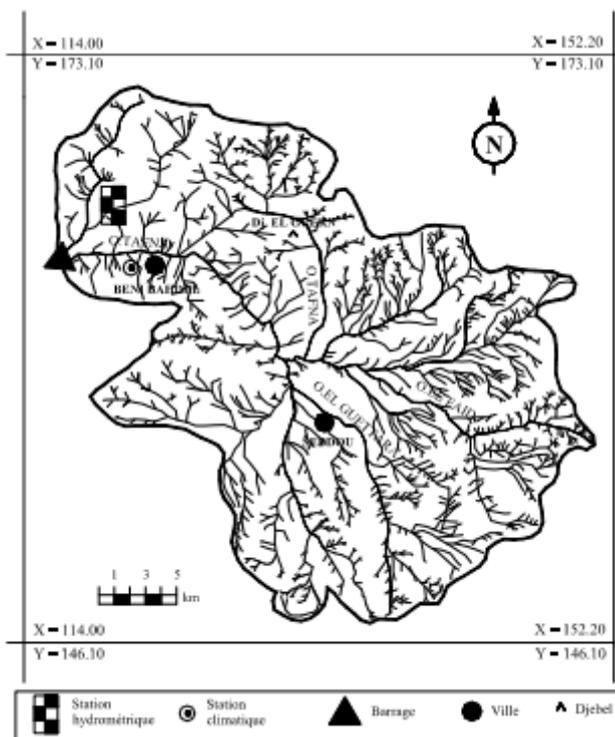


Figure. II.2. Réseau hydrographique du sous-bassin versant de l'Oued Sebdo.

La majorité des valeurs des paramètres morphologiques des deux sous bassins versants Sebdo et Isser sont reprises d'après (Bouanani, 2004), et récapitulées respectivement dans le tableau. II. 1, II. 5.

Tableau. II.1. Quelques Paramètres morphométriques du sous-bassin versant de l'Oued Sebdou.

Paramètre de forme	Superficie Km ²	Périmètre km	Coefficient de compacité de Gravelius K _c	
	255.5	78	1.37	
Paramètre morphométrique	Densité de drainage D _d	Rapport de confluence R _c	Rapport de longueur R _L	
	2.88	3.43	2.38	
Paramètre de relief	Indice de pente I _p	Indice de pente globale I _g	Coefficient de Torrentialité C _T	Temps de concentration T _c
	1.46	0.016	15.2	07 h 00

(Bouanani, 2004)

L'analyse du tableau précédent reflète certaines informations:

- La valeur du coefficient de compacité est de 1.37. Elle indique que le bassin versant est un peu allongé ($K_c > 1$) ;
- Le bassin versant est bien drainé, d'un réseau hydrographique mal organisé ($R_c > 2$) ;
- L'indice de pente global dans ce cas ne permet pas de donner une idée sur le relief d'après la classification de l'Orstom. Il se limite à des surfaces de bassin versant inférieur à 25 km². La classification qui ne tient pas compte de la surface est fonction de la dénivelée spécifique D_s donnée à partir de la formule suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = 255m$$

A : Est la surface du bassin versant en m² ;

En se référant au tableau II.2, on constate que ce bassin versant est d'un relief fort.

Tableau. II.2. Classement du relief à partir de la dénivelée spécifique selon la classification de l'ORSTOM (Indépendant de la surface).

Relief	Valeur de D _s
Relief très faible	Ds m < 10
Relief faible	10 m < Ds < 25
Relief assez faible	25 m < Ds < 50
Relief modéré	50 m < Ds < 100
Relief assez fort	100 m < Ds < 250
Relief fort	250 m < Ds < 500

(Soukatchoff, 2003)

La pente est l'un des facteurs conditionnant le ruissellement. Une pente qui dépasse 20% engendre un écoulement très fort (Boulghobra, 2006). D'après la figure. II.3, presque la moitié (49%) de la surface de ce sous bassin versant présente des pentes supérieures à 25% (Megnounif et al, 2003) dessinant le périmètre du sous bassin et coïncidant avec la zone montagneuse (les monts de Tlemcen). Ces pentes tendent à s'adoucir en se dirigeant vers le centre où se localisent les plaines intérieures.

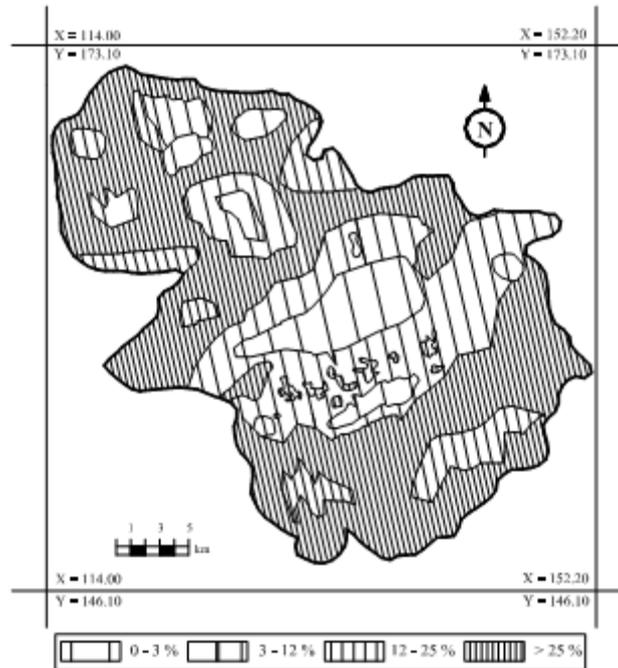


Figure. II.3. Carte de pente du sous bassin versant de Sebdou.

La plupart des facteurs météorologiques et hydrologiques sont fortement liés à l'altitude. La répartition des altitudes en fonction des pourcentages des surfaces cumulées permet de tracer la courbe hypsométrique (figure. II.4). Celle-ci reflète par sa forme l'allure des pentes et leurs répartition en altitude. Cette courbe montre une pente faible dans les hautes altitudes, et une pente qui s'accroît vers les basses altitudes. Son allure indique que le bassin versant de l'Oued Sebdou est en état de jeunesse aux niveaux des aires à haute altitude allant vers un état d'équilibre à faible potentiel érosive au niveau inférieur.

Tableau. II.3. Répartition des pourcentages des aires cumulées en fonction des tranches d'altitudes.

Tranche d'altitude (m)	% Ai cumulées
1465-1400	0.55
1400-1300	6.02
1300-1200	18.44
1200-1100	38.99
1100-1000	66.58
1000-900	89.79
900-800	96.17
800-700	99.93
700-688	100

(Bouanani ,2004)

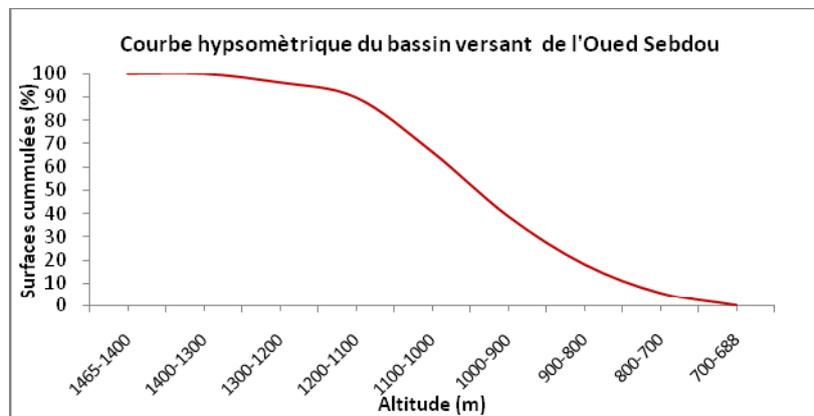


Figure. II.4. Courbe hypsométrique du sous bassin versant de Sebdu.

Ce bassin versant est d'un coefficient de torrentialité important dû à son caractère pentu, et le temps que met la goutte d'eau la plus éloignée pour arriver à l'exutoire (T_c) est de 7 heures.

La géologie d'un bassin versant conditionne le régime de ses cours d'eau. En période de crue l'écoulement superficiel est d'autant plus important que les terrains sont imperméables. Alors qu'en période de décrue l'écoulement est important suite à la résurgence des eaux qui est fonction de l'importance des nappes et des sols perméables.

D'après la carte lithologique du bassin versant (figure .II.5), et d'après la classification d'ORSTOM (Tableau. II.3) on constate que le sous bassin versant de Sebdu est constitué d'une faible occupation de grès, une faible alternance de calcaires et marnes et l'existence d'une faible zone occupée par les calcaires et les

dolomies karstiques se localisant en grande partie au Sud Ouest. Tandis que la part du lion est occupée par des marno-calcaires. Quoique les calcaires et les grès soient des formations perméables et dures, leur association avec des argiles gonflantes favorise le déclenchement du ruissellement d'où l'entraînement des particules fines (Arabi et al, 2004). En termes de pourcentage ce bassin versant est constitué à 75% de sa superficie de formations perméables et 25% en formations non perméables (Bouanani, 2004). Si on traduit ces pourcentages aux sols susceptibles à l'érosion et sols résistants on aura 45% des sols résistants et 55% des sols fragiles à l'érosion. La partie centrale du bassin correspondant à la cuvette de Sebdoou constituée par des alluvions perméables.

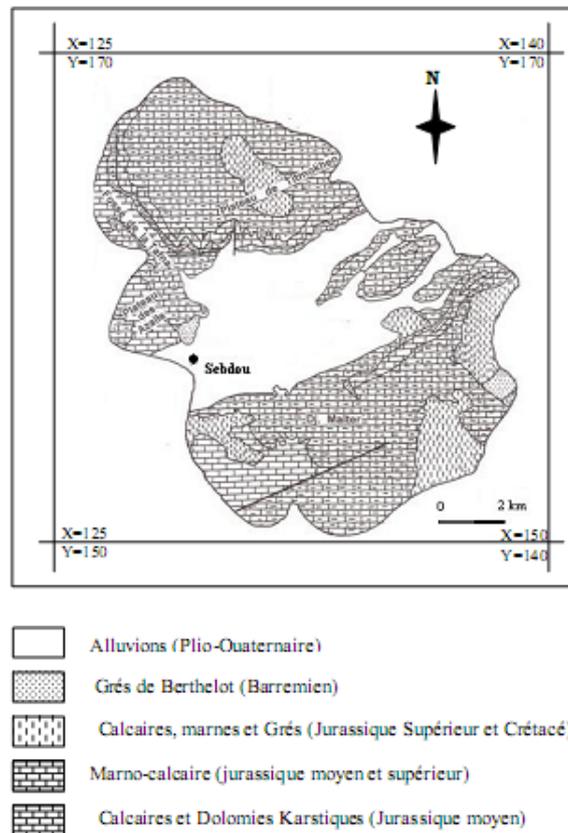


Figure. II.5. Carte lithologique du bassin versant de Sebdoou.

Tableau. II.4. Classification des sols d'après ORSTOM.

Classe	Intitulé	Exemple
P1	Zone perméable à aquifère drainant ou non drainé	Formations gréseuses dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin versant
P2	Zone perméable à aquifère drainée	Formations gréseuses dont les sources alimentent le réseau
P3	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance marne-calcaire
P4	Zone karstique	Formation calcaire avec perméabilité de fissure et développement d'un réseau souterrain
P5	Imperméable	Terrains marneux, argileux, cristallins (granite, schistes)

(Laborde, 2000)

Le couvert végétal vient ajouter son influence à celle de la nature géologique pour conditionner la rapidité du ruissellement superficiel. Le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin sans écarter son rôle important dans le maintien de la structure du sol et la lutte contre l'érosion. Nous avons 9.62% de la surface du bassin versant est d'un couvert végétal mort, 33.84% d'un couvert forestier dégradé. Il résulte que plus de 43% du bassin versant est mal protégée contre l'érosion hydrique.

Les terres de pâturage (souvent tassées) occupent une aire de 16.68% et les cultures extensives (instables) sont pratiquées dans 16.14 % de la superficie. Ces deux types de couvert végétal protègent moins le sol par rapport au couvert forestier et agro-forestier (Sabir, 2007).

La partie sud du bassin versant est occupée dans sa grande partie par un couvert forestier dégradé ou mort sur des pentes fortes (>25%) et sur des formations constituées d'une alternance marneuse. Elle constitue une zone productive en sédiments.

Le couvert forestier normal et l'arboriculture occupent respectivement 21.78 % et 1.94 % de la surface globale du sous bassin versant.

Tableau. II.5. Répartition du couvert végétal dans le bassin versant de Sebdou.

Occupation des sols	% des surfaces
Cultures extensives	16.14
Couvert forestier dégradé	33.84
Couvert forestier normal	21.78
Arboriculture	01.94
Couvert mort	09.62
Prairies et terrains de pacage	16.68

(Bouanani, 2004)

II.4. Le sous bassin versant de l'Oued Isser

Sa superficie est de 1140 km², il fait plus de quatre fois de la superficie du bassin précédent. Son périmètre est de 180.95 km, la longueur de son cours d'eau principal est de 66 km.



Figure. II.6. Réseau hydrographique du sous-bassin versant de l'Oued Isser.

Au premier regard, la figure. II.6 reflète que ce bassin est plus allongé que celui de Sebdou, et le tableau. II.5 justifie cela par une valeur de K_c de 1.5, ce qui influe sur

le temps de concentration. Ce bassin est d'un rapport de longueur moins important d'où une densité de drainage moins importante, d'un réseau hydrographique mal hiérarchisé, la dénivelée spécifique est de 371.4, d'où le relief est fort. Le coefficient de torrentialité est faible alors que le temps de concentration est très important (14 h 30 mn).

Tableau. II.6. Paramètres morphologiques du sous bassin versant de l'Oued Isser.

Paramètre de forme	<i>Superficie Km²</i>	<i>Périmètre km</i>	<i>Coefficient de compacité de Gravelius K_c</i>	
	1140	180.95	1.5	
Paramètre morphométrique	<i>Densité de drainage D_d</i>	<i>Rapport de confluence R_c</i>	<i>Rapport de longueur R_L</i>	
	1.08	3.7	2.05	
Paramètre de relief	<i>Indice de pente I_p</i>	<i>Indice de pente globale I_g</i>	<i>Coefficient de Torrentialité C_T</i>	<i>Temps de concentration T_c</i>
	0.1	0.011	2.1	14 h 30 mn

La partie sud du bassin renferme des pentes très fortes qui dépassent 30% c'est la partie qui représente les monts de Tlemcen au niveau desquels se dégage l'Oued Isser. Cette classe de pente occupe une grande partie du sous bassin. Vers le centre, on rencontre des pentes qui s'adoucissent à moins de 10%, cette partie correspond aux plaines intérieures.

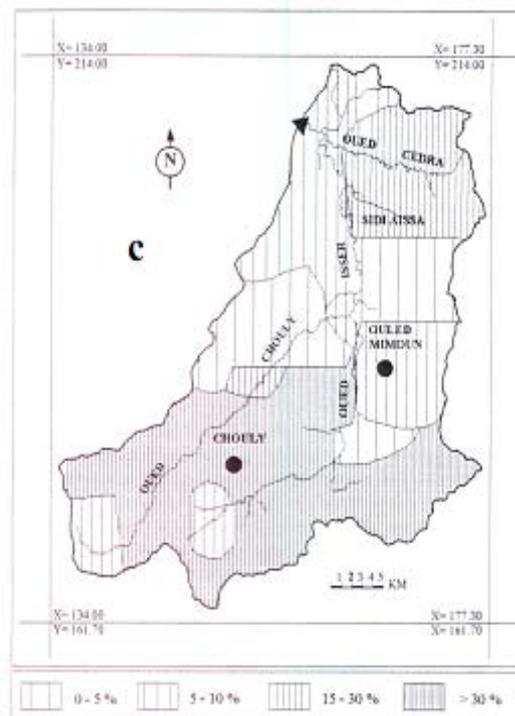


Figure. II.7. Carte de pente du sous bassin versant d'Isser.

La répartition des aires cumulées en fonction des altitudes permet de tracer la courbe hypsométrique (figure. II.8) qui marque un état d'équilibre à faible potentiel érosif.

Tableau. II.7. Répartition hypsométriques des aires cumulées du sous bassin versant d'Isser.

Tranche d'altitude(m)	% Ai cumulées
1625-1200	17.87
1200-1000	33.87
1000-800	49.32
800-600	73.87
600-400	96.43
400-275	100

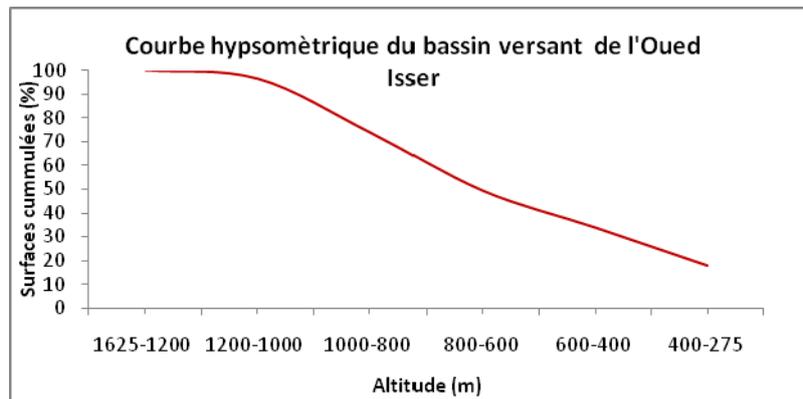


Figure. II.8. Courbe hypsométrique du sous bassin versant de l'Oued Isser.

Le domaine géologique est illustré par la figure. II.9, il est caractérisé par une variété de roches telles que les alluvions et les grés avec une faible occupation. Une grande proportion de calcaires, dolomies et marnes. Les formations perméables occupent 60% de la superficie totale, le reste constitue les sols non perméables (Bouanani, 2004). De même le pourcentage des sols résistants est de 43%. Le reste est constitué de sols fragiles.

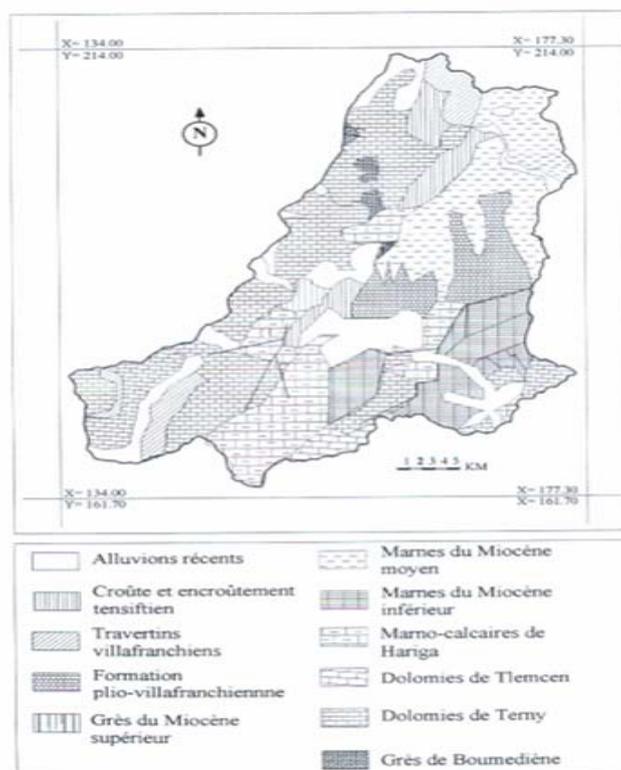


Figure. II.9. Carte géologique du sous bassin versant de l'Oued Isser.

La répartition du couvert végétal indique qu'environ 40% des terres ont un couvert végétal mort et dégradé, dispersé souvent sur des pentes fortes $> 30\%$. Il se localise dans la partie sud sur des sols constitués en dolomies, marno-calcaires et calcaires. Ce type de couvert végétal apparaît aussi avec une faible occupation au niveau de la partie centrale du bassin versant sur des pentes comprises entre 0 et 10% où les sols sont constitués de dolomie et des marno-calcaires.

Tableau. II.8. Distribution du couvert végétal dans le bassin versant de l'Oued Isser.

Occupation des sols	% des surfaces
Cultures extensives	37.19
Couvert forestier dégradé	34.12
Couvert forestier normal	13.43
Arboriculture	9.19
Couvert mort	5.22
Prairies et terrains de pacage	0.89

(Bouanani, 2004)

Cette première vue d'ensemble permet de former une interprétation anticipé que le sous bassin versant de Sebdou sera plus susceptible à l'érosion que celui d'Isser.

II.5. Aperçu climatique

Dans les zones semi-arides, les facteurs climatiques ont une influence considérable sur les pertes en sol (Achite et al, 2005), Le climat de la région d'étude est de type méditerranéen caractérisé par son irrégularité dans le temps et dans l'espace et son agressivité avec un hiver pluvieux et un été sec (Adjim, 2004; Ghenim, 2008). La hauteur et l'orientation des barrières de montagne créent de nombreuses variétés locales de ce climat (Bouanani, 2004).

Pour avoir une idée sommaire sur le climat des deux sous bassins d'étude, on a eu recours à exploiter les données des deux stations climatiques dont on a considéré comme représentatives de fait que leurs répartitions spatiales les mettent respectivement au centre des deux sous bassins. Il s'agit de la station climatique de Béni Bahdel, et celle de Chouly. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau ci-dessous.

Tableau. II.9. Caractéristiques des deux stations pluviométriques.

Nom de la station climatique	Code	Coordonnés Lambert		
		X	Y	Z
Béni Bahdel	16-04-03	114.98	164.6	666.00
Chouly	16-06-01	149.64	181.20	747.00

II.5.1. Température

Faute de données représentatives de notre période d'étude, on a exploité les données citées dans le travail de Adjim (2004). Les valeurs sont relatives aux maximums, minimums et moyennes mensuelles des températures représentées dans le tableau. II.10.

Tableau. II.10. Températures moyennes mensuelles et annuelles des deux stations climatiques Béni Bahdel et Chouly.

Station	Température	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou	Annuelle
Béni Bahdel (1941-1987)	m	17.0	12.0	9.0	5.0	5.0	5.0	7.0	9.0	12.0	16.0	19.0	19.0	11.3
	M	30.0	24.0	18.0	15.0	14.0	16.0	18.0	20.0	24.0	29.0	34.0	34.0	23.0
	(M+m)/2	23.5	18.0	13.5	10.0	9.5	10.5	12.5	14.5	18.0	22.5	26.5	26.5	17.1
Chouly (1969-1987)	m	13.5	9.6	6.5	3.7	2.3	3.2	4.7	6.5	8.8	12.3	15.1	16.2	8.5
	M	29.6	24.0	18.5	14.7	13.7	14.6	17.3	19.7	23.0	28.1	32.7	32.2	22.3
	(M+m)/2	21.6	16.8	12.5	9.2	8.0	8.9	11.0	13.1	15.9	20.2	23.9	24.2	15.4

Le tableau ci-dessus montre un même processus de variation de la température au niveau des deux stations par l'enregistrement d'un minimum au mois de janvier avec (9.5 °C, 8°C) et d'un maximum au mois d'août avec (26.5°C, 24.2°C).

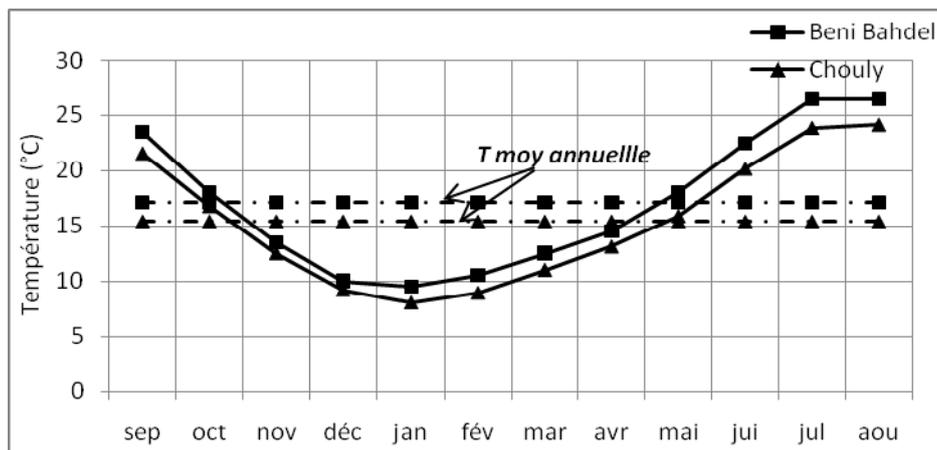


Figure. II.10. Variation mensuelle des températures au niveau des deux stations climatiques.

D'après la figure. II.10, on remarque une baisse de température au dessous de la moyenne annuelle qui commence à partir du mois d'Octobre jusqu'au mois d'Avril avec un minimum au mois de Janvier, tandis que la saison sèche s'étale du mois de Mai à Septembre. Cette période joue un rôle essentiel dans la préparation d'un stock de sédiments favorisé par des sols dénudés de végétation et asséchés (Williams, 1989). La température moyenne annuelle au niveau de la station de Béni Bahdel est de 17.1°C. Elle dépasse celle de la station de Chouly qui est de 15.4°C. Ceci peut être justifié par le fait que la station de Chouly se trouve à une altitude plus élevée et loin que celle de Béni Bahdel des hautes plaines steppiques.

II.5.2. Précipitation

Pour connaître le comportement de la variation des précipitations au niveau des deux sous bassins Sebdou et Isser, nous disposons des valeurs des précipitations mensuelles des mêmes stations précédentes qui s'étendent de 1972-2004 pour la station de Béni Bahdel et de 1988-2004 pour la station de Chouly.

Pour évaluer la variabilité des précipitations sur la région, nous avons employé le coefficient de variation exprimé en pourcentage (%) sachant que :

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{P}}$$

Avec :

\bar{P} : Moyenne de la série; σ : Écart type.

Le coefficient de variation des pluies est une mesure assez efficace de la variabilité par rapport à la moyenne d'un échantillon.

Tableau. II.11. Paramètres d'échantillon.

Station	Max	Min	Ecart type	Moy	Cv (%)
Béni bahdel	729.1	210.5	123.95	423.3	29
Chouly	600.9	280.4	80.31	389	21

Le tableau caractérise l'importance de l'écart existant entre l'année la plus humide et l'année la plus sèche au niveau des deux stations. Les coefficients de variation pour la période d'étude sont inférieurs à 30% ce qui indique une variabilité interannuelle faible par rapport à la variation mensuelle.

D'après la figue. II.11 et II.12, la variation interannuelle s'opère d'après l'oscillation des valeurs autour de la moyenne. L'année la plus excédentaire est celle de 1994-95 pour la station de Chouly, alors qu'au niveau de la deuxième station on rencontre 03 années successives qui correspond à 1972-73, 1973-74 et 1974-75 avec des précipitations moyennes interannuelles importantes et un maximum pour l'année 1973-74.

L'année hydrologique la plus sèche depuis 1972 est observée au début des années 1980 (1982-83). Durant cette année, la pluviométrie annuelle a atteint 210.5 mm à la

station de Béni Bahdel. Ceci fut le cas pour plusieurs stations du Maghreb (Khaldi, 2005).

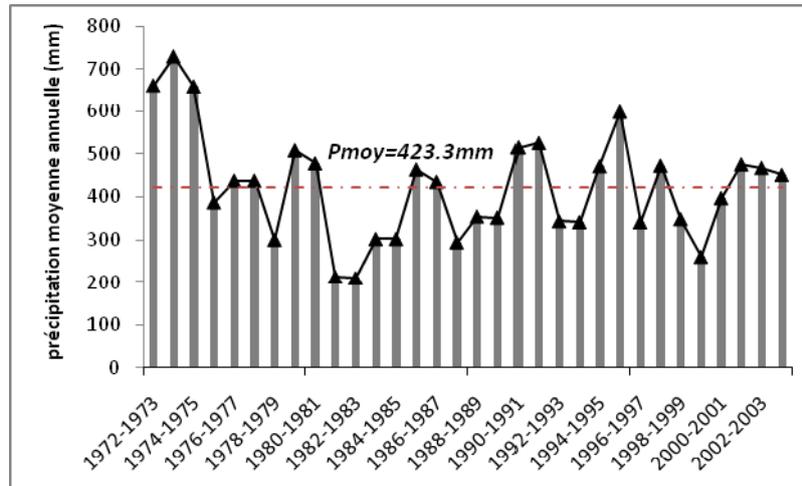


Figure. II.11. Variation interannuelle des précipitations au niveau de la station de Béni Bahdel.

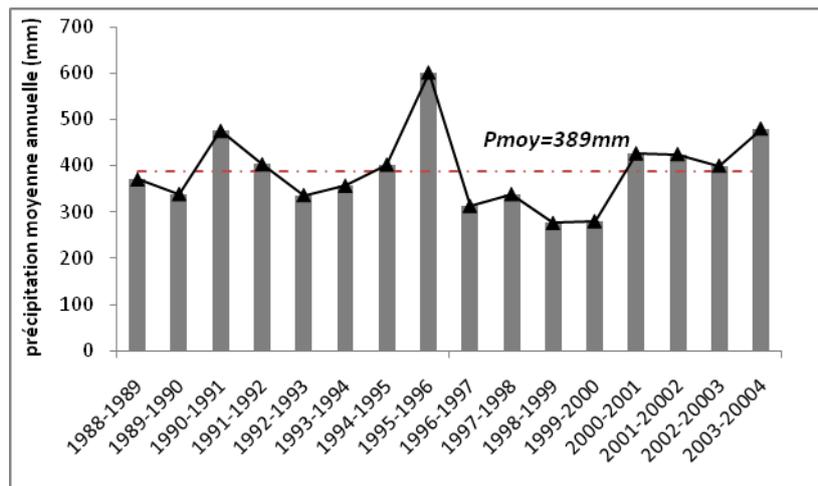


Figure. II.12. Variation interannuelle des précipitations au niveau de la station de Chouly.

Au niveau de la station de Béni Bahdel les coefficients de variation mensuels varient entre 0.66 et 2.22 et de 0.66 à 1.58 au niveau de la station de Chouly. Ceci reflète une grande variabilité générée surtout pour les trois mois d'été qui possèdent les plus fortes valeurs au niveau des deux stations.

La représentation sous forme d'histogramme des précipitations mensuelles des deux stations montre une irrégularité mensuelle des précipitations caractérisées par le mois de Janvier le plus arrosé au niveau de la station de Chouly avec une saison d'hiver plus pluvieuse que le printemps qui lui-même plus humide que l'automne. Le

mois le plus sec de l'année au niveau de ce sous bassin correspond au mois de Juillet. Alors qu'au niveau de la station de Béni Bahdel le mois le plus pluvieux est celui de Mars, avec un printemps plus humide que l'hiver, la saison sèche se produit de Juin à Août, Juillet reste le mois le plus sec de l'année.

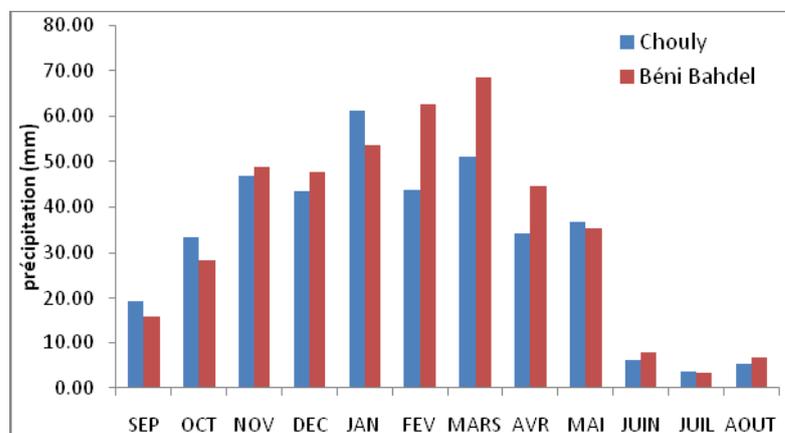


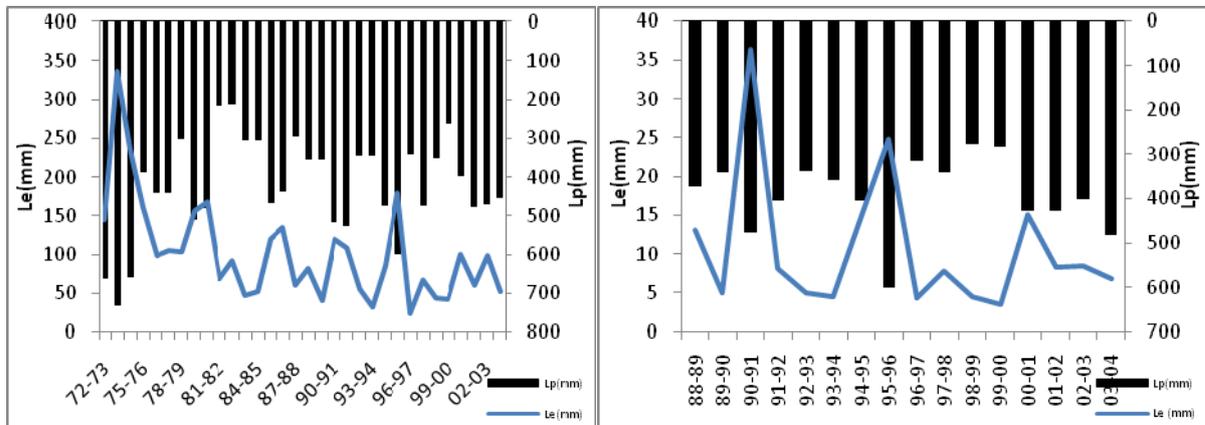
Figure. II.13. Précipitations moyennes mensuelles aux stations de Béni Bahdel et Chouly.

II.5.3. Relation entre lame d'eau écoulee et lame d'eau précipitée

L'analyse de l'interaction temporelle entre lame d'eau précipitée et lame d'eau écoulee indique une grande dépendance expliquée par une variation presque synchronique (figure. II.14). Généralement, l'écoulement est fonction des pluies : Les années les plus pluvieuses sont les plus abondantes en écoulement, à titre d'exemple l'année 1973-74 au niveau de la station de Béni Bahdel enregistre les lames d'eau précipitée et écoulee les plus élevées.

Cependant, cette hypothèse n'est pas souvent vérifiée, de faite que l'année la moins pluvieuse au niveau de notre série de donnée correspond à 1982-83 avec 210.5 mm qui n'engendre pas la plus faible lame d'eau écoulee. Cette dernière est opérée à l'année 1996-97 qui marque une lame d'eau précipitée de 341.5mm. De même on cite l'année 1979-80 avec une précipitation de 508.7 mm supérieure à celle de l'année qui la succède de 478.1 mm, l'écoulement en cette année (1979-80) est moins abondant que celui de l'année qui la succède. Même constatation pour la station de Chouly où se fait remarquer l'année 1995-96 par sa plus grande précipitation de 600.9 mm qui correspond à une lame d'eau écoulee de 24.75 mm, alors que la lame d'eau écoulee la plus élevé est de 36.32 mm pour une précipitation de 475 mm enregistrée pour l'année 1990-91.

Cette réponse en intervention de la lame d'eau précipitée sur la lame d'eau écoulée est gérée par d'autres paramètres tels que la phase infiltration des sols, l'évapotranspiration ainsi que la contribution des eaux souterraines au régime d'écoulement superficiel.



Station de Béni Bahdel

Station de Chouly

Figure. II.14. Intervention annuelle de la lame d'eau précipitée sur la lame d'eau écoulée.

II.5.4. Evaluation des apports liquides et solides au niveau des sous bassins versants Sebdu et Isser

Pour mieux comprendre l'importance et l'état du transport solide en suspension dans la région d'étude, on opte pour l'estimation des apports liquides et solides et étudier leurs évolutions temporelles le long des périodes d'étude.

Afin d'évaluer les valeurs des apports liquides et solides au niveau des deux sous bassins, nous exploitons les données des mesures instantanées au niveau des deux stations hydrométriques « Sidi Aissa » et « Beni Bahdel » qui contrôlent les débits liquides (Ql) et les concentrations en sédiments en suspension (C) véhiculés respectivement par les deux cours d'eau Oued Sebdu et Oued Isser.

La disponibilité de longues séries de mesure et l'importance des cours d'eau puisque l'Oued Sebdu se jette dans la cuvette du barrage Beni Bahdel, et celui d'Isser alimente le barrage de Sidi Abdeli, deux grands barrages importants dans la wilaya de Tlemcen, a conditionné le choix des deux sous bassins.

Les caractéristiques des deux stations et l'étendue des séries de mesure sont données au tableau suivant:

Tableau. II.12 .Caractéristiques des deux stations hydrométriques et l'étendue des séries de mesure.

Nom de la station	Code	Coordonnées Lambert			Période de la série de donné	N (C,Q)
		X	Y	Z		
Béni Bahdel (St01)	16-04-02	118.80	163.40	665.0	1972-73 à 2003-04	7071
Sidi Aissa(St02)	16-06-14	157.35	199.50	380.0	1988-89 à 2003-04	2026

Les données ont été mises à notre disposition par les services d'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) de Tlemcen et Alger. Il s'agit des mesures instantanées et couplées des débits liquides (Q) en m^3/s et des concentrations en sédiments en suspensions (C) en g/l. Les prélèvements sont pris à des intervalles de temps variables, ils sont plus fréquents en période de crue (de $\frac{1}{2}$ h à 1h) parfois même tous les 5 minutes. Tandis qu'en période de débit faible à stable, les prises peuvent être une fois par jour ou généralement par un laps de temps de deux jours. Pendant la saison d'étiage qui est générée souvent par l'absence d'écoulement, ce laps du temps peut s'étendre à une mesure par mois ou plus.

- La mesure du débit liquide se fait par la méthode de dépouillement par l'outil de divers appareils tel que le moulinet manuel ou à téléphérique (lors des crues) et le flotteur. Les valeurs du débit liquide peuvent aussi être obtenues à partir de celles des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique ou à base des enregistrements par un limnigraphe par l'utilisation de la courbe d'étalonnage de la station dite barème d'étalonnage $Q=f(H)$.

- La mesure de la concentration des sédiments en suspension se fait par prise d'échantillon d'eau à l'aide d'un flacon de 500 ml au niveau d'un point du cours d'eau généralement au milieu et dans une zone de turbulence. L'échantillon prélevé sera analysé au niveau du laboratoire par la technique classique de dessiccation (filtrage, étuvage à $105^{\circ}C$ pendant 30 minutes puis pesage), d'où on déduira la masse correspondante au volume prélevé qui sera ramenée à un litre d'eau pour donner la concentration en g/l. Il est à signaler que cette technique de mesure est caractérisée par son aspect approché qui réside dans la variation de la concentration des sédiments en suspension d'un point à un autre de la section de mesure et la difficulté d'obtenir une valeur représentative de la concentration des sédiments en suspension.

La série de données au niveau de la station de Béni Bahdel comporte 7071 mesures couplées du débit liquide et concentration en sédiments en suspension avec

une moyenne de 220 prises par année. Celle de la station de Sidi Aissa comporte 2026 mesures avec une moyenne de 126 de prises par année. Le mois le plus intensifié en mesures est celui d'Avril au niveau de la première station et celui de Mars pour la deuxième, alors que le mois le moins échantillonné est celui de Juillet pour la première station et le mois d'Août pour la deuxième station.

II.5.4.1. Le bassin versant de Sebdou

L'apport liquide et solide d'après les 32 années de données contrôlées au niveau de la station hydrométrique de Béni Bahdel est respectivement estimé à 836.55 millions de m³ et 1.97 millions de tonnes.

Pour la période allant de 1972-73 à 2003-04 le bassin versant de l'Oued Sebdou reçoit une précipitation moyenne de 423.3 mm, la lame d'eau moyenne écoulee est de 102.32 mm engendrant un apport solide moyen de 0.06 millions de tonnes et une dégradation spécifique moyenne de 240.86 t/km²/an, la concentration moyenne est d'environ 03g/l.

II.5.4.1.1. Variation interannuelle des apports liquides et solides

Le tableau II.11. présente les précipitations(mm), les apports liquides (Al), les lames d'eau écoulees (Le), les apports solides (As), les concentrations des sédiments en suspensions (C) , et les dégradations spécifiques (Ass) au niveau du bassin versant d'Oued Sebdou durant la période 1972-73 à 2003-04:

Tableau. II.13. Bilan annuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, Apports solides, concentrations et Apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Sebdou durant la période 1972-73 à 2003-04.

Année	P (mm)	Al (10 ⁶ m ³)	Le (mm)	As (10 ⁶ T)	C (g/l)	Ass (T/km ² /an)
1972-73	661.4	37.04	144.96	0.0003	0.01	1.07
1973-74	729.1	86.00	336.60	0.0362	0.42	141.62
1974-75	659.2	60.37	236.30	0.0378	0.63	148.10
1975-76	387.7	41.15	161.05	0.0048	0.12	18.79
1976-77	438	25.14	98.38	0.0022	0.09	8.77
1977-78	437.9	26.85	105.07	0.0011	0.04	4.40
1978-79	301.1	26.36	103.16	0.0175	0.67	68.60
1979-80	508.7	39.91	156.21	0.0585	1.47	229.15
1980-81	478.1	42.93	168.01	0.0167	0.39	65.17
1981-82	213.6	17.38	68.02	0.0040	0.23	15.72
1982-83	210.5	23.53	92.11	0.0285	1.21	111.45
1983-84	302.3	12.00	46.96	0.0053	0.44	20.86
1984-85	302.5	13.12	51.35	0.0093	0.71	36.31
1985-86	464.2	30.46	119.21	0.0319	1.05	124.78
1986-87	435.3	34.66	135.64	0.0432	1.25	168.97
1987-88	294.9	15.54	60.82	0.0268	1.72	104.82
1988-89	354.8	20.88	81.72	0.3074	14.72	1203.26
1989-90	352.3	10.20	39.94	0.0120	1.18	47.09
1990-91	515.7	30.73	120.27	0.2930	9.54	1146.81
1991-92	525.6	27.65	108.22	0.0566	2.05	221.60
1992-93	344	14.36	56.20	0.0111	0.78	43.64
1993-94	341.8	8.09	31.65	0.0015	0.18	5.84
1994-95	471.5	21.73	85.03	0.0279	1.29	109.35
1995-96	598.8	46.05	180.22	0.2055	4.46	804.30
1996-97	341.5	5.96	23.33	0.0047	0.79	18.37
1997-98	472.9	17.22	67.40	0.1752	10.18	685.89
1998-99	349.1	11.04	43.22	0.0538	4.87	210.62
1999-00	260.8	10.58	41.40	0.1540	14.56	602.79
2000-01	397.3	25.40	99.40	0.1375	5.41	538.08
2001-02	476.2	15.47	60.55	0.1687	10.90	660.32
2002-03	467.5	25.36	99.26	0.0242	0.95	94.72
2003-04	451.5	13.41	52.47	0.0118	0.88	46.28
Moyenne	423.31	26.14	102.32	0.0615	2.91	240.86

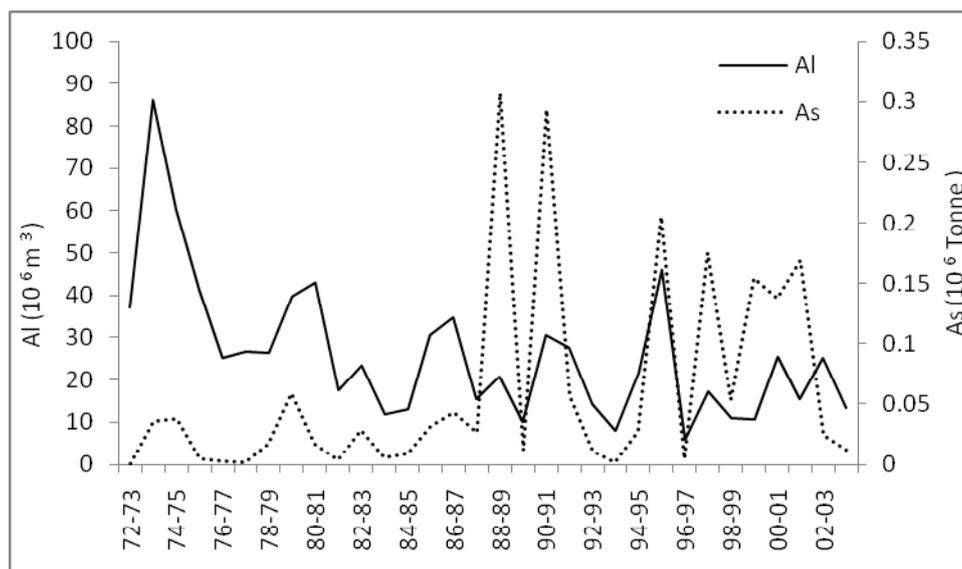


Figure. II.15. Variation inter annuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de Sebdu.

L'analyse du tableau. II.11 et de la figure. II.15 permet de constater que la variation inter annuelle des apports solides ne se fait pas parallèlement à celle des apports liquides. L'année hydrologique 1973-74 se distingue par le plus grand apport liquide de 86 millions de m³ qui engendre 0.0362 millions de tonnes de sédiments en suspension, une valeur qui est faible par rapport à celle estimée pour l'année 1988-89 de 0.307 millions de tonne véhiculée par un apport liquide de 20.88 millions de m³ et celle estimée pour l'année 1990-91 avec un apport liquide de 30.73 millions de m³ et un apport solide de 0.293 millions de tonnes. Ces deux années hydrologiques quoique leurs apports liquides ne sont pas importants enregistrent les dégradations spécifiques les plus élevées (1203.26 et 1146.81 tonne/km²/an), ceci est le résultat de l'abondance des crues et l'importance des apports solides qu'elles engendrent comme c'est mentionné dans le tableau ci-dessous dont plus de 99% de l'apport solide total de l'année 1988-89 est apporté seulement durant près de 8 jours et 3 heures (2.22% du temps par rapport à l'année complète) et plus de 91% d'apport solide de l'année 1990-91 est apporté pendant des crues dont la durée totale ne représente que 0.88% de l'année hydrologique.

Le plus faible apport liquide est enregistré pendant l'année 1996-97 avec 5.96 millions de m³ apportant un apport solide de 0.0047 millions de tonnes tandis que le plus faible apport solide correspond à un apport liquide de 37.04 millions de m³ pendant l'année 1972-73.

Au niveau de la période qui précède l'année 1987-88, les apports solides annuels demeurent inférieurs à la moyenne, c'est après cette date qu'ils augmentent avec des fluctuations autour de la moyenne.

Tableau. II.14. Apports solides et liquides de quelques crues au niveau du sous bassin versant de Sebdou.

date des crues de l'année 88-89	durée (heure)	As (10 ⁶ tonne)	Al (10 ⁶ m ³)
19/03/1989 12:00:00 à 26/03/1989 18:00:00	174.00	0.021	7.445
21/06/1989 12:00:00 à 21/06/1989 22:25:00	10.42	0.001	0.670
22/07/1989 07:40:00 à 23/07/1989 17:00:00	10.42	0.283	2.579
Total	194.83	0.306	10.695
pourcentage (%)	2.22	99.39	51.22
date des crues de l'année 90-91			
03/09/1990 de 03:00 à 15:00h	12.00	0.007	0.367
08/09/1990 de 19:30 à 23:00 h	3.50	0.176	2.726
17/09/1990 de 20:00 à 22:00h	2.00	0.026	0.476
20/02/1991 de 12:00 à 20:00h	8.00	0.001	0.317
02/03/1991 de 07:00 à 22:50h	15.83	0.012	1.378
14/03/1991 de 08:00 à 19:00h	1.00	0.028	2.379
31/03/1991 de 08:00 à 19:00h	11.00	0.0004	1.451
25-26/05/1991 de 12:00 à 11:35h	23.58	0.017	1.011
Total	76.92	0.268	10.104
Pourcentage	0.88	91.35	32.88

La plus forte concentration des sédiments en suspension est opérée au niveau de la crue du 22 à 23/07/89 par une valeur de 115.66g/l, tandis que le débit liquide maximum est de 272 m³/s au mois d'octobre 2001.

II.5.4.1.2. Variation mensuelle des apports liquides et solides

Les valeurs mensuelles montrent que les dégradations spécifiques les plus élevés sont relevés au mois du Septembre et Octobre (début de l'automne) caractérisé par les fortes averses après une saison sèche de faible lame d'eau précipitée et de faible apport liquide (Juin, Juillet et Août).

Tableau. II.15. Bilan mensuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, Apports solides, concentrations et Apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Sebdou durant la période 1972-73 à 2003-04.

Mois	P (mm)	Al (10^6 m^3)	Le (mm)	As (10^6 T)	C (g/l)	Ass ($\text{T}/\text{km}^2/\text{an}$)
Sep	510.2	51.40	201.17	0.63	12.27	2468.12
Oct	910.4	52.35	204.88	0.30	5.66	1158.70
Nov	1563.1	57.07	223.37	0.08	1.37	306.15
Déc	1528.4	54.99	215.22	0.02	0.37	78.70
Janv	1715.1	79.29	310.34	0.04	0.48	149.00
Fév	2000.9	112.01	438.41	0.08	0.69	303.78
Mars	2188.8	154.99	606.61	0.23	1.47	892.36
Avr	1428.3	85.41	334.29	0.07	0.82	275.74
Mai	1128.1	69.41	271.66	0.05	0.67	182.64
Juin	249.2	58.60	229.34	0.18	3.12	715.36
Juill	107.4	34.08	133.38	0.29	8.48	1130.97
Aout	215.9	26.95	105.48	0.01	0.44	46.01

L'analyse du graphique (figure. II.16) fait apparaître que le mois de Mars se caractérise par un fort apport liquide et solide dépassant la moyenne, les mois de Septembre, Octobre, Juin et Juillet sont caractérisés par un fort apport solide supérieur à la moyenne et un faible apport liquide, les mois de Janvier, Février, Avril et Mai se distinguent d'un grand apport liquide dépassant sa moyenne correspondant à un faible apport solide. Les trois mois restant (Novembre, Décembre et Août) se caractérisent d'un faible apport liquide et solide. On constate que le mois de Septembre (début de l'année hydrologique) enregistre le plus fort apport solide en suspension qui est le résultat des sédiments préparés pendant un été sec qui vont être arrachés et véhiculés par les premières pluies de l'année.

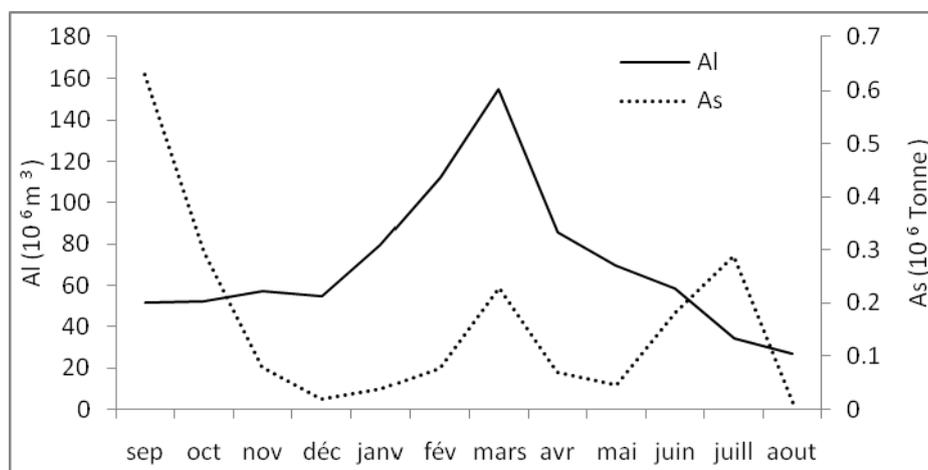


Figure. II.16. Variation mensuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de Sebdou.

II.5.4.1.2. Variation saisonnière des apports liquides et solides

La distinction mensuelle se propage sur la variation saisonnière des apports liquide et solide. La figure. II.17 illustre la contribution en pourcentage de chaque saison en apport liquide et solide. Près de 70 % des apports liquides sont apportés au niveau des deux saisons l'hiver et le printemps qui n'engendrent que 24.42 % des apports solides. Tandis que l'automne avec 19.22 % d'apport liquide engendre plus de la moitié des apports solides totaux apportés durant la période d'étude. Cette forte contribution sur l'apport solide en suspension s'explique par l'intensité des pluies tombant sur un sol sec et mal protégé (Roose, 1991 ; Bouanani, 2004). Quant à l'été, par un apport liquide de 14.3 %, il apporte près de 25% de l'apport solide, cela est dû au caractère orageux de cette saison comme c'est le cas de la crue du 22 au 23 juillet 1989 (tableau. II.12) d'une durée de 10.42 heures transportant 92% de l'apport solide en suspension estimé en cette année.

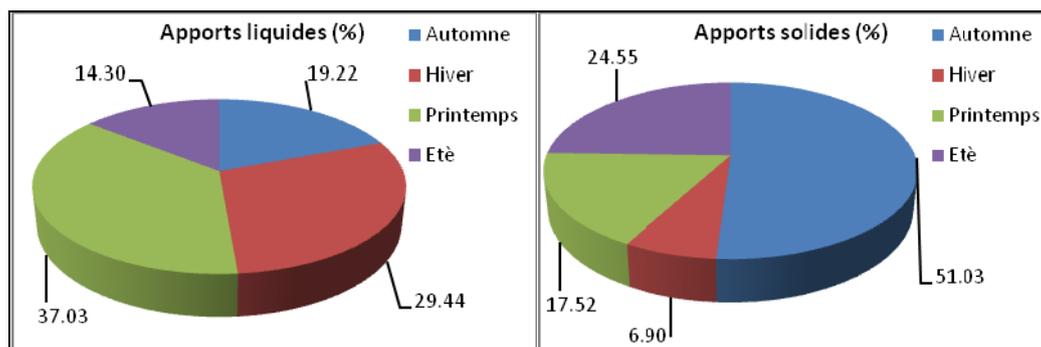


Figure. II.17. Part saisonnière en pourcentage des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de Seb dou.

II.5.4.2. Le bassin versant de l'Isser

Le bassin versant de l'Isser est soumis à une dégradation spécifique de près de 77 tonne/km²/an, une valeur qui est faible par rapport à celle estimée au niveau du bassin versant précédent. La lame d'eau moyenne précipitée est de 389 mm correspondant à une lame écoulée de 10.66 mm. Elle véhicule un apport solide moyen de 0.087 millions de tonnes relatif à une concentration moyenne de 7.2 g/l. Les apports liquide et solide totaux estimés pour les 16 années de mesure sont respectivement de 194.37 millions de m³ et 1.4 millions de tonne.

II.5.4.2.1. Variation inter annuelle des apports liquides et solides

Le tableau. II.14 récapitule les valeurs des précipitations (mm), les apports liquides (Al), les lames d'eau écoulées (Le), les apports solides (As), les concentrations des sédiments en suspensions (C), et les dégradations spécifiques (Ass) au niveau du bassin versant de l'Isser durant la période 1988-89 à 2003-04.

L'année la plus productive en apport liquide est celle de 1990-91 avec 41.4 millions de m³ (21.3% d'apport liquide global) engendrant le plus grand apport solide de 0.33 millions de tonnes (23.43% d'apport solide globale). La dégradation spécifique en cette année est de 287.72 t/km²/an. En effet, une succession de crues sont responsables de 86.3% de l'apport liquide et 99.56% de l'apport solide (tableau. II.15); tandis que l'année 1999-00 se caractérise par le plus faible apport liquide et l'année 1993-94 par le plus faible apport solide.

Tableau. II.16. Bilan annuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, Apports solides, concentrations et Apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Isser durant la période 1988-89 à 2003-04.

Année	P (mm)	Al (10 ⁶ m ³)	Le (mm)	As (10 ⁶ T)	C (g/l)	Ass (T/km ²)
1988-89	370.2	14.90	13.07	0.1119	7.51	98.14
1989-90	338.9	5.70	5.00	0.0199	3.50	17.49
1990-91	475	41.40	36.32	0.3280	7.92	287.72
1991-92	403.1	9.35	8.20	0.0073	0.78	6.36
1992-93	336.4	5.77	5.06	0.0048	0.84	4.25
1993-94	357	5.03	4.42	0.0005	0.10	0.43
1994-95	402.4	16.93	14.85	0.1775	10.48	155.71
1995-96	600.9	28.21	24.75	0.0522	1.85	45.76
1996-97	313.3	4.97	4.36	0.0017	0.35	1.52
1997-98	338.6	8.88	7.79	0.0882	9.93	77.33
1998-99	276.3	5.07	4.45	0.0681	13.44	59.78
1999-00	280.4	4.07	3.57	0.0771	18.95	67.67
2000-01	426.7	17.17	15.06	0.2103	12.24	184.46
2001-02	424.9	9.54	8.36	0.2057	21.57	180.44
2002-03	400	9.69	8.50	0.0070	0.73	6.18
2003-04	480	7.68	6.74	0.0384	5.00	33.67
Moyenne	389.0	12.15	10.66	0.09	7.20	76.68

La figure ci-dessous reflète la grande variabilité inter annuelle des apports liquide et solide et leurs évolutions se fait d'une façon presque synchrone.

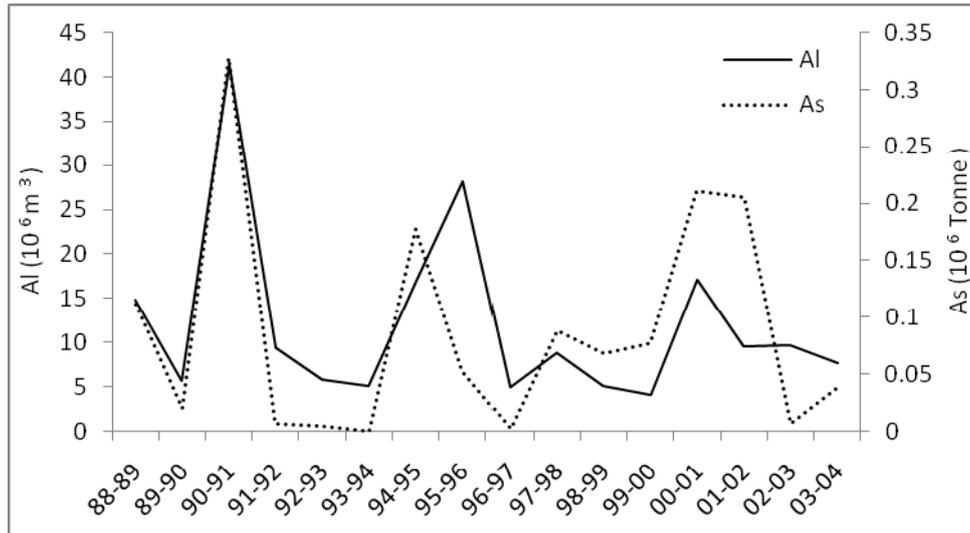


Figure. II. 18. Variation inter annuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de l'Isser.

Tableau. II.17. Apports solides et liquides de quelques crues au niveau du sous bassin versant de l'Isser.

date des crues de l'année 90-91	durée (heure)	As (10^6 tonne)	Al (10^6 m ³)
07/09/1990 22:10 à 09/09/1990 12:00	37.83	0.0910	2.2515
10/12/1990 07:00 à 12/12/90 18:00	59	0.0031	0.4676
01/03/1991 12:00 à 05/03/1991 12:00	96	0.0125	3.3649
14/03/1991 05:00 à 31/03/1991 12:00	415	0.2196	25.5385
01/04/1991 12:00 à 19/04/1991 12:00	432	0.0004	4.1181
Total	1039.83	0.3265	35.7406
pourcentage (%)	11.87	99.56	86.32

Le débit liquide maximum enregistré au niveau de la station de l'Isser est de 277 m³/s apporté durant la crue de 14/03/1991 avec une concentration de 20.08 g/l, alors que la concentration en sédiments en suspension la plus importante est de 102.6 g/l correspondant à un débit liquide de 25.5 m³/s pendant le mois d'Octobre 2001.

II.5.4.2.2. Variation mensuelle des apports liquides et solides

Le comportement mensuel du bassin versant de l'Isser indique que c'est au niveau du mois de Mars que les apports liquides et solides atteignent leurs valeurs maximales. Comme c'est indiqué dans le tableau suivant.

Tableau. II.18. Bilan mensuel des apports liquides, lames d'eau écoulées, apports solides, concentrations et apports solides spécifiques au niveau du bassin versant de l'Oued Isser durant la période 1988-2004.

Mois	P (mm)	Al (10^6 m^3)	Le (mm)	As (10^6 T)	C (g/l)	Ass (T/km^2)
Sep	510.2	7.91	6.94	0.25157	31.80	220.68
Oct	910.4	8.91	7.82	0.13126	14.73	115.14
Nov	1563.1	13.51	11.85	0.28161	20.84	247.02
Déc	1528.4	10.87	9.53	0.01105	1.02	9.69
Jan	1715.1	21.83	19.15	0.12688	5.81	111.30
Fév	2000.9	19.92	17.47	0.02593	1.30	22.75
Mars	2188.8	79.95	70.13	0.53758	6.72	471.56
Avr	1428.3	13.83	12.13	0.01969	1.42	17.27
Mai	1128.1	14.67	12.87	0.01218	0.83	10.68
Jui	249.2	2.49	2.19	0.00010	0.04	0.09
Juil	107.4	0.39	0.34	0.00002	0.06	0.02
Aou	215.9	0.07	0.07	0.00079	10.62	0.69

La variation mensuelle indique une décroissance continue des apports liquide et solide depuis avril jusqu'au mois d'août avec un minimum de dégradation spécifique en mois de juillet. Les mois de septembre, octobre et novembre ont des apports solides supérieurs à la moyenne du fait que les premières eaux de l'année jouent un rôle de lessivage des stocks de sédiments préparés. Le mois de mars est caractérisé par son fort apport liquide 41.13% et solide 38.43% de l'apport global du bassin versant d'Isser pendant la période d'étude. Ceci s'explique par l'importance des crues de ce mois comme c'est indiqué par le tableau. II.15 qui donne un exemple de deux crues du mois de mars 1991 qui apportent 69.8% de l'apport liquide et 70.76% de l'apport solide de cette année.

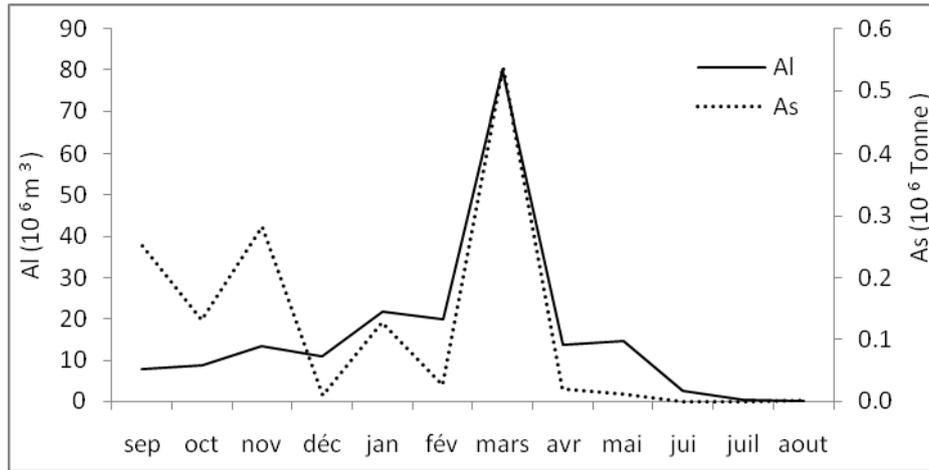


Figure. II. 19. Variation mensuelle des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de l'Isser.

II.5.4.2.3. Variation saisonnière des apports liquides et solides

L'analyse de la figure. II.20 montre l'importance de l'apport liquide au printemps qui dépasse celui apporté pendant les trois autres saisons, alors que son apport solide quoiqu'il soit important reste inférieur à celui apporté en automne une saison qui se caractérise par l'agressivité des pluies d'une part et le faible couvert végétal de la saison qui la précède (été) qui favorise la destruction les agrégats du sol. Tandis que l'hiver malgré qu'il engendre un apport liquide plus important que l'automne lui aussi n'intervient que par 11.72 % sur l'apport solide puisqu'il succède une saison de forte érosion. L'apport solide en été est insignifiant du fait du faible apport liquide et la rareté des crues en cette saison durant la période d'étude.

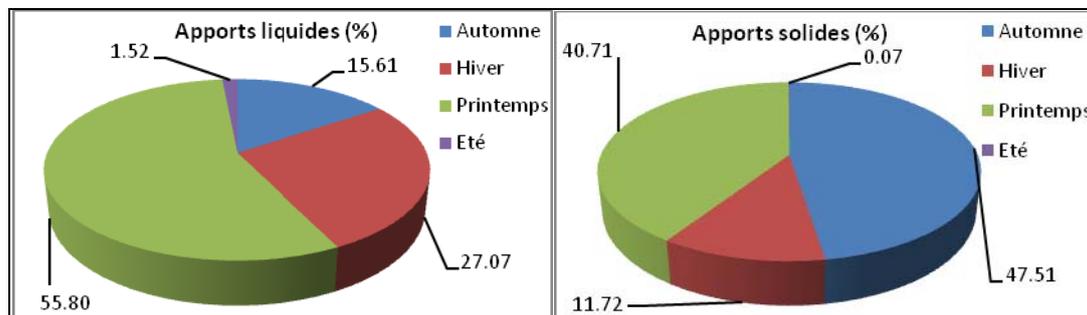


Figure. II.20. Part saisonnière en pourcentage des apports liquides et solides au niveau du sous bassin versant de l'Isser.

Il n'existe pas une approche pour connaître la qualité d'estimation de la méthode trapézoïdale (Ghenim, 2008) appliquée pour l'estimation des apports liquides et solides au niveau des deux sous bassin versant. Mais cependant et avec précaution, on peut établir l'analogie suivante :

Cette méthode a résulté des estimations des apports liquides pour la totalité des années d'étude au niveau des deux bassins versant Sebdou et Isser respectivement égale à 836.55 et 194.37 millions de m³. D'autre part on dispose d'avantage des données de débit liquide moyen journalier (mises à notre disposition par l'ANRH) correspondent à la même période d'étude, la comparaison des résultats d'estimation par cette méthode avec ceux estimés d'après les débits moyens journalier qui résultent respectivement 916.62 et 199.94 millions de m³ au niveau du bassins versant Sebdou et Isser, permet d'obtenir une erreur relative de -8.74% à Béni Bahdel et de -2.78% à Sidi Aissa .

Il est devenu donc impératif et une nécessité d'opter à un programme d'échantillonnage intensif en vue de se rapprocher des vraies valeurs des apports liquides et solides afin de réduire les écarts des valeurs publiés d'après différents travaux.

Chapitre III

Etude de cas

III.1. Introduction

La quantification des flux des sédiments en suspension est devenue une préoccupation majeure. Pour répondre à ce besoin d'une part et le manque de données continue de la concentration des sédiments en suspension d'autre part, beaucoup d'auteurs ont eu recours à des méthodes alternatives par l'outil de relations empiriques telles que les courbes de transport solide en suspension qui servent à prédire des valeurs de la concentration dans le cas d'absence de mesures. Il existe plusieurs méthodes pour développer ces courbes. La plus connue demeure la fonction en puissance qui relie la concentration en sédiment en suspension au débit liquide (Horowitz, 2002). Par ailleurs, la relation de ces deux variables ne peut être connue avec précision, ceci laisse le choix pour l'application d'autres modèles (Bent Hasholt et Madeyski, 1998), tels que l'exponentiel, le polynomial, le quadratique et le modèle en puissance avec terme additif qui peuvent parfois aboutir à une meilleure performance (Asselman, 2000; Crowder et al, 2006 ; Sadeghi et al, 2007).

En Algérie, une attention particulière est donnée par plusieurs travaux sur différents bassins versants à la compréhension et la prédiction du transport solide en suspension. La majorité de ces études ont opté pour la fonction en puissance soit sous la forme : $Q_s = aQ^b$ (Touaibia et al, 2001 ; Terfous et al, 2001 ; Benkhaled et Remini, 2003 ; Achite et Meddi, 2004 ; Achite et Medi, 2005 ; Megueni et Remini, 2008) soit sous la forme : $C = aQ^b$ (Achite et Ouillon, 2007 ; Khanchoul et Janson, 2008 ; Ghenim, 2008). Mais très peu de travaux ont évoqué la qualité d'estimation de ces modèles mis à part les deux derniers.

Dans ce contexte, on cherche à répondre à la question : Quel est le modèle le plus adaptable aux données disponibles des deux sous bassins concernés par cette étude ? Et avec quel degré de précision ?

III.2. Démarche du travail

En vue d'appliquer les concepts théoriques cités dans la partie bibliographique afin d'aboutir à un modèle qui représente le mieux la région d'étude, on tente en premier lieu d'appliquer diverses régressions aux couples des deux variables (C , Q) brutes puis transformées. On sélectionne les modèles donnant les coefficients de détermination les plus élevés pour des calculs ultérieurs, puis on calcule les erreurs induites par chaque modèle retenu à différentes échelles temporelles.

Les deux séries de données employées dans le cadre de ce travail sont les mêmes utilisées précédemment dans la partie « évaluation des apports liquides et solides », elles correspondent aux deux stations hydrométriques de Béni Bahdel pour représenter le sous bassin versant de Sebdou et celle de Sidi Aissa pour représenter le sous bassin versant d'Isser.

La procédure d'application des modèles suit la démarche suivante :

- Soumettre les données brutes aux régressions suivantes : linéaire, logarithmique, polynomiale, puissance logarithmique, exponentielle, puissance arithmétique, puissance avec terme additif, modèle en puissance arithmétique avec maximisation de r^2 .
- Effectuer des transformations sur la variable indépendante (débit liquide) puis traiter les couples (débit liquide transformé - concentration des sédiments suspension) par les régressions usuelles du tableur Excel (linéaire, logarithmique, puissance, polynomiale et exponentielle).

Six types de transformation du débit liquide sont établis et récapitulés au tableau suivant :

Tableau.III.1. Transformations appliquées au débit liquide.

<i>Transformation de Q</i>	Q^2,C	\sqrt{Q},C	$\log(Q),C$	$1/Q,C$	$\sqrt[3]{Q},C$	$\sqrt[4]{Q},C$
----------------------------	---------	--------------	-------------	---------	-----------------	-----------------

Cela donnera en ensemble 31 modèles. Chaque modèle est appliqué à différents groupes définis de la manière suivante :

Deux groupes constitués des séries complètes: débit liquide instantané - concentration des sédiments en suspension instantanée (7071 couples de données enregistrées à la

station de Béni Bahdel et 2026 couples de données enregistrées à la station de Sidi Aissa) (figure. III.1).

Chaque groupe est subdivisé en trois sous groupes selon les 3 échelles temporelles :

- Annuellement: un groupe par année (32 groupes pour la station de Béni Bahdel et 16 groupes pour la station de Sidi Aissa) ;
- Mensuellement: un groupe par mois (12 groupes pour chaque station);
- Saisonnièrement: un groupe par saison, ce qui donnera 04 groupes (automne, hiver, printemps et été) pour chaque station.

Chaque groupe pris séparément nous donnera les paramètres de l'équation de la régression de chaque modèle et son coefficient de détermination qui permettront de déceler l'adaptation ou la non adaptation du modèle aux données représentées. Quoique, ce coefficient ne reflète que le degré d'association entre deux variables x et y , mais il est très utilisé comme premier indicateur de la qualité d'ajustement des points par rapport à la droite de régression. Il explique la proportion de la variation de y par les variations de x (Benkasi, 2006).

La représentation de la répartition de la concentration des sédiments en suspension en g/l en fonction du débit liquide en m^3/s de la série complète des deux stations est donnée dans la figure suivante:

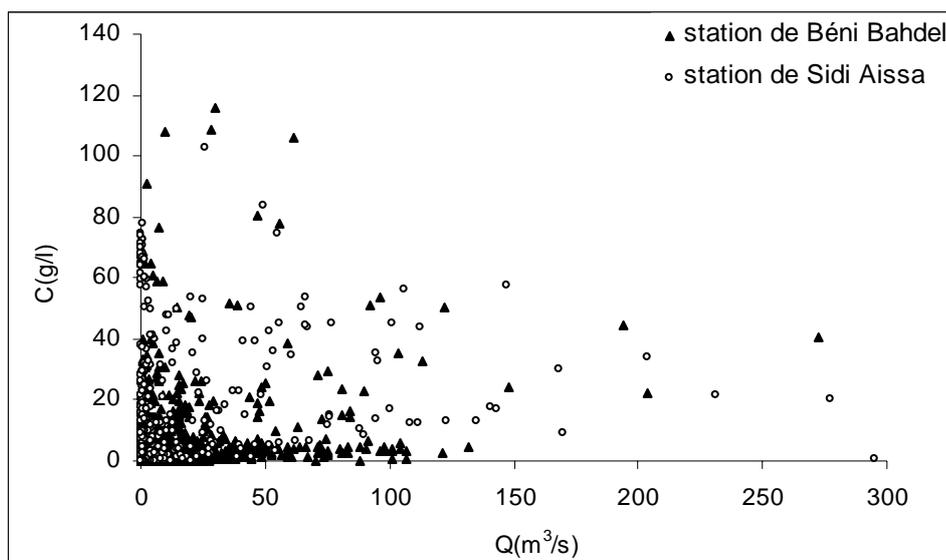


Figure .III.1. Représentation de la répartition débit liquide – concentration des sédiments en suspension (Station de Béni Bahdel avec $N=7071$ et station de Sidi Aissa avec $N=2026$).

Cette figure reflète une dispersion hétérogène des données d'où la difficulté de prédire le type de modèle le plus représentatif.

III.3. Sélection du modèle adéquat

Certains modèles tels que le modèle polynomial, linéaire et en puissance avec terme additif, même s'ils donnent parfois des valeurs du coefficient de détermination considérables, leur application produit des valeurs négatives de la concentration, ce qui n'est pas logique et pour cela ils sont rejetés à un stade prématuré. L'inadaptation du modèle en puissance avec terme additif est due aux caractéristiques des deux stations dont les concentrations en sédiments en suspension ne sont pas élevées pour les faibles débits et cela se traduit visuellement d'après la figure.III.1.

Les différentes transformations du débit liquide adaptées n'apportent pas une amélioration significative de la qualité d'ajustement sauf celles issues de la transformation en racine quatre.

L'analyse des valeurs des coefficients de détermination obtenues suite à chaque régression au niveau de tous les regroupements effectués nous a permis de maintenir pour les deux stations les modèles suivants:

- ✓ Modèle en puissance logarithmique des données brutes (modèle 1a);
- ✓ Modèle en puissance arithmétique des données brutes (modèle 2a) ;
- ✓ Modèle exponentiel des données brutes (modèle 1b);
- ✓ Modèle exponentiel pour le couple: débit liquide (transformé en racine quatre), concentration des sédiments en suspension (modèle 2b).

Les deux premiers modèles sont considérés selon plusieurs travaux comme les meilleurs modèles exprimant la relation entre le débit liquide d'un cours d'eau et la concentration des sédiments en suspension.

Le maintien des deux autres modèles est justifié par les valeurs de leurs coefficients de détermination très intéressantes dépassant parfois celles obtenues par les deux premiers modèles (figure. III.2; III.3).

La variation des valeurs des coefficients de détermination de chaque modèle au niveau de chaque regroupement est représentée dans la figure. III.2 pour la station de Béni Bahdel et dans la figure. III.3 pour le cas de la station de Sidi Aissa.

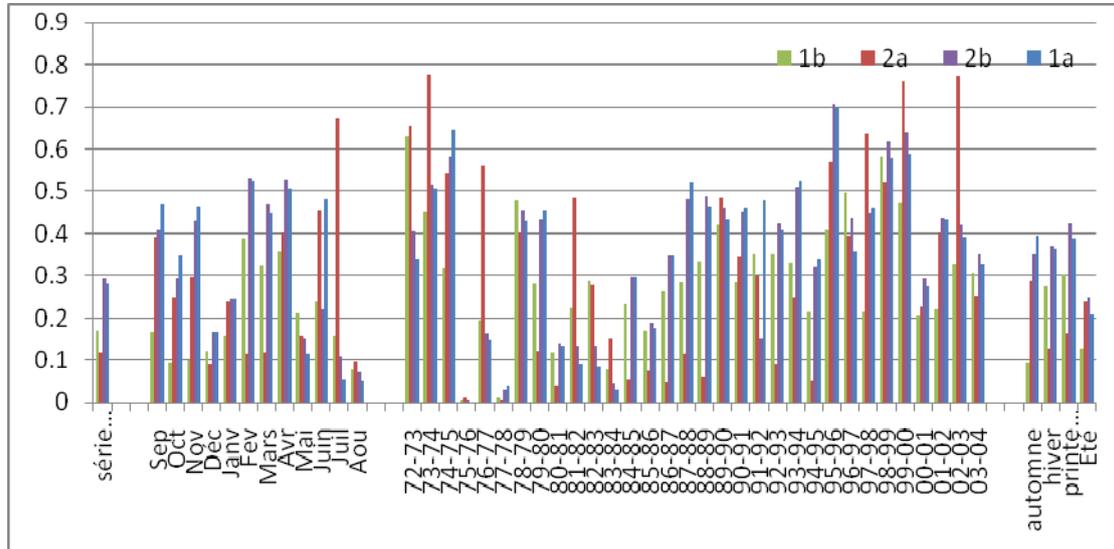


Figure. III.2. Variation des coefficients de détermination au niveau de la station de Béni Bahdel.

Les coefficients de détermination sont très variables d’un modèle à un autre et d’un regroupement à un autre. La plus grande valeur pour cette station est de 0.777 au niveau de l’année 1973-74 obtenue par le modèle 2a.

Le tableau. III.2 regroupe les valeurs des paramètres a et b des équations des modèles retenus et le nombre de données N pour chaque regroupement au niveau de la station de Béni Bahdel.

Tableau. III.2. Les paramètres *a* et *b* à différentes échelles à la station de Béni Bahdel.

	N	1a		2a		1b		2b	
		a	b	a	b	a	b	A	b
Série complète	7071	0.215	0.64	0.84	0.616	0.72	0.058	0.025	2
Sep	601	0.888	1.016	3.1	0.62	0.363	0.088	0.025	3.163
Oct	561	0.578	1.059	3.757	0.462	0.272	0.033	0.023	2.829
Nov	659	0.2361	1.17	1.51	0.559	0.238	0.107	0.006	3.859
Déc	558	0.151	0.52	0.332	0.458	0.109	0.094	0.026	1.628
Janv	638	0.158	0.75	0.546	0.827	0.121	0.144	0.012	2.449
Fev	858	0.107	0.844	0.413	0.592	0.128	0.104	0.008	2.442
Mars	725	0.136	0.705	0.53	0.55	0.164	0.055	0.017	1.958
Avr	569	0.117	0.754	0.523	0.52	0.108	0.051	0.012	2.064
Mai	575	0.166	0.389	0.229	0.92	0.118	0.117	0.035	1.462
Juin	481	0.258	0.89	1.294	0.667	0.141	0.048	0.014	2.585
Juil	417	0.213	0.438	2.67	1.2	0.118	0.247	0.02	2.371
Aou	429	0.183	0.416	0.957	0.707	0.095	0.333	0.022	2.091
1972-73	169	0.009	0.17	0.006	2.043	0.007	0.152	0.003	1.127
1973-74	220	0.029	0.827	0.004	1.5	0.048	0.06	0.004	2.046
1974-75	268	0.046	1.06	0.229	0.602	0.192	0.038	0.008	2.189
1975-76	263	0.049	-0.06	0.082	0.68	0.043	0.032	0.05	-0.06
1976-77	346	0.111	0.586	0.028	1.7	0.099	0.195	0.016	1.934
1977-78	250	0.054	0.31	0.05	0.353	0.048	0.088	0.02	0.968
1978-79	211	0.121	1.104	0.011	3.44	0.048	0.534	0.001	4.012
1979-80	248	0.171	0.772	0.775	0.43	0.178	0.064	0.021	2.047
1980-81	283	0.146	0.539	0.796	0.346	0.146	0.086	0.03	1.57
1981-82	179	0.088	0.646	2E-04	4.459	0.046	0.463	0.004	2.886
1982-83	159	0.185	0.542	0.789	1.33	0.084	0.627	0.013	2.643
1983-84	189	0.304	0.567	3.154	1.39	0.09	1.582	0.013	3.277
1984-85	252	0.611	1.038	1.75	0.46	0.161	0.926	0.007	4.364
1985-86	468	0.362	0.396	0.943	0.362	0.341	0.055	0.094	1.235
1986-87	420	0.301	0.602	0.963	0.37	0.272	0.104	0.044	1.841
1987-88	359	0.718	1.538	3.81	0.55	0.214	0.514	0.002	5.436
1988-89	268	0.244	0.637	2.24	0.39	0.163	0.052	0.03	1.844
1989-90	224	0.503	0.817	0.731	1.038	0.313	0.066	0.019	2.96
1990-91	260	0.298	0.875	1.091	0.765	0.168	0.257	0.023	2.414
1991-92	294	0.188	0.893	0.904	0.595	0.142	0.109	0.015	2.623
1992-93	208	0.142	0.8	0.662	0.404	0.072	0.128	0.012	2.24
1993-94	111	0.261	0.894	0.434	0.564	0.079	0.49	0.005	3.637
1994-95	59	0.973	1.256	2.024	0.828	0.086	2.165	0.001	6.388
1995-96	59	0.356	0.92	3.98	0.45	0.176	0.042	0.018	2.476
1996-97	42	0.225	0.898	0.426	1.269	0.057	0.617	0.003	4.025
1997-98	160	0.421	1.046	1.659	0.66	0.108	0.132	0.007	3.662
1998-99	196	0.319	1.057	0.003	4.384	0.059	0.746	0.002	4.522
1999-00	175	0.318	1.307	3.473	0.82	0.062	0.249	0.002	4.658
2000-01	192	0.328	0.624	1.956	0.482	0.185	0.051	0.002	4.658
2001-02	181	0.432	0.84	3.35	0.487	0.219	0.027	0.025	2.36
2002-03	171	0.093	0.743	0.106	0.89	0.081	0.088	0.009	2.296
2003-04	187	0.4	1.326	0.596	0.428	0.101	0.765	0.001	5.299
automne	1824	0.56	1.022	2.748	0.554	0.304	0.05	0.017	3.16
hiver	2051	0.141	0.712	0.446	0.607	0.122	0.108	0.014	2.186
printemps	1869	0.144	0.653	0.505	0.554	0.137	0.056	0.019	1.903
Eté	1327	0.248	0.683	2.022	0.638	0.128	0.055	0.017	2.467

De même pour la deuxième station la variation des valeurs des coefficients de détermination est illustrée dans la figure. III.3. Le modèle 2a donne la plus grande valeur qui est de 0.91 au niveau mensuel pour le mois d’août.

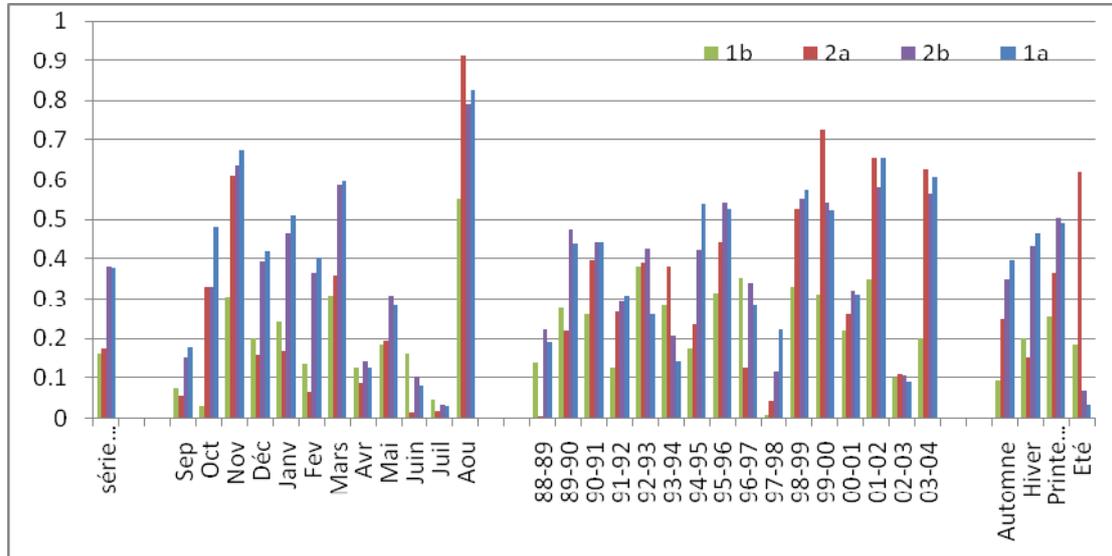


Figure. III.3. Variation des coefficients de détermination au niveau de la station de Sidi Aissa.

Les paramètres des équations de régression des quatre modèles retenus ainsi que le nombre d’échantillonnage N au niveau de la station de Sidi Aissa sont résumés au tableau. III.3.

Tableau. III.3. Les paramètres *a* et *b* à différentes échelles temporelles à la station de Sidi Aissa.

	N	Modèle 1a		Modèle 2a		Modèle 1b		Modèle 2b	
		a	b	a	b	a	b	a	b
Série complète	2026	0.401	0.79	3.816	0.419	1.185	0.042	0.02	2.559
Sep	89	7.022	0.488	30.501	0.085	4.351	0.028	1.189	1.424
Oct	117	1.521	0.853	9.486	0.306	0.715	0.014	0.087	2.234
Nov	199	0.804	1.113	6.038	0.4977	0.18	0.108	0.01	3.664
Déc	238	0.4	1.125	1.356	0.533	0.076	0.379	0.003	4.329
Janv	280	0.358	1.15	2.734	0.5027	0.125	0.167	0.006	3.723
Fev	229	0.233	0.908	0.9007	0.52	0.097	0.127	0.007	3.173
Mars	313	0.303	0.745	1.394	0.505	0.259	0.031	0.028	2.061
Avr	189	0.212	0.52	1.624	0.707	0.084	0.548	0.016	2.552
Mai	222	0.186	0.498	0.492	0.637	0.1	0.128	0.018	2.154
Juin	106	0.034	-0.15	0.06	-0.102	0.067	-1.67	0.106	-1.33
Juil	33	0.014	-0.25	0.232	0.633	0.042	-4.87	0.091	-2.29
Aou	11	21.95	1.45	19.813	0.69	0.316	3.435	0.004	8.579
1988-89	180	0.703	0.504	0.34	0.0138	0.333	0.036	0.085	1.721
1989-90	124	0.581	0.826	2.633	0.535	0.257	0.283	0.012	3.598
1990-91	178	0.362	0.77	3.396	0.424	0.35	0.028	0.042	1.943
1991-92	145	0.192	0.808	0.32	0.7	0.075	0.115	0.008	2.915
1992-93	130	0.094	0.51	0.676	0.888	0.034	0.479	0.003	3.398
1993-94	88	0.089	0.338	0.2224	1.272	0.033	1.214	0.009	2.388
1994-95	91	0.889	1.003	0.328	0.356	0.431	0.076	0.037	2.765
1995-96	169	0.193	0.863	0.492	0.668	0.084	0.24	0.004	3.436
1996-97	79	0.15	0.678	0.842	0.989	0.026	2.309	0.002	4.776
1997-98	122	0.377	0.66	3.2897	0.226	0.134	0.004	0.048	1.426
1998-99	84	0.687	1.323	8.292	0.613	0.136	0.334	0.003	4.883
1999-00	96	0.692	0.912	4.402	0.5098	0.224	0.056	0.022	2.844
2000-01	152	0.616	0.75	4.604	0.409	0.266	0.117	0.033	2.557
2001-02	135	1.115	0.966	5.779	0.527	0.2465	0.074	0.04	2.796
2002-03	122	0.448	0.526	2.4186	0.538	0.239	0.36	0.034	2.469
2003-04	131	0.705	1.138	3.502	0.566	0.38	0.072	0.015	3.457
automne	405	1.527	0.858	12.171	0.295	0.612	0.036	0.063	2.591
hiver	747	0.332	1.068	1.686	0.585	0.102	0.171	0.005	3.69
printemps	724	0.271	0.706	1.151	0.545	0.168	0.035	0.022	2.153
Été	150	0.117	0.212	9.234	2.133	0.04	2.654	0.018	2.286

Les équations des modèles précédents permettent l'estimation des concentrations des matières en suspension à partir des valeurs des débits liquides instantanés et par suite, l'estimation des apports solides correspondants à ces concentrations estimées par les modèles : 1a, 2a, 1b et 2b.

Pour mesurer la fiabilité d'estimation de chaque modèle, on définit l'erreur commise par l'utilisation d'un modèle qui est donnée selon plusieurs chercheurs par l'expression suivante:

$$\text{Erreur}(\%) = \left(\frac{\text{l'apport solide estimé par le modèle}}{\text{l'apport solide calculé par les données mesurées}} - 1 \right) \times 100$$

Ce paramètre est considéré comme étant un indice reflétant l'exactitude de l'estimation.

Le signe (-) d'une erreur indique une sous estimation par rapport à l'apport solide mesuré, tandis que le signe (+) marque une surestimation.

Les tableaux suivants récapitulent les résultats des apports solides en suspension mesurés et estimés en millions de tonnes par les différents modèles, ainsi que les erreurs relatives globales engendrées sur l'estimation de l'apport total au niveau de différents regroupements.

Tableau. III.4. Apports mesurés, apports estimés en millions de tonnes et erreurs globales engendrées par l'application des différents modèles au niveau de la station de Béni Bahdel (St01).

Echelle	As mesuré	As (estimé par 1a)	As (estimé par 2a)	As (estimé par 1b)	As (estimé par 2b)
Série complète	1.97	0.61	2.10	1600.43	1.16
Erreur (%)	/	-69.12	+6.43	+81170.21	-40.94
annuelle	1.97	1.33	2.36	5.26	3.51
Erreur (%)	/	-32.38	+20.02	+167.34	+78.25
mensuelle	1.97	2.28	2.84	11	8.38
Erreur (%)	/	+16.02	+44.20	+458.95	+325.52
saisonnaire	1.97	1.73	2.72	330.01	13.65
Erreur (%)	/	-11.93	+38.28	+16658.03	+593.08

Tableau. III.5. Apports mesurés, apports estimés en millions de tonnes et erreurs globales engendrées par l'application des différents modèles au niveau de la station de Sidi Aissa (St02).

Echelle	As (mesuré)	As (estimé par 1a)	As (estimé par 2a)	As (estimé par 1b)	As (estimé par 2b)
Série complète	1.4	0.8	1.98	91.86	5.37
Erreur (%)	/	-42.80	+41.72	+6467.61	+284.13
annuelle	1.4	1.32	1.88	5.76	2.93
Erreur (%)	/	-5.78	+34.09	+312.10	+109.78
mensuelle	1.4	1.396	1.44	8.06	3.39
Erreur (%)	/	-0.16	+2.71	+476.32	+142.49
saisonnière	1.4	1.17	1.59	23.74	4.21
Erreur (%)	/	-16.23	+13.49	+1597.49	+200.78

Discussion des résultats:

On constate d'après les résultats que pour les deux stations, les modèles : 1b et 2b engendrent un énorme écart entre l'apport solide en suspension mesuré et celui estimé aux échelles annuelle, mensuelle et saisonnière ou lors de l'utilisation de la totalité des données. Ceci confirme que la relation entre le débit liquide et la concentration des sédiments en suspension n'est pas d'une forme exponentielle. Ceci va dans le même sens que les résultats des travaux élaborés dans ce domaine qui utilisent la fonction en puissance pour établir les courbes du transport solide en suspension au niveau de divers cours d'eau à travers différentes régions du monde (Campbell, 1977; Walling, 1977 a et b; Walling et Webb, 1981; Mimikou, 1982 ; Glysson, 1987; Janson 1985 et 1997; Walling et Webb, 1988; Horowitz, 2002; Rovira et Batalla, 2006 Achite et Ouillon, 2007 ; Khanchoul et Janson, 2008 ; Ghenim, 2008).

La figure. III.4. Illustre la différence entre le modèle en puissance linéaire issu d'une transformation logarithmique (1a) et le modèle arithmétique non linéaire abouti par un processus itératif (2a) établis au niveau des deux stations en considérant la totalité des données instantanées.

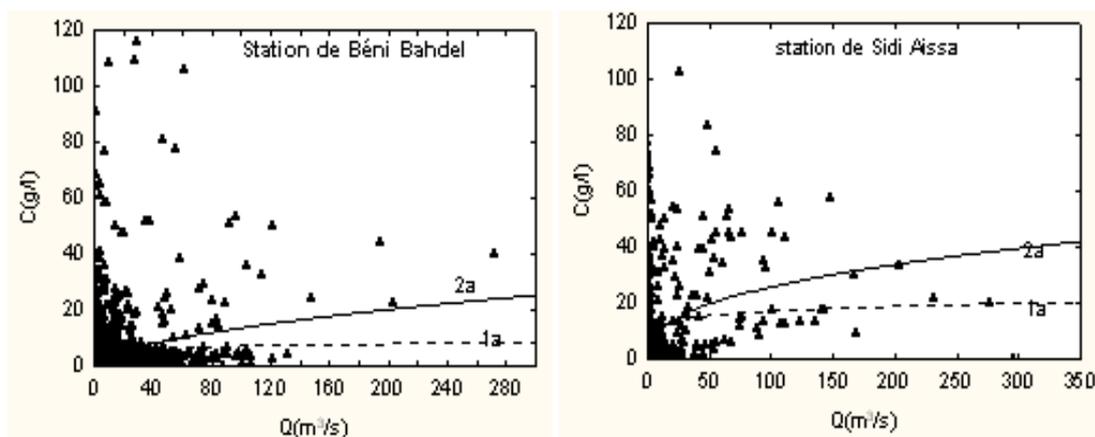


Figure.III.4. Représentation des deux modèles 1a et 2a appliqués pour la totalité des données des deux stations.

La variation des valeurs des erreurs partielles engendrées lors de l'application du modèle 1a et 2a pour chaque regroupement au niveau de chaque station est illustrée dans la figure. III.5.

A l'échelle de la totalité des données : le modèle 1a sous-estime l'apport solide de 69.12% pour la première station et 42.8% pour la deuxième alors que le modèle 2a le surestime respectivement de 6.43% et de 41.71%.

A l'échelle annuelle:

L'erreur partielle de chaque année pour la St01 relative au modèle 1a varie entre l'intervalle -87,41 à +125.5% avec une erreur moyenne de -24.8%, la meilleure estimation est de +3.9% à l'année 1993-94 ; tandis que le modèle 2a engendre des erreurs allant de -95.4 à +203.2% avec une meilleure estimation enregistrée durant l'année 2002-03 (Erreur=-0.19%), l'erreur moyenne est de 31.94%. Pour la S02 l'erreur commise par le modèle 1a varie de -88.86 à +121.3% et celle commise par le modèle 2a varie de -56.21 à +339.38%, les meilleures estimations par les deux modèles sont respectivement de -11.3 et +0.9% ainsi que les erreurs moyennes sont de -24% et de +40.8%.

A cette échelle, la sous estimation du modèle 1a et la surestimation du modèle 2a persistent.

Ce regroupement améliore la qualité d'estimation de l'apport global par les deux modèles au niveau des deux stations par rapport au premier regroupement, à

l'exception du modèle 2a pour la St01 dont l'erreur d'estimation s'élargit à plus de 20.5%.

A l'échelle mensuelle:

Pour la St01 concernant l'erreur globale engendrée par ce regroupement, on remarque une importante amélioration par rapport aux regroupements précédents du modèle 1a qui passe d'une sous estimation à une surestimation de +16.02% de l'apport solide en suspension. L'erreur maximale est atteinte au mois de novembre dépassant +276% et la meilleure précision est relative au mois de septembre où l'erreur est de +12.51%. L'erreur relative moyenne est de +6.4%. Par contre, l'erreur commise par le modèle 2a garde sa tendance de surestimation tandis que l'erreur engendrée par ce regroupement tend à s'élargir, les erreurs partielles de chaque mois s'étendent de -4.7 à +200.74% avec une moyenne de +69.7%.

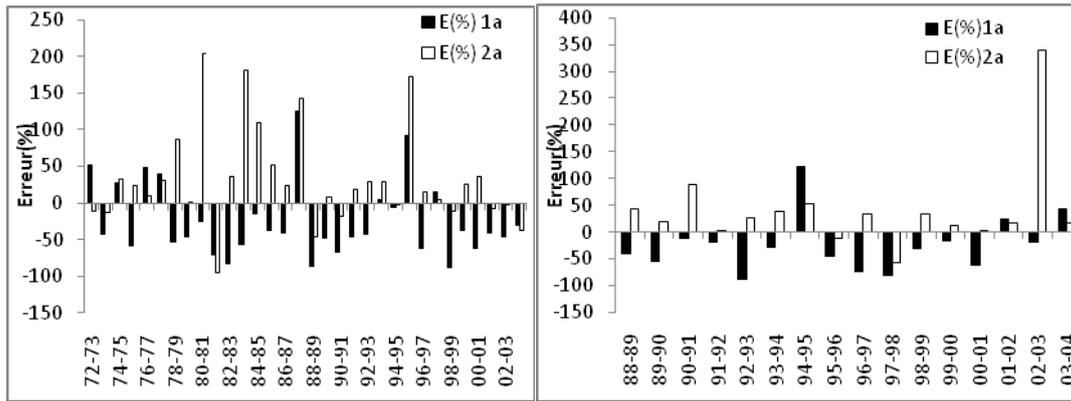
Pour la St02, cette échelle offre la meilleure précision sur l'estimation de l'apport solide du fait que l'erreur du modèle 1a est de -0.16% (une précision de 99.84%), les erreurs partielles pour chaque mois varient de -84.1 à +101% avec une moyenne de -16.27%. Le modèle 2a engendre une erreur globale de +2.71% avec un intervalle très réduit de variation des erreurs partielles allant de -42.46 à +70.4% avec une moyenne de +12.25%.

A l'échelle saisonnière:

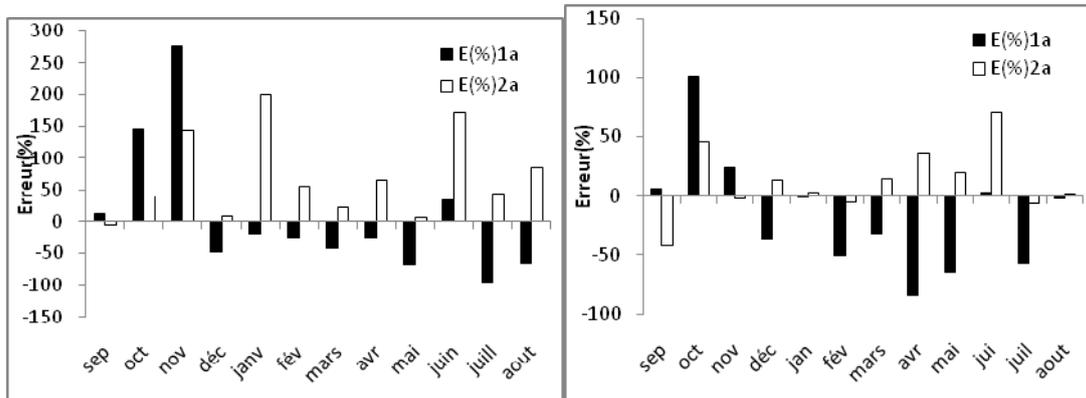
Contrairement à ce qui est espéré, ce regroupement n'apporte pas beaucoup d'amélioration par rapport aux regroupements précédents à l'exception du cas du modèle 1a pour la St01 qui engendre l'erreur minimale qui est de -11.93%. Pour la même station le modèle 2b, quoique son erreur soit moins importante que celle du regroupement mensuel, elle reste inférieure à celle obtenue à l'échelle annuelle et lors de la considération de la totalité des données. Pour la St02 ce regroupement ne dépasse pas la qualité d'estimation atteinte par le regroupement des données à l'échelle mensuelle pour les deux modèles 1a et 2a.

Les erreurs partielles pour chaque saison varient pour le cas du modèle 1a de -74.8% (en été) à +33.54% (en automne) pour la St01 et de -72.44% (en été) à +14.76% (en automne) pour la St02. Pour le modèle 2a l'erreur partielle maximale est atteinte en été (+74.7%) et l'erreur minimale est de +19.35% en automne pour la St01. L'erreur à la St02 s'élève à +360% en été et atteint la valeur minimale en hiver (+2.67%).

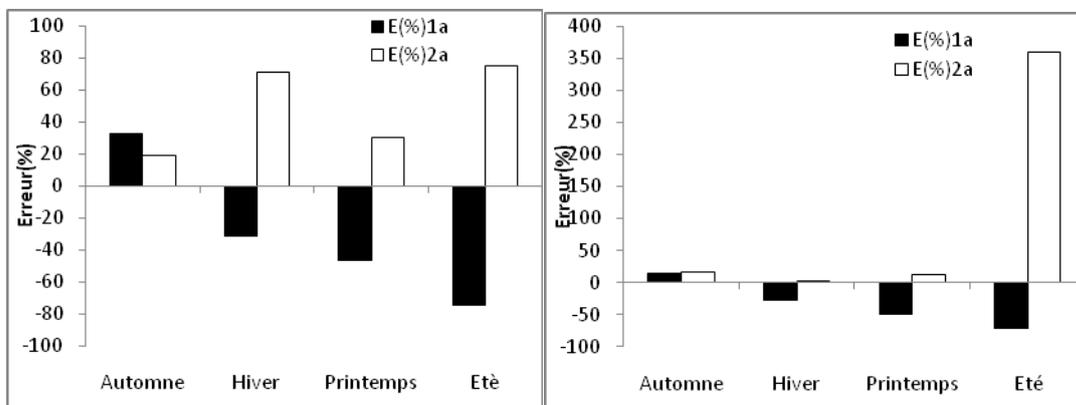
L'application des deux modèles sur les différents regroupements de données établis des deux stations étudiées ne reflète pas les mêmes conclusions sur la qualité d'estimation des apports solides en suspension. Chaque sous bassin réagit différemment du fait que la meilleure estimation de l'apport solide total en suspension au niveau du bassin versant de l'Oued Sebdou est obtenue par le modèle en puissance non linéaire pour la totalité des données avec une précision de 93.57%, alors que la meilleure estimation au niveau du sous bassin versant de l'Oued Isser est aboutit par l'application du modèle en puissance logarithmique à l'échelle mensuelle avec une erreur relative de -0.16%.



Echelle annuelle



Echelle mensuelle



Echelle saisonnière

Station de Béni Bahdel

Station de Sidi Aissa

Figure. III.5. Variation des erreurs partielles au niveau des deux stations.

Application des coefficients de correction

Il est évident d'après les résultats que le modèle 1a a une tendance de sous estimation de l'apport solide en suspension. Ceci exige la correction de ce modèle par l'introduction d'un des coefficients de correction existant dans la littérature (Walling et al, 1988 ; Jansson, 1985; Jansson, 1996). En vue de connaître la possibilité d'application du coefficient de Ferguson (Duan, 1983 ; Newman, 1993) qui exige une distribution log-normale des résidus, il faut en premier lieu tracer les diagrammes des résidus à toutes les échelles pour juger et vérifier l'adéquation du modèle aux données.

Les diagrammes des résidus des deux modèles 1a et 2b sur la totalité des données au niveau des deux stations sont représentés dans les figures (figure. III.6, figure. III.7).

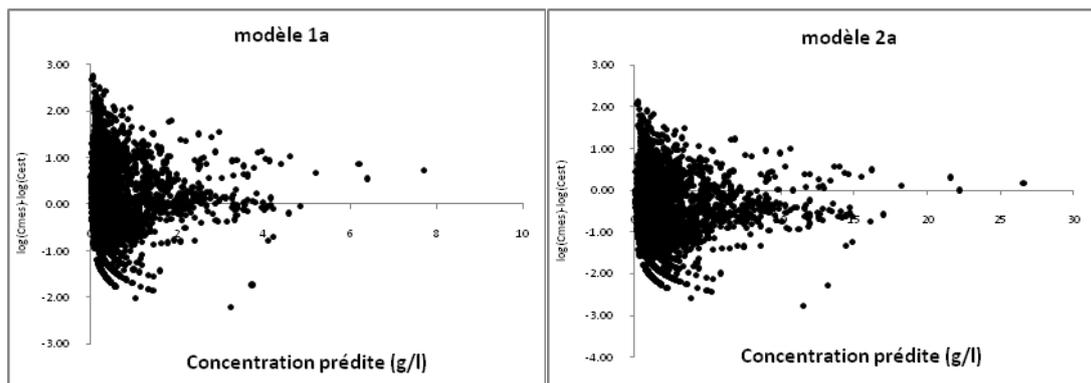


Figure. III.6. Diagramme des résidus des deux modèles 1a et 2a pour les données de la station de Béni Bahdel.

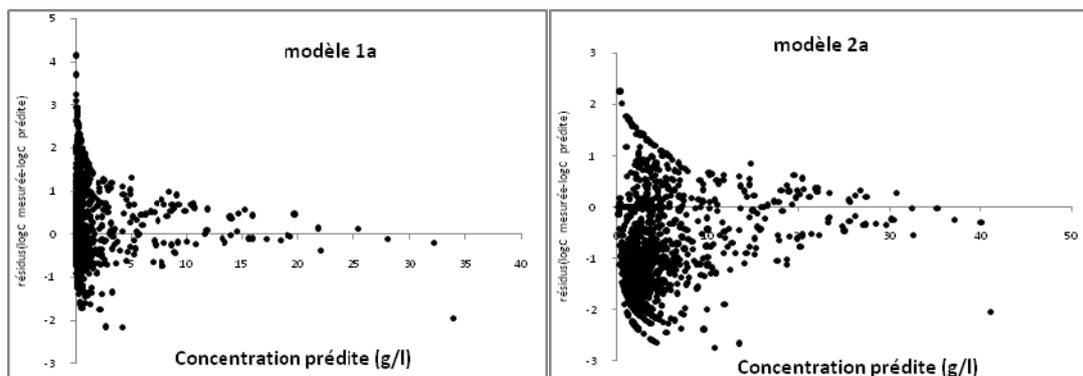


Figure. III.7. Diagramme des résidus des deux modèles 1a et 2a pour les données de la station de Sidi Aissa.

L'allure des résidus autour de l'axe 0 sous une forme de cône reflète une distribution non log-normale pour le cas des deux stations par l'application des deux modèles 1a et 2a. Cette constatation se généralise pour tous les diagrammes des résidus établis au niveau de chaque regroupement.

Puisque c'est le cas d'une distribution non log-normale des résidus, l'application du coefficient de correction de Ferguson n'est pas recommandée. Pour cela, on envisage l'application du coefficient de correction de Duan (1983) Cf1 pour le modèle 1a, et le coefficient de correction proposé par Kao et al (2005) Cf2 pour le modèle 1a et Cf3 pour le modèle 2a. L'application de ces deux derniers coefficients se fait sur des variables non transformées.

Après application des coefficients de correction à toutes les échelles, on recalcule l'erreur apportée dans l'estimation du flux solide.

En vue de déceler l'influence apportée par l'application de ces coefficients de correction, les figures suivantes représentent l'apport solide en suspension mesuré et estimé par les deux modèles avant et après correction au niveau des deux sous bassins versants.

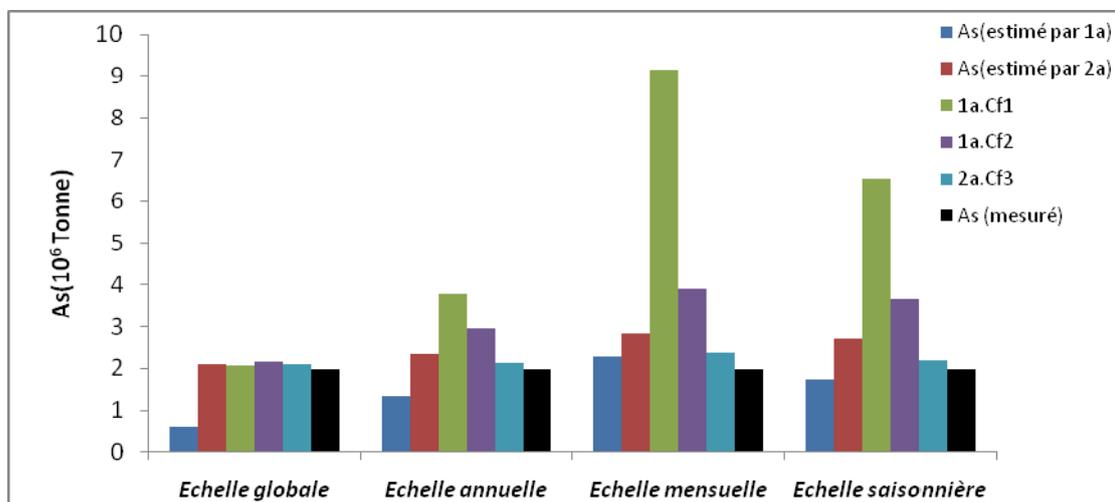


Figure. III.8. Evolution des apports solides en suspension mesurés, estimés et corrigés au niveau de la station de Béni Bahdel.

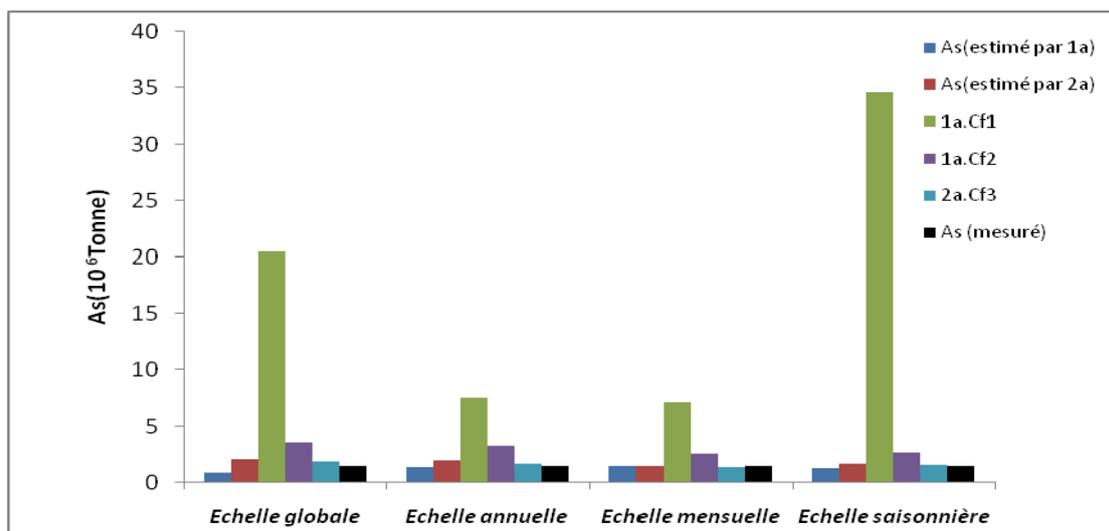


Figure. III.9. Evolution des apports solides en suspension mesurés, estimés et corrigés au niveau de la Station de Sidi Aissa.

L'observation de ces deux figures reflète l'importance de l'apport solide en suspension calculé par le modèle 1a après application du coefficient de correction (Cf1) au niveau des deux stations et pour la majorité des regroupements.

L'erreur globale et l'erreur commise par année moyenne engendrée sur l'estimation des apports solides en suspension au niveau de chaque regroupement avant et après application des coefficients de correction sont données dans les tableaux suivants:

Tableau. III.6. Erreurs apportées par les modèles 1a, 2a avant et après correction au niveau du bassin de Sebdou.

	Erreur (%)	Modèle 1a	Modèle 1a.Cf1	Modèle 1a.Cf2	Modèle 2a	Modèle 2a.Cf3
Modèle global	Erreur globale	-69.12	+5.37	+9.35	+6.43	+6.41
	Erreur de l'année moyenne	-2.16	+0.17	+0.29	+0.2	+0.2
Modèle annuel	Erreur globale	-32.38	+92.28	+50.84	+20.02	+7.96
	Erreur de l'année moyenne	-1.01	+2.88	+1.59	+0.62	+0.25
Modèle mensuel	Erreur globale	+16.02	+365.19	+98.94	+44.20	+21.94
	Erreur de l'année moyenne	+0.5	+11.41	+3.09	+1.38	+0.68
Modèle saisonnier	Erreur globale	-11.93	+231.63	+86.20	+38.28	+11.14
	Erreur de l'année moyenne	-0.37	+7.24	+2.69	+1.20	+0.35

Tableau. III.7. Erreurs apportées par les modèles 1a, 2a avant et après correction au niveau du bassin d'Isser.

	Erreur (%)	Modèle 1a	Modèle 1a.Cf1	Modèle 1a.Cf2	Modèle 2a	Modèle 2a.Cf3
Modèle global	Erreur globale	-42.80	+1358.77	+153.28	+41.72	+28.40
	Erreur de l'année moyenne	-5.25	+84.92	+9.58	+2.61	+1.77
Modèle annuel	Erreur globale	-5.78	+435.98	+129.20	+34.09	+17.12
	Erreur de l'année moyenne	-0.36	+27.25	+8.07	+2.13	+1.07
Modèle mensuel	Erreur globale	-0.16	+410.39	+76.09	+2.71	-9.81
	Erreur de l'année moyenne	-0.01	+25.65	+4.75	+0.17	-0.61
Modèle saisonnier	Erreur globale	-16.23	+2372.27	+86.91	+13.49	+5.79
	Erreur de l'année moyenne	-1.01	+148.27	+5.43	+0.84	+0.36

L'application du coefficient de correction de Duan sur le modèle 1a transforme la précision du modèle d'une sous estimation à une surestimation avec des erreurs très élargies. Ce coefficient est efficace pour le cas d'une grande sous estimation, tandis que pour des erreurs moyennes à faibles, il engendre des sur estimations très importantes.

Même constat dans l'application du coefficient de Kao. Même si les erreurs engendrées ne sont pas au même niveau d'importance que celles apportées par le cas précédent mais elles restent considérables.

Le coefficient de correction de Kao, lorsqu'il est appliqué sur le modèle 2a apporte des résultats appréciables au niveau de toutes les échelles. Il diminue l'erreur apportée par le modèle à sa moitié. Tandis que lorsque l'erreur est faible, ce coefficient de correction n'apporte pas beaucoup de différence.

Pour le sous bassin versant de Sebdou, la plus faible erreur est donnée par le modèle en puissance logarithmique après introduction du coefficient de correction Cf1 pour le regroupement global (une erreur de l'année moyenne de 0.17%) ; pour le sous bassin versant d'Isser, la plus faible erreur demeure celle obtenue lors d'application du modèle logarithmique au niveau du regroupement mensuel qui donne une erreur de l'année moyenne de -0.01%.

Globalement, ces résultats s'entendent avec la plupart des travaux établis dans ce domaine (Walling 1977a, b; Jansson, 1985; 1996; Asselman, 2000) du fait que le modèle 1a produit des sous estimations au niveau de toutes les échelles, tandis que le modèle 2a a une tendance de surestimer l'apport solide en suspension. De même, l'application des coefficients de correction n'apporte pas une amélioration significative et dans beaucoup de cas, elle tend à trop élargir l'écart entre l'apport mesuré et celui estimé (modèle 1a après introduction du coefficient de correction Cf1) (Walling et Webb, 1988; Sadeghi et al, 2008).

Contrairement à ce qui est trouvé par d'autres auteurs qui ont étudié des bassins versant sous climat tempéré (Walling 1977a et b; Glysson, 1987; Asselman, 2000), le regroupement saisonnier n'améliore pas la qualité d'estimation puisque l'effet de saison n'est pas pareil dans les bassins versant sous climats aride et semi aride. Dans les zones tempérées, l'essentiel du transport solide en suspension est généré par les précipitations ou les ruissellements, donc des volumes ruisselés importants sont généralement associés à des charges solides élevées (Campbell, 1977; Glysson, 1987). Tandis que dans notre cas, on rencontre un hiver qui ne génère que 20 % des apports liquides totaux. Par contre, il est responsable de plus de 50% de l'apport solide au niveau du bassin versant de Sebdou. Prés de 16% de l'apport liquide en cette même saison apporte prés de 50% de l'apport solide au niveau du bassin versant d'Isser.

Efficacité d'un modèle

Nous avons considéré jusqu'ici qu'un bon modèle est celui qui engendre la plus faible erreur qui est une mesure de la précision d'estimation, alors que la fiabilité d'un modèle doit réunir la précision (faible erreur) et la consistance d'estimation (faible variance) (Webb et al, 1997 ; Sadeghi et al, 2008). Le coefficient d'efficacité R^2 relie ces deux paramètres (Asselman, 2000 ; Sadeghi, 2008), il est donné par l'expression suivante:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=0}^N (C_0 - C_m)^2 - \sum_{i=0}^N (C_0 - C_{est})^2}{\sum_{i=0}^N (C_0 - C_m)^2}$$

Avec :

C_0 : Concentration en sédiments en suspension mesurée;

C_m : Moyenne des concentrations en sédiments mesurées;

C_{est} : Concentration en sédiments en suspension estimée par le modèle.

La valeur de R^2 varie de $-\infty$ à $+1$, où $+1$ indique une parfaite estimation de l'apport solide en suspension par le modèle.

Nous avons calculé le R^2 au niveau des deux stations à différentes échelles et les valeurs obtenues sont regroupées dans le tableau suivant:

Tableau. III.8. Valeurs des coefficients d'efficacité R^2 des modèles 1a et 2a avant et après application des coefficients de correction pour chaque regroupement.

		1a	1a*Cf1	1a*Cf2	2a	2a*Cf3
Station de Beni Bahdel	Série complète	+0.03	+0.12	+0.12	+0.12	+0.12
	Modèle annuel	+0.45	-1.92	+0.25	-0.58	+0.74
	Modèle mensuel	+0.05	-64.26	-1.62	+0.67	+0.90
	Modèle saisonnier	+0.36	-38.96	-2.78	+0.49	+0.98
Station de Sidi Aissa	Série complète	+0.06	-30.45	-0.27	+0.172	+0.17
	Modèle annuel	+0.48	-62.4	-2.42	+0.76	+0.82
	Modèle mensuel	+0.77	-90	-1.62	+0.79	+0.80
	Modèle saisonnier	+0.94	-4084.78	-1.97	+0.95	+0.98

L'efficacité des deux modèles s'améliore généralement après adaptation des regroupements. Si on compare le modèle 1a et 2a, on constate que le deuxième modèle donne généralement des coefficients d'efficacité plus élevés que ceux du premier modèle. Ainsi, le modèle non linéaire, d'un point de vue efficacité, représente mieux la relation débit liquide - concentration des sédiments en suspension à toutes les échelles temporelles.

L'application des deux coefficients de correction au modèle 1a n'apporte aucune amélioration mais réduit considérablement l'efficacité du modèle. En ce qui concerne le modèle 2a, l'application du coefficient de correction apporte plus d'efficacité pour aboutir à des valeurs pertinentes au niveau du regroupement saisonnier avec une valeur de 0.98 au niveau des deux stations.

D'après ces résultats, on constate que nos valeurs sont supérieures à celles publiées par Asselman (2000) pour le cas des 05 stations de mesure étudiées.

La validation d'un modèle reste donc problématique, du fait que les appréciations du modèle en fonction d'un critère ou d'un autre sont très variables. En effet, pour la plupart des critères, c'est l'erreur d'estimation qui est souvent considérée plus importante pour juger son application (Walling, 1977 a et b; Jansson, 1985 et 1996; Glysson, 1987; Asselman, 2000; Rovira et Batalla, 2006; Khanchoul et Jansson, 2008; Ghenim, 2008).

Chapitre IV

Comparaison entre les deux bassins versants

IV.1. Introduction

Le chapitre précédent a reflété une différence des réponses traduites par chaque sous bassin versant envers l'application des deux modèles 1a et 2a à différents regroupements. Cette distinction s'aperçoit à travers les valeurs des trois critères déjà sélectionnés pour justifier le choix du modèle adéquat à notre besoin. On cherche à interpréter l'influence induite par les différences existantes entre ces deux entités hydrologiques (caractéristiques physiques, morphométriques, climatiques et hydro climatiques), ainsi que celle causée par les caractéristiques des deux séries de données exploitées pour élaborer ce travail sur les paramètres suivants:

IV.2. Coefficient de détermination r^2

Le coefficient de détermination mesure l'éloignement des points expérimentaux de la droite de régression. Plus les points ont une distribution symétrique autour de la courbe de régression plus la valeur de r^2 s'approche de 1 (le modèle est bon) et plus les points sont très dispersés et éloignés moins est la valeur du r^2 (le modèle sera moins bon). Cela ramène donc aux fluctuations des concentrations C par rapport aux valeurs des débits liquides Q .

- La mise en graphe (figure IV.1) des valeurs des coefficients de détermination obtenues par l'application des deux modèles 1a et 2a pour les données du sous bassin versant de Isser et celui de Sebdou montre qu'au niveau des deux stations le modèle 1a s'adapte mieux que le modèle 2a du point de vue du coefficient de détermination. Les données des deux stations sont caractérisées par une abondance des points représentant des grandes valeurs de concentrations associées à des valeurs faibles du débit liquide (figure. III.4), cela fait appel à la particularité du modèle logarithmique qui tend à contracter les valeurs fortes.

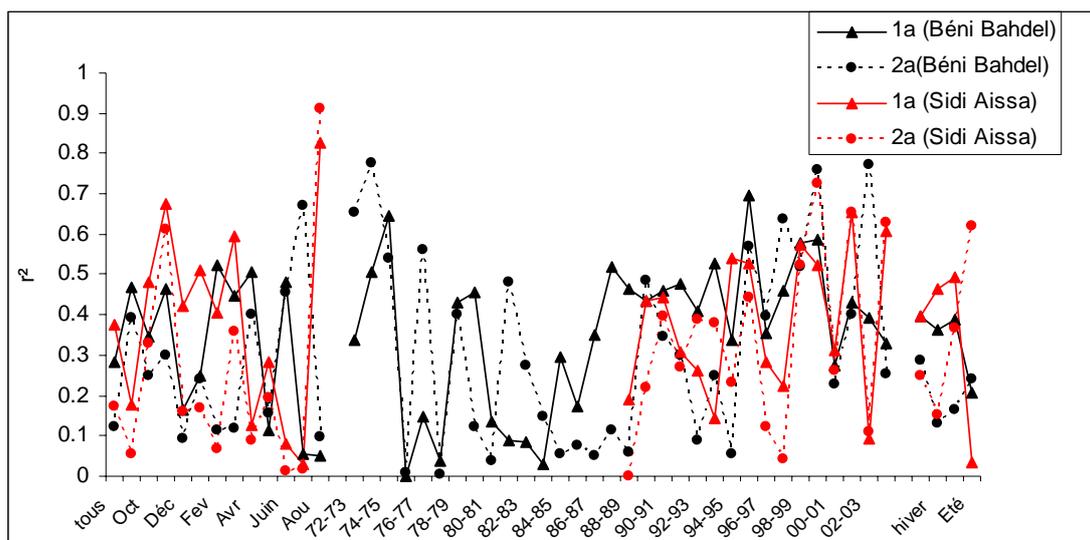


Figure. IV.1. Variation des coefficients de détermination r^2 pour les deux modèles 1a et 2a au niveau des deux sous bassins versants.

En moyenne (la moyenne de tous les coefficients de détermination obtenus à partir des différentes courbes établies) le coefficient de détermination est de 0.35 pour le modèle 1a et 0.3 pour le modèle 2a pour les données de la station de Béni Bahdel. Il est de 0.38 pour le modèle 1a et de 0.3 pour le modèle 2a au niveau de la station de Sidi Aissa. Cette dernière offre globalement des valeurs de r^2 élevées par rapport à celles de Béni Bahdel. Les coefficients de variations des deux variables Q et C sont respectivement de 4.86 et 3.47 à Isser et de 3.15 et 4.27 à Sebdu. D'après ces valeurs, on constate qu'au niveau du premier sous bassin la variabilité du débit est plus importante que celle des concentrations tandis qu'au niveau de Sebdu on remarque le contraire. Cette variation s'aperçoit aussi bien sur les apports liquides et solides dont les valeurs du coefficient de variation sont respectivement de 2.4 et 5.74 à Isser et de 2.23 et 14.32 à Sebdu. Ceci reflète une très grande variabilité de la concentration en suspension au niveau du bassin versant de Sebdu qui s'opère d'après la figure. III.4. De même au niveau des précipitations le coefficient de variation vaut 0.29 à Sebdu et 0.21 à Isser. On peut donc penser que la grande variation des concentrations accompagné de la faible variabilité des débits au niveau du bassin versant de Sebdu est animée par:

- Une faible superficie conjuguée à un faible temps de concentration de 7 h et une forte torrencialité, permettant aux fluctuations de s'opérer rapidement au niveau de la station de mesure en minimisant la phase d'infiltration souterraine.
- Une forte torrencialité sur des aires qui représentent 49% de pentes supérieures à 25%, 55% des sols fragiles à l'érosion en plus de 43 % de la surface totale de ce bassin mal protégée par le couvert végétal. Ceci facilite l'arrachement des particules en suspension et leur transport vers l'exutoire pour enregistrer une dégradation spécifique 240 tonnes/km²/an, une valeur importante par rapport à celle enregistrée dans le sous bassin versant d' Isser.
- L'existence des points aberrants très éloignés de la droite de régression (Figure. III.4) plus marqués au niveau de la station de Béni Bahdel. Ces points sont représentés par des valeurs élevées de la concentration associées par des valeurs faibles du débit liquide. Ces points augmentent la dispersion autour la droite de régression et par suite la qualité du modèle.

L'irrégularité de la répartition saisonnière des apports liquides et solides. En effet, un faible apport liquide des saisons d'automne et d'été engendre un important apport solide. L'été malgré sa faible pluviométrie par rapport à d'autres saisons engendre apport solide important suite à l'état sec des sols ainsi que la rareté du couvert végétale en cette saison. Cette dégradation est accélérée par les pratiques agricoles (dont on peut négliger la part des cultures extensives dans la protection contre l'érosion puisque c'est une saison de récolte) et les incendies.

L'établissement de la relation: $C = aQ^b$ par d'autres auteurs a aussi conduit à de faibles valeurs du paramètre r^2 . Pour Asselman (2000), au niveau de 05 stations de mesure le long de la rivière Rhin, la valeur de r^2 la plus élevée n'est que de 0.68. Pour Jansson (1985) le r^2 est de 0.49 pour le modèle 1a et de 0.69 pour le modèle 2a. De même Walling (1977a) d'après les différents regroupements établis, le meilleur r^2 est de 0.7 correspondant à la saison d'hiver. Au niveau du bassin versant d'Oued Abd cette valeur est de 0.445 pour la série complète (Achite et Ouillon, 2007). Pour le bassin versant de l'Oued Bellah (Tipaza), il est de 0.28 pour la série complète et varie entre 0.15 pour la saison d'automne, 0.36 pour l'hiver et 0.32 pour le printemps tandis que pour la série de crues cette valeur diminue à 0.028 (Elahcene et Remini, 2009).

Ces faibles valeurs du coefficient de détermination est le résultat de la grande dispersion des couples (C, Q) (Achite et Ouillon, 2007), ainsi que la relation entre C et Q est obscurcie par les entrées soudaines des sédiments produits par les pluies occasionnelles dans des périodes plus sèches et par les premiers éclats (Ghenim, 2008; Elahcene et Remini, 2009).

IV.3. Coefficient d'efficacité du modèle R^2

Proposé par Nash et Sutcliffe en 1970, il détermine l'efficacité du modèle à fournir la meilleure estimation que l'application de la moyenne des valeurs observées (Benkasi, 2006; Asselman, 2000; Sadeghi et al, 2008). Il tend vers 1 lorsque les valeurs des concentrations estimées par le modèle s'approchent de celles mesurées, et il tend vers $-\infty$ quand elles s'éloignent.

D'après le Tableau. IV.1, le coefficient d'efficacité s'améliore en se déplaçant du modèle 1a vers le modèle 2a pour les deux bassins versants (à l'exception du regroupement annuel pour le bassin de Sebdou). Pour le cas des 04 regroupements pour les deux modèles, c'est le bassin versant d'Isser qui récolte les valeurs de R^2 relativement élevés par rapport à celles obtenues au niveau du Sebdou.

Puisque les regroupements établis ne tendent qu'à améliorer les valeurs de R^2 qui gardent toujours de supériorité pour le bassin versant d'Isser, on peut considérer que cela est probablement dû à l'influence de la faible superficie du bassin versant de Sebdou par rapport à celle d'Isser. Si on tente à comparer ces valeurs à celles publiées par Asselman (2000), pour les résultats de la série complète (modèle 1a et 2a), on remarque que les valeurs de R^2 sont souvent proportionnelles à la surface des 05 sous bassins versant concernés par son étude qui possèdent des superficies supérieurs à ceux des deux sous bassins versants (Sebdou et Isser), cela traduit les faibles valeurs obtenue dans notre cas par rapport à ceux d'Asselman à cette échelle du regroupement.

Tableau. IV.1. Valeurs des coefficients d'efficacité au niveau des deux sous bassins versants pour différents regroupements.

		Bassin versant de Béni Bahdel				Bassin versant de Sidi Aissa			
Echelle		S. Complète	Annuelle	Mensuelle	Saisonnaire	S. Complète	Annuelle	Mensuelle	Saisonnaire
1a	R^2	0.03	0.45	0.05	0.36	0.06	0.48	0.77	0.94
2a	R^2	0.12	-0.58	0.67	0.49	0.172	0.76	0.79	0.95

IV.4. Erreur d'estimation E (%)

C'est le paramètre le plus intéressant pour la décision de la précision d'estimation d'un modèle. Le tableau. IV.2 récapitule l'erreur de l'année moyenne (%) calculée au niveau des deux sous bassins versants.

Tableau. IV.2. Valeurs des erreurs (E%) de l'année moyenne au niveau des deux sous bassins versants pour différents regroupements.

		Bassin versant de Béni Bahdel				Bassin versant de d'Isser			
Echelle		S. Complète	Annuelle	Mensuelle	Saisonnaire	S. Complète	Annuelle	Mensuelle	Saisonnaire
1a	E(%)	-2.16	-1.01	0.5	-0.37	-5.25	-0.36	-0.01	-1.01
2a	E(%)	0.2	0.62	1.38	1.20	2.61	2.13	0.17	0.84
1a après correction par Cf1	E(%)	0.17	2.88	11.41	7.24	84.92	27.25	25.65	148.27
1a après correction par Cf2	E(%)	0.29	1.59	3.09	2.69	9.58	8.07	4.75	5.43
2a après correction	E(%)	0.2	0.25	0.68	0.35	1.77	1.07	-0.61	0.36

La plus faible erreur est produite au niveau du bassin d'Isser suite à un regroupement mensuel des données avec une sous estimation de 0.01% aboutie lors de l'application du modèle en puissance logarithmique. Ni l'adaptation du regroupement saisonnier, ni l'introduction des deux coefficients de correction n'aboutissent à un degré d'estimation supérieur. En ce qui concerne le bassin versant de Sebdo c'est le même modèle précédent après l'application du coefficient de correction Cf1 à la totalité des données qui offre la faible erreur (0.17%). Cette valeur est légèrement faible par rapport à celle obtenue par l'application du modèle 2a (E=0.2%). Par comparaison, l'erreur obtenue

au niveau du bassin versant de Sebdou est très importante par rapport à celle au niveau d'Isser (17 fois plus importante). Puisque l'erreur d'estimation diminue avec la diminution du numérateur du rapport qui la définit, il faut que l'écart entre l'apport mesuré et celui estimé par le modèle soit minime cela revient donc à l'importante variabilité des concentrations au niveau du bassin versant de Sebdou.

La qualité d'estimation des courbes des sédiments tend à croître avec l'augmentation de la fréquence d'échantillonnage et la possibilité de la sous estimation apparaît dans le cas d'un faible nombre d'échantillonnage (Smith et al, 2003; Moatar et al, 2007). Glysson (1987) justifia cet effet d'échantillonnage par le fait que l'exploitation des données de mesure insuffisantes peut laisser échapper des variations intéressantes. Si c'est le cas, pour palier cette contrainte, il faut exploiter plusieurs années de données pour mieux définir les courbes de transport solide.

L'effet d'échantillonnage au niveau des deux sous bassins versants n'a pas respecté les constatations précédentes. Au niveau du bassin versant de Sebdou où l'erreur d'estimation est importante à celle obtenue pour le bassin d'Isser, la moyenne annuelle d'échantillonnage est de 221 presque deux fois plus que la valeur de la moyenne annuelle d'échantillonnage au niveau d'Isser (126). Quoique la série de données exploitée au niveau du bassin versant de Sebdou soit de 32 ans et celle exploitée au niveau du bassin versant d'Isser n'est que de 16 ans, c'est le deuxième qui nous a donné la meilleure précision. Cette non adéquation à l'effet d'échantillonnage est probablement altérée par la méthode appliquée pour l'estimation des apports liquides et solides. Cette méthode comme nous l'avons déjà mentionné, a engendré des erreurs au niveau d'estimation de l'apport liquide de -8.74% à Béni Bahdel et de -2.78% à Sidi Aissa. Ces erreurs peuvent être répercutées sur les valeurs des apports solides mesurés et estimés par les modèles et par suite sur la précision d'estimation puisque c'est le même bassin qui a marqué la faible erreur relative sur l'apport liquide qui offre la meilleure estimation en apport solide en suspension.

L'autre paramètre qui joue sur la qualité d'estimation est la taille du bassin versant. Campbell (1977) considère que plus le bassin versant est grand, moins est la fiabilité de n'importe relation reliant le débit liquide et le transport solide suite à la persistance des fluctuations de la concentration et du débit liquide. Cela n'est pas toujours le cas puisque c'est au niveau du bassin versant de Sebdou qui possède la faible superficie

qu'on constate les plus fortes variabilités traduites par les coefficients de variation annuels des apports liquides et solides, qui sont respectivement de 0.53% et 0.9%.

D'autre part Walling et Webb (1988) considèrent que le degré d'estimation s'améliore avec l'augmentation de la taille du bassin versant. L'incertitude des apports solides aux niveaux des trois rivières britanniques: Creedy, Exe et Dart étudiées par Walling (1977b) est proportionnelle à la superficie de leurs bassins versants. Cette hypothèse est confirmée d'après nos résultats puisque c'est le plus grand bassin qui marque la meilleure qualité d'estimation. Ce bassin est aussi d'une dégradation spécifique inférieure du fait que la majorité des conditions morphométriques, climatiques, géologiques et la végétation se réunissent pour minimiser le processus érosif.

IV.5. Paramètres de l'équation de la fonction puissance

Les paramètres de la droite de régression sont considérés par certains auteurs sans significations physiques puisque les courbes du transport solide peuvent être assimilées aux modèles 'boite noire'. D'autres auteurs leurs attribuent certaines interprétations physiques (Asselman, 2000; Yang et al, 2006). Les valeurs du paramètre b pour différentes rivières sont souvent objet de discussion autour des caractéristiques du transport solide dans les bassins versants (Asselman, 2000).

Puisque c'est le modèle 1a qui donne la plus faible erreur d'estimation au niveau du bassin versant d'Isser et pour ne pas embrouiller les interprétations, on se limite à comparer seulement les paramètres obtenus par ce modèle pour la totalité des données.

Au niveau du bassin versant de Sebdou le paramètre a est de 0.21 et b est de 0.64. Ces valeurs sont inférieures à celles du bassin versant d'Isser où a est de 0.4 et b est de 0.79. Ces valeurs de a sont inférieures par rapport à celles trouvées pour Oued Abd (Achite et Ouillon, 2007) et pour l'Oued Bellah (Elehcn et Remini; 2009). Tandis que le paramètre b varie peu au niveau des 04 cours d'eau cités.

Reid et Frostick en 1987, après étude de plusieurs rivières à travers le monde ont proposé, pour les rivières des régions arides: a varie de 100 à 79983 et b de 0.2 à 0.7 et pour les rivières des régions tempérées et humides a varie de 0.004 à 40 et b entre 1.4 à 2.5 (Yang et al, 2007). L'exposant b dans le cas des deux sous bassins

versants se situe dans la marge des rivières arides tandis que le paramètre a les fait appartenir à un climat humide et tempéré, or ce n'est pas le cas. En effet d'après cinq sous bassins versants de la rivière Rhin en Allemagne caractérisés par un climat tempéré le coefficient a varie de 7.7×10^{-4} à 7.93×10^{-1} et b varie de 0.51 à 1.44 (Asselman, 2000). Ce qui est remarquable est que le paramètre a est d'autant plus important que la surface du bassin versant augmente, cela s'aperçoit aussi bien au niveau de la rivière Rhin qu'à ceux des deux bassins Isser et Sebdou.

D'après la littérature le paramètre a représente un coefficient de sévérité de l'érosion. Une valeur élevée de ce paramètre reflète un bassin caractérisé par des matériaux facilement érodable. Tandis que le paramètre b est un coefficient qui traduit la force érosive de la rivière pour qui une valeur élevée indique une rivière dont une petite augmentation du débit impliquera une grande augmentation de la force érosive de la rivière (Asselman, 2000; Yang et al, 2006). De cela, et d'après la comparaison des paramètres a et b , on constate que les valeurs du paramètre a au niveau des bassins versants de Sebdou et Isser ainsi que celles de l'Oued Abd et de l'Oued Bellah, d'autant qu'ils se situent dans une région semi aride possèdent des valeurs de a élevées par rapport aux rivières soumises à un climat tempéré, donc les bassins versants des zones semi arides se caractérisent par des matériaux facilement érodable. Alors que le paramètre b de ces cours d'eau marque une faible force érosive par rapport à celui d'un climat tempéré.

On peut conclure que la majorité des critères donnent les meilleurs résultats au niveau du sous bassin versant d'Isser. En bref ce bassin se caractérise par: une superficie plus importante que celui de Sebdou, il est d'une dégradation spécifique moins importante. Cette dernière est le résultat de la réunion de plusieurs conditions telles qu'un coefficient de torrentialité moins important et par suite un temps de concentration élevé, une hypsométrie qui reflète un état à faible potentiel érosif. Aussi bien que la répartition du couvert végétal et la constitution géologique même si elle est favorable à l'érosion, elle reste moins importante que la susceptibilité du bassin versant de Sebdou. Toutes ces conditions donc peuvent être la cause de la distinction entre la qualité d'estimation des modèles puissance d'un bassin à un autre.

Conclusion générale

De par leurs caractéristiques, les régions arides et semi-arides sont considérées comme des régions à fort potentiel érosif (Campbell, 1977 ; Prost et Amiotte Suchet, 1992 ; Bravart et Petit, 2000 ; Achite et Meddi, 2005). Cette étude touche deux sous bassins versants (Sebdou et Isser) appartenant au bassin versant de la Tafna dans le Nord Ouest Algérien dont on a pu recueillir les données nécessaires pour mener ce travail. La description de ces deux sous bassins reflète que celui de Sebdou est plus susceptible au phénomène de l'érosion et du transport solide. Cette première constatation se confirme par les valeurs de la dégradation spécifique qui est de 240 T/km²/an au niveau de Sebdou et 76 T/km²/an au niveau d'Isser. Ces deux bassins versants se caractérisent par l'importance des apports liquides printaniers suite à l'importance des précipitations surtout celle du mois de mars, et une importance des apports solides automnaux suite à la présence des conditions favorables.

Devant l'importance du phénomène du transport solide, sa quantification précise est devenue une nécessité pour les projets de planification et de gestion. La non disponibilité des mesures fréquentes surtout celle de la concentration en matière en suspension au niveau des cours d'eau de cette région, fait appel aux modèles d'estimation. Nous avons testé la possibilité d'adaptation de plusieurs types de fonctions sur les couples $Q(\text{m}^3/\text{s})$ - $C(\text{g/l})$ au niveau des deux sous bassins versants à différents regroupements temporels. L'analyse des résultats des coefficients de détermination comme premier indicateur de choix du modèle opte pour les deux modèles en puissance logarithmique et arithmétique. Une comparaison entre ces deux modèles s'est faite à base du coefficient d'efficacité qui offre de bons résultats surtout pour le modèle non linéaire au niveau du bassin d'Isser. Cependant, c'est la précision d'estimation du modèle qui juge son application. Cette précision dans notre cas est évaluée par l'erreur relative qui marque une plus faible valeur au niveau du regroupement mensuel pour les données du bassin d'Isser avec une sous estimation de -0.16%. Alors qu'au niveau du bassin de Sebdou, la meilleure estimation est obtenue par le modèle 2a au niveau du regroupement global des données qui est de 6.41%. L'application des deux coefficients de correction de Duan et de Kao, n'apporte qu'une légère amélioration d'estimation pour le cas du dernier bassin. La comparaison entre les deux bassins versants met en évidence, l'influence

d'autres paramètres sur le comportement apporté à travers la différence des valeurs des différents paramètres calculés.

Ce travail n'est qu'une contribution à la modélisation du phénomène du transport solide au niveau du bassin versant de la Tafna qui nécessite d'être complété en faisant appel à d'autres modèles. La possibilité d'intervenir sur les données d'autres sous bassins versants comportant de longues séries de données est toujours souhaitable pour tirer des interprétations plus fondées et en vue d'aboutir à un modèle global représentant au mieux le processus érosif au niveau de ce bassin versant.

Annexe

Généralités

1. Introduction

Le sol constitue le support des cultures. C'est une entité dynamique qui s'approfondit sous l'action des processus de pédogénèse et s'amincit sous l'action de l'érosion (Guillobez, 1990), responsable de la diminution de la fertilité des sols agricoles.

L'érosion se produit naturellement sous l'action du vent (érosion éolienne) et l'eau (érosion hydrique) et peut être accélérée par divers facteurs tels que les travaux agricoles et les incendies. Ce phénomène affecte aussi la qualité des eaux et la capacité de stockage des barrages.

2. Types d'érosion

2.1. Erosion éolienne

Le vent possède une force qui agit sur la surface du sol. Le vent est actif généralement dans les zones qui souffrent d'un déficit pluviométrique et d'une température prédominante importante. C'est le cas des régions arides et semi-arides (Zachar, 1981) où il est accentué pendant les saisons sèches. Avec l'effet de surpâturage qui induit la disparition du couvert végétal, il laisse des surfaces importantes sans protection et exposées à la détérioration. L'équation de quantification d'érosion éolienne est sous la forme:

$$E = f(I, k, C, L, V)$$

Avec :

E : Perte potentielle du sol ;

I : Erodabilité du sol ;

K : Rugosité de la surface du sol par billons ;

C : Facteur climatique ;

L : Distance couverte par le vent sur le champ dénudé.

V : Couverture végétale équivalente.

Il existe trois modes de transport des particules :

- Déplacement par roulement à la surface du sol pour les particules de 1 à 2mm de diamètre ;
- Par saltation pour les particules de 0,1 à 1mm de diamètre ;
- Par suspension dans l'atmosphère pour des diamètres inférieurs à 0,1mm.

2.2. Erosion hydrique

Son facteur moteur réside dans les précipitations. L'érosion hydrique comporte deux processus qui sont le détachement des particules comme phase préparatoire puis leurs transports à un lieu de dépôt.

2.2.1. Les agents de l'érosion hydrique

2.2.1.1. Les précipitations

Une pluie est caractérisée par son volume (pluviosité), son intensité (I) et sa durée (T). L'intensité est le paramètre le plus important. D'une part, elle joue sur le débit du ruissellement, et donc sur le détachement et la capacité de transport de l'écoulement et d'autre part, elle influence directement le détachement du sol par le splash. L'énergie cinétique d'une goutte de pluie lors de son contact au sol est :

$$Ec = \frac{1}{2} mV^2$$

Avec :

E_c : Energie cinétique (joule) ;

m : Masse de la goutte (kg) ;

V : Vitesse en m/s.

Cette énergie est proportionnelle au logarithme de l'intensité d'après Wischmeier (Guillobez, 1990) :

$$Ec = 11.9 + 8.73Ip$$

E_c : Energie cinétique en joule/m²/mm

I_p : Intensité de la pluie en mm/h

Les premières gouttes de pluie s'infiltrent dans le sol d'autant plus aisément qu'il est meuble et que sa porosité est élevée. Cette première phase s'accompagne d'un déplacement des particules et d'un tassement du sol. Lorsque la couche superficielle s'humidifie trois processus se développent simultanément :

- La dégradation de la structure ;
- La formation d'une pellicule de battance ;
- Erosion par splash ou érosion par rejaillissant ;

Morgan et al en 1995 donnent l'expression du sol détaché par :

$$DET = K.Ec.e^{bh}$$

DET : Quantité du sol détaché par l'impact des gouttes (g/m²) ;

k : Indice de la détachabilité du sol (g/J) ;

Ec : Energie cinétique (J/m²) ;

h : Profondeur de la couche d'eau ;

b : Exposant varie entre 0.9 et 3.1 (Abbott et Refsgaard, 1996)

Pour qu'il y ait transport solide, il faut que les particules détachées soient emportées par le ruissellement.

2.2.1.2. Le ruissellement

Le ruissellement est le plus important agent de transport et dans certains cas le principal agent de détachement dès lors que le volume non infiltré dépasse la capacité de détention superficielle du sol (Camuzard, 2003).

Manning a proposé une formule reliant la vitesse d'écoulement à la pente et l'état du sol :

$$V = \left(\frac{1}{n} \right) . Rh^{2/3} . I^{1/2}$$

Rh : Rayon hydraulique ;

I : Pente de terrain ;

1/n : Coefficient dépendant de la rugosité des parois et du fond du canal (Guillobez, 1990).

La limite de déclenchement du ruissellement varie entre 20 mm sur sol sec à 3 mm sur sol humide. Un orage avec intensité moins de 10 mm/h n'engendre pas d'érosion. Les longues averses généralisées de faible intensité tombant en hiver sur des sols saturés de vastes régions couvertes provoquent les plus forts débits de pointe dans les Oueds, ces forts débits chassent les sédiments préparés et stockés avant (Roose, 1991).

Le ruissellement est régi par le sol, la couverture végétale et la topographie.

2.2.1.3. Le sol

L'eau des précipitations qui parvient à l'interface sol-atmosphère entre en contact d'abord avec la végétation; puis avec le sol. Quand la pluie atteint le sol nu, elle le bat provoquant l'effet de battance et de rejaillissement qui dépendent de la nature du sol (texture, granulométrie, matière organique, stabilité de la structure); puis l'eau s'infiltré dans le sol qui intervient par ces propriétés hydrodynamiques pour régir l'infiltration (état hydrique du sol, réserve en eau, coefficient d'infiltration). Cette infiltration varie en fonction des conditions d'humectation qui sont fonction de :

- Etat hydrique du sol avant la pluie qui dépend des pluies précédentes ;
- L'intensité de la pluie, sa durée, l'état de surface et son évolution au cours de la pluie (Guillobez, 1990).

2.2.1.4. Couvert végétale

C'est un facteur primordial de protection du sol contre érosion. L'interception des gouttes de pluie dissipe l'énergie cinétique et donc diminue l'effet Splash. Son système racinaire maintient le sol et favorise l'infiltration.

L'érosion est une fonction décroissante de la couverture végétale qui est elle-même fonction croissante de la pluie (Colonbani et Olivry, 1984). Le diagramme suivant montre l'effet des pluies efficaces et de la végétation sur l'érosion spécifique.

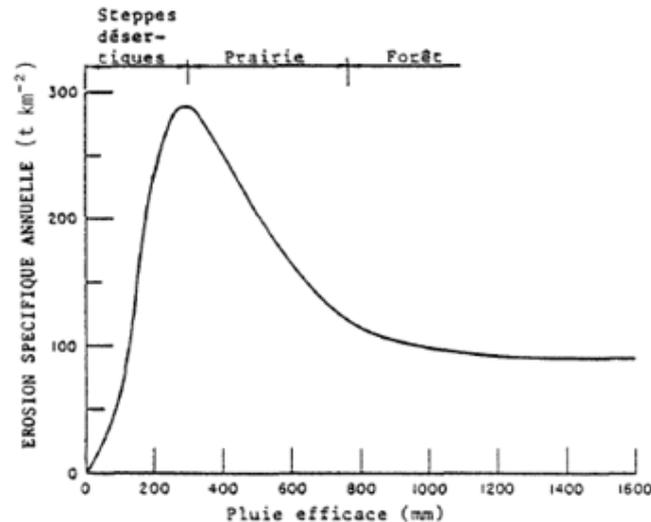


Figure. A.1. Diagramme schématique de la variation de l'érosion spécifique en fonction du climat et la végétation (d'après Langbein et Schumm, 1958).

2.2.1.4. La topographie

L'érosion est étroitement liée aux types et aux caractéristiques topographiques. Sur les pentes fortes, l'eau de pluie ruisselle vite et cause une érosion grave. Sur les pentes concaves, l'érosion est moins intense tandis que sur les pentes convexes, la perte en terre est plus grande que sur pentes rectilignes. La longueur de la pente est moins importante que son gradient et sa forme, mais à précipitation égale, il s'accumule sur une pente plus longue un plus grand volume d'eau et le temps d'absorption par le sol est plus grand donc moins de ruissellement et d'érosion (Boukheir et al, 2001).

3. Ampleur de l'érosion hydrique

Comme l'illustre la figure. A.2, la dégradation des sols est un phénomène mondial qui n'épargne aucun continent. La surface totale érosive dans le monde est estimée à 25 millions de km², ce qui représente 16.8% de la surface totale des continents (Xiaoqing, 2003). Environ 28% de cette dégradation est attribuée à l'érosion éolienne et 56% à l'érosion hydrique (Gratiot ; 2010). Cette dernière constitue la principale menace pour les sols en **Europe**, elle atteint 260 000 km² (Gratiot ; 2010). **En Belgique**, les terres exposées à l'érosion hydrique sont estimées à environ 10%. **En France**, 5 millions d'hectares de terres agricoles sont affectés (ou environ 17% de la

surface totale), contre 0.5 millions d'hectares menacés par l'érosion éolienne, principalement dans le sud du pays. Environ 37% des terres cultivées en **Angleterre** et au **Pays de Galles** affichent des taux d'érosion supérieurs au seuil de tolérance. Au **Portugal**, en **Grèce**, en **Espagne** et en **Italie** une grande partie des terres (68%, 43%, 41% et 27% respectivement) est déjà touchée (Montanarella, 2010). Sur le continent **Américain**, le **Mexique** figure en tête des pays souffrant de dégradation des sols (Gratiot, 2010).

Les pays de la méditerranée ne sont pas à l'écart de ce phénomène. Générée par la présence de facteurs favorables tels que la nature torrentielle des pluies, la forte vulnérabilité des terrains (roches tendres, sols fragiles, pentes raides et couverts végétaux souvent dégradés), le surpâturage et l'impact défavorable des activités humaines (Roose, 1991 ; Antipolis, 2003). Ce phénomène touche la majeure part des pays tels que : en **Turquie** 50% avec des pertes de terre de 500 à 600 millions de tonnes /an (Dôgan, 1993). Au **Maroc** 40% et en **Tunisie** 45% de la superficie du pays est menacée. En **Syrie** les pertes en terre varient de 0.5 à 2 tonnes/km² /an dans de nombreuses régions du pays et dépasse même les 2 tonnes/ha/an dans les chaînes montagneuses côtières. Au **Liban**, les prévisions sont de 0.5 à 0.7 tonnes/km²/an dans les montagnes (Boukheir et al, 2001; Antipolis, 2003). En **Algérie** c'est la partie Ouest qui est la plus touchée avec 47% des terres, suivie par le Centre avec 27% et l'Est avec 26% (Achite et al, 2006).

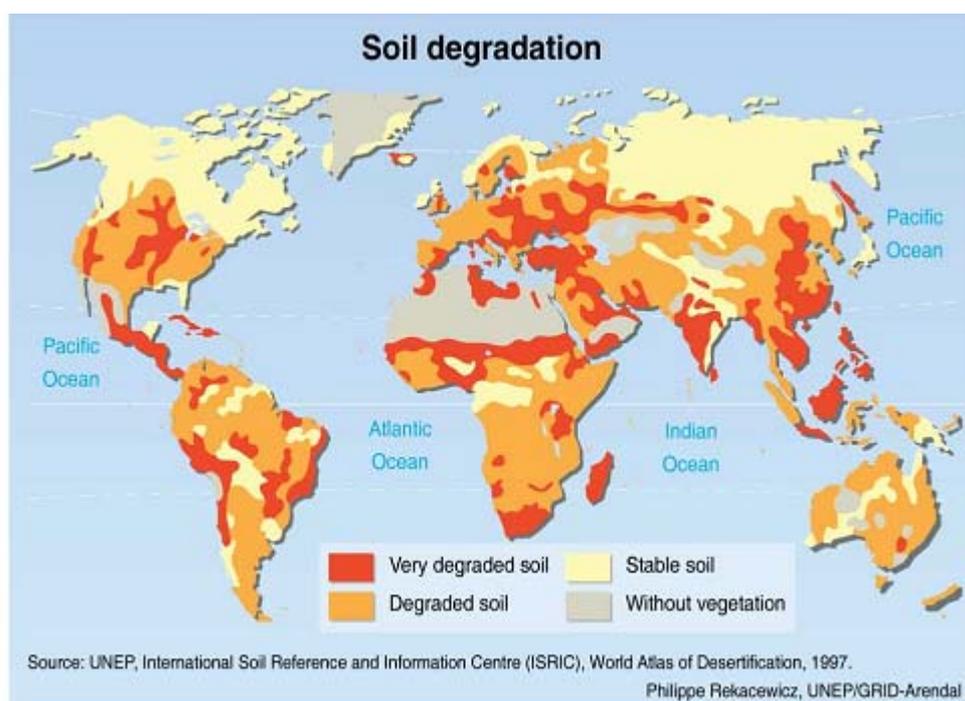


Figure. A.2. Carte de la dégradation des sols dans le monde.

La carte (figure. A.3) reflète la distribution spatiale du transport en matière en suspension des bassins versant à travers le monde et le taux de sédiments en suspension à l'embouchure des plus grandes rivières mondiales. Ces phénomènes comme l'érosion et d'autres phénomènes naturels sont inégalement répartis à travers le monde (Musy et Higy, 2003), suite à la sensibilité aux variations des débits dans les cours d'eau et aux caractéristiques des bassins versants. La valeur d'estimation de l'apport solide en suspension mondiale la plus citée varie entre moins de 15 à 20×10^9 tonne/an (Dingman, 1993 ; Walling and Webb, 1996 ; Wolfgang et Probst, 1998; Bravard et Petit, 2000 ; Takeuchi, 2004; Walling, 2009), dont 25% est considéré retenue par les barrages (Takeuchi, 2004).

Les plus grandes valeurs qui figurent d'après la carte correspondent respectivement au cours d'eau de Gange-Brahmaputre au Bangladesh par 3200 tonnes/km²/an, les îles océaniques par 3000 tonnes/km²/an et le fleuve jaune (Huang He) en Chine par plus de 1700 tonnes/km²/an.

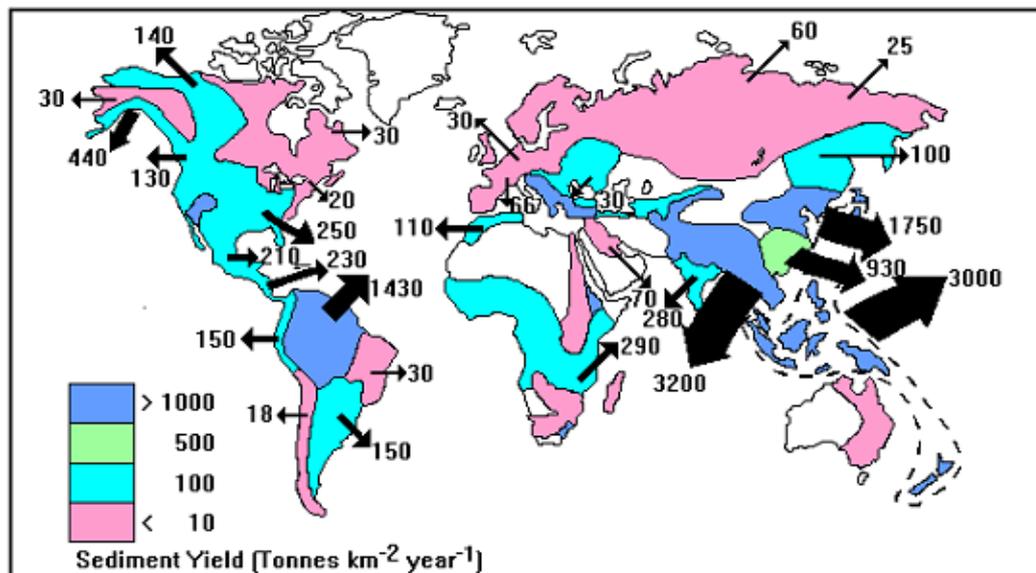


Figure. A.3. Carte du taux de sédiments en suspension transportés.

Beaucoup de chiffres correspondant à la contribution des continents dans le bilan sédimentaire ont été publiés. Ces valeurs sont difficiles à obtenir et manquent de précision (Musy et Higy, 2003). Elles diffèrent d'un auteur à un autre. On se limite à introduire celles citées par Musy et Higy (2003) dans le tableau suivant:

Tableau. A.1. Bilan sédimentaire à l'échelle continentale (Musy et Higy, 2003).

	Charge sédimentaire (t/km ² /an)	Masse sédimentaire (10 ⁶ t/an)
Europe	49.9	230
Afrique	32.6	500
Asie	376.1	6349
Amérique du Nord	83.5	1462
Amérique du Sud	99.9	1788
Australie et Océanie	588.8	3062
Reste du monde	7.5	84
total	116	13 475

D'après ces estimations, la plus grande masse sédimentaire est produite par le continent asiatique, tandis que la plus faible est attribuée au continent Européen.

D'après Fournier (Xiaoqing, 2003) et Campbell (1977), le maximum des apports solides en suspension est obtenu dans les zones arides et semi arides. Ceci est induit par un climat très contrasté et agressif, une pauvreté en couvert végétal et une difficulté du relief (Campbell, 1977 ; Prost et Amiotte, 1992 ; Bravard et Petit, 2000 ; Achite et Meddi, 2005). A cette échelle résulte une nette prédominance de l'apport solide en suspension qui représente parfois près de 90% de l'apport solide total (Bravard et Petit, 2000). Les pays du Maghreb ont fait l'objet d'études de plusieurs auteurs, en vue de connaître l'importance de ce phénomène dans cette partie du monde. Beaucoup d'entre eux ont négligé sa contribution en apport solide en suspension (Prost et Amiotte, 1992), tandis que d'autre la juge considérable. Walling et Webb (1983) la classe dans la zone qui correspond à 750-1000 t/km²/an. Cependant celle de Lvovich et al. (1991) lui attribue la fourchette 1000-5000 t/km²/an (Walling et Webb, 1993). Prost et Amiotte Suchet (1992) dans leurs études, utilisant les données de plus de 200 stations de mesure au Maroc, en Algérie et en Tunisie, aboutissent à une estimation de l'apport solide moyen de 420 t/km²/an, dont plusieurs bassins enregistrent des apports supérieurs à 750 t/km²/an. Cinq bassins dépassant les 5000 t/km²/an et atteignent jusqu'à plus 7200 t/km²/an tel que le bassin versant de l'Oued Agrioun en Algérie (Prost et Amiotte Suchet, 1992).

Au Maroc, selon Sabir et al (2007) les dégradations spécifiques en montagne rifaine sont parmi les plus élevées du monde: 10 000 t/km²/an dans le bassin de

l'Ouergha. Ainsi que la dégradation moyenne annuelle du bassin versant du Nekor atteint 5900 t/km²/an au Nord-Est du Maroc (Lahlou, 1990).

En Tunisie le transport solide moyen dans le bassin versant de Jannet est de 14.8 t/km²/an (Ben Cheikha et Gueddari, 2010). Il dépasse les 400 t/km²/an dans les deux bassins versants de Medjerdha et Miliane (Milliman et al, 1995). Il touche 436 t/km²/an au niveau du bassin versant de Sidi M'hadheb (Zairi et al, 2005).

En Algérie beaucoup de travaux sont menées dans cet aspect. Le tableau.A.2. récapitule les estimations à travers quelques bassins versants. L'analyse de ces valeurs reflète un état de dégradation faible, mais il reste que ces estimations sont moyennes alors que les valeurs annuelles peuvent largement dépasser ces fourchettes. À titre d'exemple le bassin versant de Sebdou, donne une valeur annuelle maximum en (1990-91) qui atteint 4283 t/km²/an d'après Megnounif et al, (2003), elle est de 5 876 t/km²/an en (1995-96) d'après Ghenim, (2008). D'après une étude de Bourouba (2002) à travers 24 stations de mesures, les valeurs annuelles maximales peuvent varier entre 164 t/km²/an en (1977-78) à l'Oued Soubelle dans le bassin versant de Chott Hodna à 10375 t/km²/an à l'Oued Djendjen dans le bassin versant des côtiers Constantinois.

Il est à signaler D'après le tableau. A.2, l'hétérogénéité des valeurs publiées par certains auteurs pour un même bassin versant. Ceci s'il n'est pas dû à la différence de l'étendue de la série de données exploitées, il est le résultat de la différence des méthodes de calcul utilisées pour l'estimation des apports solides ou bien de la fiabilité des données exploitées.

Tableau. A.2. Quelques estimations de la dégradation spécifique en Algérie.

Bassin versant		Ass (t/km ² /an)	Auteurs
30 bassins versant étudiés dont la superficie entre 100-3000 km ²		>500	Demmak, 1984
Le bassin versant de la Tafna	Tafna	150	Megnounif et al, 2003 (d'après SOGREAH)
	Sebdou (1988-89 à 1992-93)	1119	Megnounif et al, 2003
	Sebdou (1985-86 à 1997-98)	937	Bouanani, 2004
	Sebdou (1985-86 à 1997-98)	1330	Ghenim, 2008
	Mouilah (1977-78 à 1992-93)	126	Terfous et al, 2001
	Mouilah (1977-78 à 1994-95)	364	Bouanani, 2004
	Mouilah (1977-78 à 1994-95)	165	Ghenim, 2008
	Isser (1988-89 à 1997-98)	180	Bouanani, 2004
	Sikkak (1972-73 à 1989-90)	170	Bouanani, 2004
Le bassin versant d'Oued mina	Sidi A.E.K.Djilali (1973-74 à 1994-95)	300	Touïbia et al, 2001
	Oued Al Abtal (1973-74 à 1994-95)	210	
	Oued Abd (1973-74 à 1994-95)	136	Achite et Ouillon, 2007
	Oued Abd (1973-74 à 1994-95)	117	Achite et Meddi, 2005
	Oued Haddad (1973-74 à 1994-95)	212	
	Oued Taht (1973-74 à 1994-95)	191	
	Oued Hamara (1973-74 à 1994-95)	65	
Oued Mellah (1975-96 à 1997-98)		373	Khanchoul et Jansson, 2008
Harreza (Chellif) (1973-74 à 1996-97)		470	Megueni et Remini, 2008

4. Les formes d'érosion hydrique

4.1. Erosion en nappe (sheet érosion)

Une fois que les particules sont préparées par l'effet splash, le ruissellement se déclenche lorsque l'intensité devient supérieure à la vitesse d'infiltration. Une couche mince de sol uniforme est entraînée par le ruissellement avec des vitesses relativement faibles sur pentes douces (Xiaoqing, 2003). Ce type d'érosion est sélectif. Il appauvrit les horizons de surface en éléments fins et y concentre les éléments grossiers. Quantitativement, l'érosion en nappe est faible. Elle est estimée à environ 1 à 10 tonnes/ha/an (Roose, 1991).

4.2. Erosion linéaire (micro-channel ou Rill érosion)

Le ruissellement en nappe s'organise et se concentre dans les petites dépressions provoquant des griffes (quelques centimètres). Lorsqu'elles ne sont pas traitées et selon la quantité et la vitesse du ruissellement, elles peuvent atteindre un stade développé pour donner soit des rigoles (quelques décimètres) soit des ravins qui attirent plus l'attention du public et qui peuvent avoir une forme en U ou V (Zachar, 1981; Roose, 1991).

Comme on peut également trouver les mouvements en masse (éboulement, glissement, solifluxion...etc). L'érosion en rigoles engendre une perte de terre de plus de 10 tonnes/ha/an et l'érosion en ravine plus de 100 tonnes/ha/an, tandis que le glissement de terrain et le sapement des berges donnent respectivement 1 000 et 10 000 tonnes/ha/an (Roose, 1991).

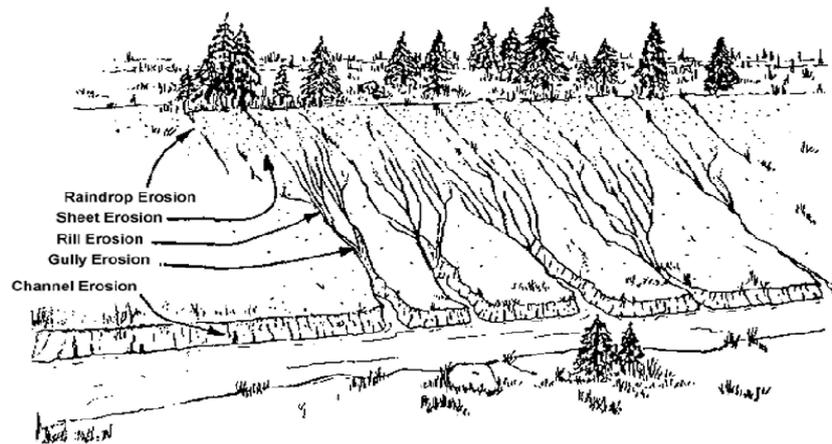


Figure. A.4. Différents formes d'érosion hydrique dans un bassin versant.

5. Prédiction d'érosion hydrique

Il existe plusieurs formules qui relient les facteurs qui causent l'érosion et ceux qui minimisent le phénomène. Parmi ces formules on cite :

5.1. Formule Universelle de perte en sol (USLE)

Elle s'écrit sous la forme :

$$A = R.K.L.S.C.P$$

Dans laquelle :

- A : Perte de terre (tonne/ha/an) ;
- R : Facteur d'agressivité climatique
- K : Indice d'érodibilité du sol ;
- L : Facteur longueur de pente ;
- S : Facteur de pente ;
- C : Facteur agronomique ;
- P : Facteur des aménagements anti-érosifs.

Elle porte le nom de WISCHMEIER et SMITH. C'est la formule la plus utilisée mais sa complexité réside dans la difficulté de la détermination exacte de tous ses paramètres (Bednarczyk et Madeyski, 1998).

5.2. Formule de Cavrilovic

$$W = T.X.\pi\sqrt{Z^3} \text{ Et } Wt = W.S$$

Avec :

W : Perte en terre ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$) ;

Wt : Perte en terre moyenne sur le bassin versant (m^3/an) ;

T : Coefficient de température ;

X : Pluie moyenne annuelle (mm) ;

S : Surface du bassin versant (km^2) ;

Z : Coefficient de l'érosion relative qui est difficile à estimer. Il est fonction du couvert végétal, de la structure lithologique et pédologique du bassin versant et du degré de processus érosif.

5.3. Formule de Fournier

$$As = \frac{1}{36} \left(\frac{Pm}{Pam} \right)^2 2.65 \left(\frac{h}{S} \right)^2 0.46$$

Avec :

As : Apport solide spécifique moyen annuel ($\text{tonne}/\text{km}^2/\text{an}$) ;

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

Pam : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

h : Dénivelée moyenne (m) ;

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

5.4. Formule de Tixeront

Spécifique pour l'Algérie et la Tunisie.

$$As = 354E^{0.15} \quad \text{Pour les bassins Tunisiens}$$

$$As = 92E^{0.21} \quad \text{Pour la région Est Algérien}$$

$$As = 200E \quad \text{Pour la région Centre Algérien}$$

5.5. Formule de Sogreah

Basée sur les données de 30 bassins Algériens, la formule est :

$$As = \alpha E^{0.15}$$

Avec :

As : Apport solide spécifique (tonne/km²/an) ;

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

E : Ecoulement annuel (mm).

5.6. Formule de l'ANRH

$$T_{ss} + 26.62IL + 5.07IP + 9.77CT - 593.59$$

Où :

T_{ss} : Transport solide spécifique moyen annuel (t/km²/an)

IL : Indice lithologique (%) ;

IP : Indice des précipitations (%) ;

CT : Coefficient de torrentialité = $Dd.F1$

Dd : Densité de drainage (km/km²) ;

$F1$: Fréquence des thalwegs élémentaires ;

Cette formule s'applique pour les conditions de $IL > 10\%$ et $Pm > 300\text{mm}$.

6. Transport solide

C'est le deuxième processus constituant l'érosion hydrique. Il est par définition la quantité des sédiments (ou débit solide) transportée par un cours d'eau. Ce phénomène est limité par la quantité de matériaux susceptible d'être transportée (selon la fourniture sédimentaire). Il est régi par deux propriétés du cours d'eau:

La compétence : Elle est mesurée par le diamètre maximal des débris rocheux que peut transporter le cours d'eau (Musy et Higy, 2003). Cette caractéristique est fonction de la vitesse d'eau comme le montre le diagramme de Hjulstrom qui divise le

transport solide en trois phases : la sédimentation, le transport avec une fonction croissante qui est toujours au dessous de celle d'arrachement des particules (l'érosion).

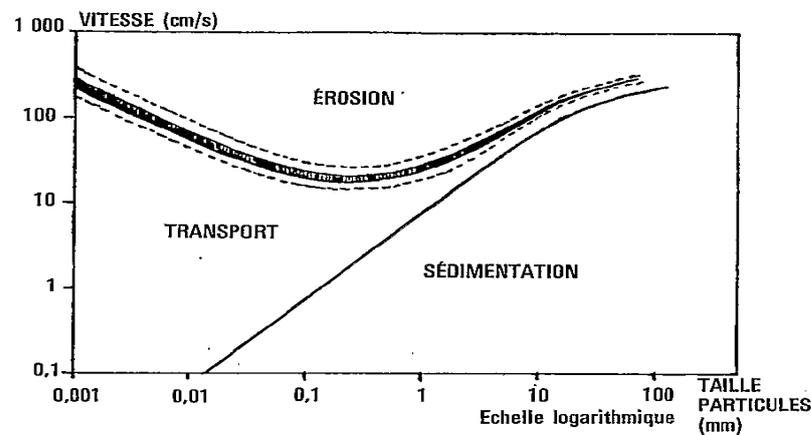


Figure. A.5. Diagramme de Hjulstrom.

La capacité : C'est la quantité maximale de matériaux solides que peut transporter en un point et à un instant donné le cours d'eau. Elle est fonction de la vitesse de l'eau, du débit et des caractéristiques de la section (forme, rugosité, etc...). Cela permet de distinguer comme il est mentionné dans la figure.1.5 trois modes de transport solide :

6.1. La charge en suspension (suspended load)

Constituée de matériaux dont la taille et la densité leur permettent, dans des conditions d'écoulement déterminées, de se déplacer sans toucher le fond du lit, elle est constituée d'éléments fins, généralement c'est la fraction du débit solide qui puisse être mesurée facilement (Musy et Higy, 2003), quantitativement elle représente la portion la plus importante du transport solide totale, elle représente près de 90% de la dénudation totale dans les environnements arides (Bravard et Pettit, 2000).

6.2. La charge de fond (bed load)

Formée de matériaux trop gros pour être mis en suspension suite à leur densité et la vitesse du courant. Ces particules roulent sur le fond (charriage) ou se déplacent par saltation qui correspond à un déplacement par bonds successifs. (Musy et Higy, 2003)

La charge de fond même si elle joue un rôle considérable dans les problèmes de profil d'équilibre et de stabilité des lits, n'entre que pour une part négligeable dans les volumes des sédiments transportés si ce n'est dans des conditions particulières (torrents de montagne ou rivières torrentielles de piémont) (Bravard et Pettit, 2000). La part du charriage est donc souvent négligée car mal connue. Elle est estimée entre 15% et 25% de la suspension. (Larfi et Remini, 2006)

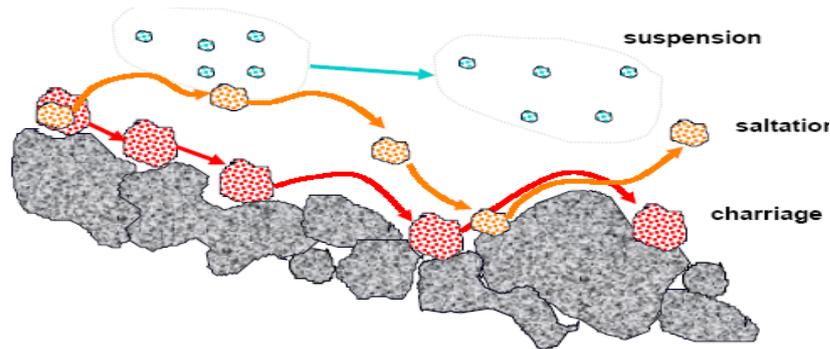


Figure. A.6. Modes de transport solide dans un cours d'eau.

6.3. Mécanisme du transport solide

Les forces exercées sur une particule sont :

- son poids déjaugé selon Archimède P' .

$$P' = (\rho_s - \rho).g.V_p$$

Avec : ρ_s : masse volumique de la particule ;

ρ : masse volume de l'eau ;

V_p : volume de la particule.

Ce poids se décompose en :

Une composante normale : $P_n = \alpha l . (\rho_s . \cos \alpha - \rho) . g . d^3$

Une composante tangentielle : $P_t = \alpha l . \rho_s . g . d^3 . \sin \alpha$

Avec

αl : coefficient de forme ;

- la force de frottement engendré par la composante normale du poids immergé est :

$$F = \alpha l (\rho_s . \cos \alpha - \rho) d^3 . g . \text{tg} \varphi$$

Avec :

$tg\varphi$: coefficient de frottement grain sur grain mesuré sous l'eau (les grains sont supposés sans cohésion) ;

- force exercée par le courant décomposé en une composante de force de résistance Fr exercée parallèlement au fond et une composante de force de sustentation ou portance Fp exercée orthogonalement au fond.

$$Fr = \tau_0 \cdot Sp = \tau_0 \cdot \alpha 2 \cdot d^2$$

Avec : τ_0 : force tractrice ;

$$\tau_0 = \rho \cdot g \cdot Rh \cdot I = \rho \cdot g \cdot h \cdot I \quad (\text{Lorsque le canal est large } Rh=h)$$

$\alpha 2$: Coefficient de forme.

$$Fp = C_p \cdot \rho \cdot g \cdot Sp \cdot \frac{V^2}{2} = C_p \cdot \rho \cdot g \cdot \alpha 3 \cdot d^2 \cdot V^2 / 2$$

Avec :

C_p : coefficient de portance ;

ρ : masse volume de l'eau ;

V : vitesse de l'eau

Au seuil de mise en mouvement : $E = F - Pt$ la force tractrice limite vaut donc τ_c tel que :

$$\tau_c \cdot \alpha 2 \cdot d^2 = \alpha 1 \cdot g \cdot d^3 [(\rho_s \cdot \cos \alpha - \rho) tg \varphi - \rho_s \cdot \sin \alpha]$$

L'équation devienne :

$$\tau_c = \alpha 1 \cdot g \cdot d (\rho_s - \rho) tag \varphi / \alpha 2$$

Le terme : $\alpha 1 \cdot tg \varphi / \alpha 2 = A$ (paramètre de Shields) ;

On aura donc : $\tau_c = A \cdot g \cdot d (\rho_s - \rho)$

Ce paramètre adimensionnel : $A = \frac{\rho \cdot g \cdot h \cdot I}{(\rho_s - \rho) \cdot d}$

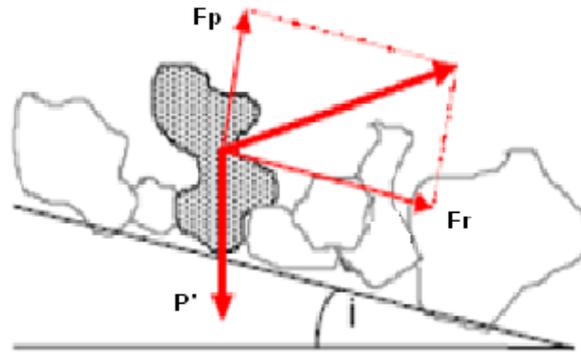


Figure. A.7. les forces agissant sur une particule solide.

Sheilds a montré expérimentalement en 1936 que pour une granulométrie uniforme, la loi de mise en mouvement des grains peut s'exprimer par une simple relation entre A et le nombre de Reynolds du grain : $R^* = \mu^* \cdot d / \nu$ où $\mu^* = \sqrt{\tau_0 / \rho} = \sqrt{g \cdot Rh \cdot I}$

μ^* : vitesse du frottement près du fond ;

ν : viscosité cinématique de l'eau ;

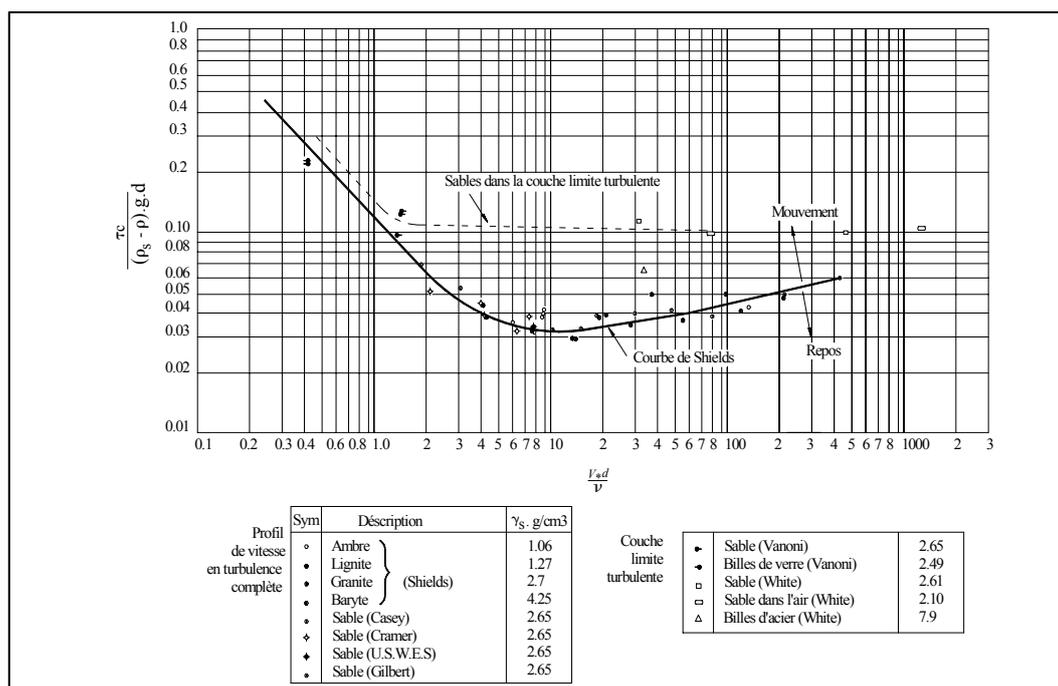


Figure. A.8. Courbe de Shields, 1936.

Yalin (1972) a transformé la relation de Shields en une relation entre A et d^* :

$$d^* = d \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{Pour donner le diagramme suivant :}$$

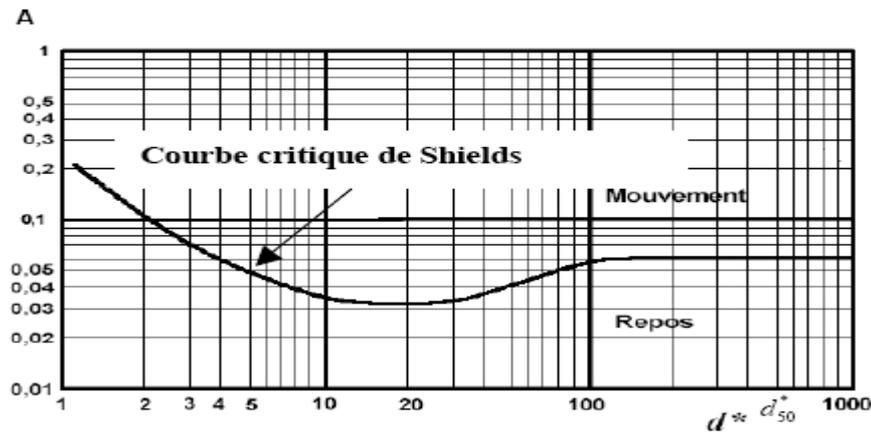


Figure. A.9. Diagramme de Yalin-Sheilds (d^* en m).

Ramette pour son tour a donné une classification pratique du paramètre A :

Tableau. A.3. Classification du paramètre A d'après Ramette.

Pour $A < 0,027$	le grain de diamètre d est au repos; le fond est plat;
Pour $0,027 < A < 0,047$	il y apparait des tous premiers mouvements, mais pas assez pour générer un débit solide;
Pour $0,047 < A < 0,062$	le grain est charié sur fond plat;
Pour $0,062 < A < 0,25$	le grain est charié par dunes;
Pour $0,25 < A < 2,5$	le grain est transporté par dunes en suspension;
Pour $A > 2,5$ environ	le grain est transporté en suspension sur fond plat.

Par contre selon Parker (1982) le critère de début de charriage est de $A > 0,138$ au lieu de 0,047 pour une granulométrie étalée et A se calcule à partir du d_{50} (Degoutte, 2001).

6.4. Estimation du transport solide

Pour la détermination du transport solide, il existe trois possibilités :

1. utilisation des formules existantes : ces formules sont très nombreuses alors que le choix est rude, du fait qu'aucune ne s'est avérée meilleure que les autres et chacune est tirée dans des conditions appropriées ce qui exige leur validation par la comparaison à des résultats tirés des mesures directes ;
2. faire des mesures in situ intensives avec des appareils adéquats : qui reste la technique la plus précise malgré qu'elle nécessite un protocole dur et des prix énormes ;

3. réaliser des modèles physiques : suite aux règles de similitude qui permet de réaliser des modèles réduits dont c'est possible de contrôler les facteurs et les conditions (Graf, 2000).

6.4.1. Transport solide par charriage

6.4.1.1. Les équations

Comme c'est déjà mentionné, il en existe plusieurs. On se limite de citer quelques unes :

- *Formule de Kalinske (1947) (Van Rijn, 1993; Hug, 1975)*

Établie dans la même époque que celle d'Einstein, elle dérive d'un modèle probabiliste. Kalinske suppose que les grains sont transportés dans une couche d'une épaisseur égale au diamètre de la particule (d):

La vitesse instantanée de la particule est : $U_p = U - U_{cr}$

Avec : U_p : vitesse de la particule ;

U : vitesse instantanée du liquide au niveau de la particule ;

U_{cr} : vitesse critique du liquide pour le seuil du mouvement de la particule.

Le débit solide en $m^3/s/m$ est donné par la formule :

$$q_{sc} = \frac{2}{3} \cdot p \cdot d \cdot U_p$$

Avec :

q_{sc} : fraction du matériau solide transportée par unité de surface, $p=0,35$;

- *Formule de Meyer-Peter-Muller (1948) (Hug, 1975; Graf, 2000):*

Appelée aussi formule Suisse, c'est une formule purement expérimentale établie dans les canaux de laboratoire.

$$q_{sc} = \phi \sqrt{g 1.65 d_{50}^3}$$

q_{sc} : débit solide en $m^3/s / m$;

g : accélération de la pesanteur en mm/s^2 ;

d_{50} : diamètre médian (m) ;

$$\phi = 8(\beta A - 0.047)^{\frac{3}{2}}$$

β : paramètre de rugosité donné par : $\beta = \left(\frac{k_f}{k_g} \right)^{3/2}$

A : paramètre de Shields sans dimensions ;

k_f : rugosité du lit, évaluée par la formule de Manning-Strickler ;

$$k_f = \frac{U}{Rh^{2/3} I^{1/2}}$$

R_h : rayon hydraulique du lit ;

k_g : rugosité due aux granulats ; $k_g = \frac{26}{d_{90}^{1/6}}$

U : vitesse d'écoulement m/s ;

I : pente du canal ;

- Formule de d'Einstein (1950) (Hug, 1975 ; Graf, 2000):

C'est un modèle probabiliste dans lequel Einstein suppose que chaque grain progresse sur le fond avec des bonds de longueur moyenne constante, il pose :

$$\phi = \frac{q_s \cdot \rho^{1/2}}{(g(\rho_s - \rho)d)^{3/2}}$$

$$\psi = \frac{g(\rho_s - \rho)d}{\rho U_*^2} = \frac{g(\rho_s - \rho)d}{\tau_0} = \frac{(\rho_s - \rho)d}{\rho h I}$$

Φ : intensité du transport en charriage ;

Ψ : paramètre de débit ;

U_0 : vitesse de frottement ;

D'où la relation : $\phi = f(\psi)$ qui est donné par la courbe

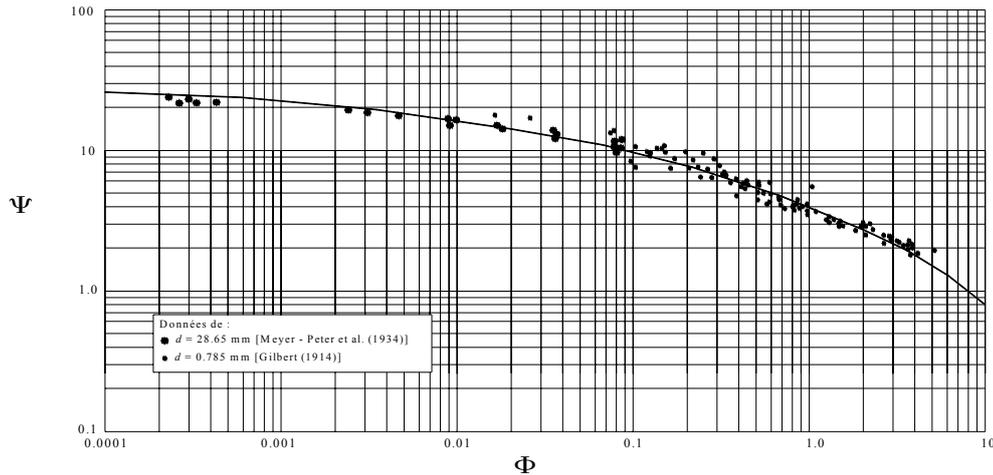


Figure. A.10. Equation de charriage $\Phi=f(\psi)$, selon Einstein.

L'équation d'Einstein est utilisée universellement avec un grand succès. Elle convient pour des granulats uniformes et non uniformes d'une vaste gamme de diamètres $d > 0,7 \text{ mm}$ et de pentes de fond (Graf, 2000).

- Formule de Schoklitsh (1962) (Graf, 2000 ; Liebault et al, 2007):

$$q_{sc} = \frac{2.5}{\rho_s / \rho} = \frac{2.5}{\rho_s / \rho} I^{3/2} (q - q_{cr})$$

Avec

q_{sc} : débit solide en $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$;

I : pente du cours d'eau ;

q : débit liquide par $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$;

ρ : masse volume de l'eau en kg/m^3 ;

ρ_s : masse volumique de la particule en kg/m^3 ;

q_{cr} : débit liquide critique qui caractérise le début d'érosion, il est donné

$$\text{par : } q_{cr} = 0.26 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)^{5/3} \cdot \frac{d^{3/2}}{I^{7/6}}$$

d : diamètre de la particule, pour un mélange granulométrique non uniforme, on prend $d=d_{40}$ comme diamètre équivalent ;

La formule de Schoklitsch est valable pour des $d \geq 6\text{mm}$, granulométrie uniforme et pour des pentes de fond moyennes à importantes.

- *Formule de Yalin (1963) (Hug, 1975) :*

Correspond à un modèle de saltation des grains :

$$\frac{q_s(\rho_s - \rho)}{\mu_* d \rho_s} = 0.635r \left[1 - \frac{\text{Ln}(1 + ar)}{ar} \right]$$

Avec :

$$r = \frac{\tau - \tau_c}{\tau_c}$$

$$a = 2.45 \left(\frac{\rho_s}{\rho} \right)^{-0.4} \sqrt{\frac{\tau_c}{g(\rho_s - \rho)d}}$$

Elle donne de bons résultats pour des granulats de diamètre compris entre 1,72 et 28,6 mm.

- *Formule de Nielsen (1992) (Villaret, 2003):*

$$\phi = 12\sqrt{A}[A - 0.047]$$

$$q_{sc} = \frac{1.21}{(\rho_s - \rho)}$$

Cette formule est une variante de la formule de Meyer-Peter-Muller, elle s'étend pour les valeurs élevées du paramètre de Shields $> 0,25$

- *Formule de Richenmann (2001)*

$$q_{sc} = 1.5(q - q_{cr})I^{1.5}$$

$$q_{cr} = 0.065 \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)^{1.65} g^{0.5} d_{50}^{1.5} I^{-1.12}$$

- *Formule de Reching*

$$q_{sc} = \phi \sqrt{g 1.66 d_{50}^3}$$

$$\phi = 15(A - A_{cr})^2$$

$$A_{cr} = 0.15I^{0.275}$$

La complexité et la difficulté de choisir une formule ou une autre se reflète rapidement lors d'un premier contact avec ces diverses formules.

6.4.1.2. Les méthodes de mesure

Les mesures directes

La fosse artificielle: c'est la manière la plus simple. Elle consiste à creuser un trou dans le lit du cours d'eau (figure. A.11) cela permet de récupérer puis peser les sédiments qui y pénètrent. Cette méthode devient plus longue et laborieuse lorsque la charge en sédiments devient plus grande (Fao, 1993).

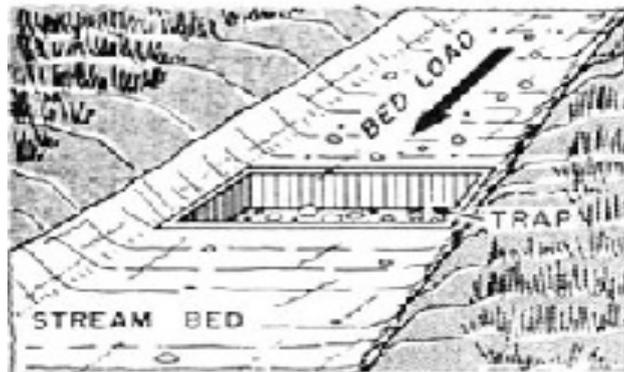


Figure. A.11. Fosse artificielle.

Méthode de la trappe transversale : cette méthode est utilisée aux Etats-Unis. Elle peut être fixe ou semi-portative pour des petites rivières. L'installation fixe est menue d'un radier construit sur la largeur totale du lit, et à sa partie aval la rivière est divisée au moyen des pilettes en béton dont le fond est menue d'une trappe ouverte ou fermée. Le débit solide qui tombe dans la trappe est périodiquement pompé vers une trémie située sur la berge. Cette technique recueille 100% du charriage mais l'inconvénient réside dans son coût élevé et la difficulté de mise en place, pompage et extraction des matériaux piégés (Hug, 1975).

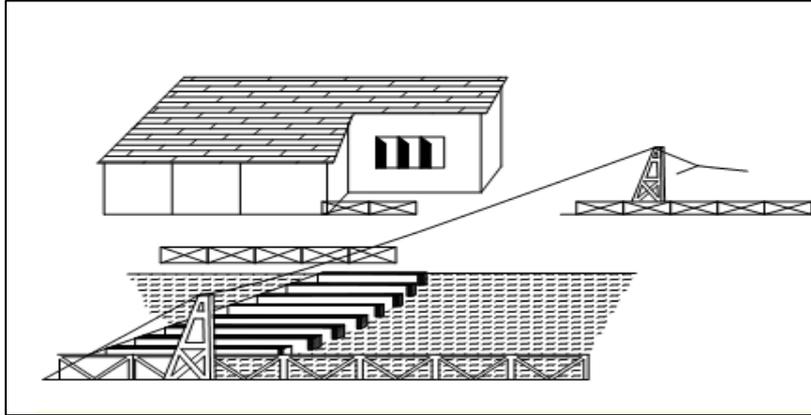


Figure. A.12. Installation de mesure de charriage.

Échantillonneurs : le charriage peut être évalué à partir des échantillons attrapés dans un dispositif introduit dans le cours d'eau pour un temps donné puis retirés pour être pesé. Il existe divers instruments qui démontrent la difficulté de prendre un échantillon précis et représentatif. Ces échantillonneurs ont l'inconvénient de déranger l'écoulement et changer les conditions hydrauliques à leur entrée et peuvent être bloqués dans le fond. Pour qu'ils restent stables, ils doivent être lourds ce qui nécessite l'outil des ponts abaissés et des portiques (Fao, 1993).

La forme la plus simple est un panier à fils avec une queue stabilisante comme illustré sur la figure. A.13. Quelques échantillonneurs ont une section de divergence derrière l'orifice, qui permet à l'entrée de l'échantillonneur d'avoir la vitesse d'écoulement du cours d'eau. Ceux-ci s'appellent les échantillonneurs à différence de pression, un exemple est illustré sur la figure. A.14.

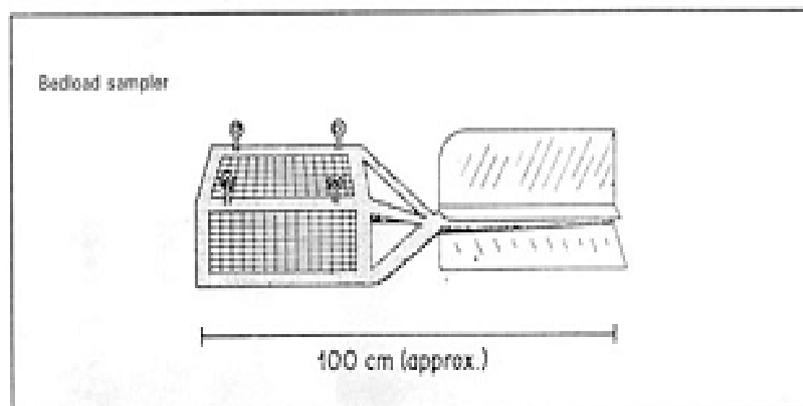


Figure. A.13. Echantillonneur du transport solide par charriage.

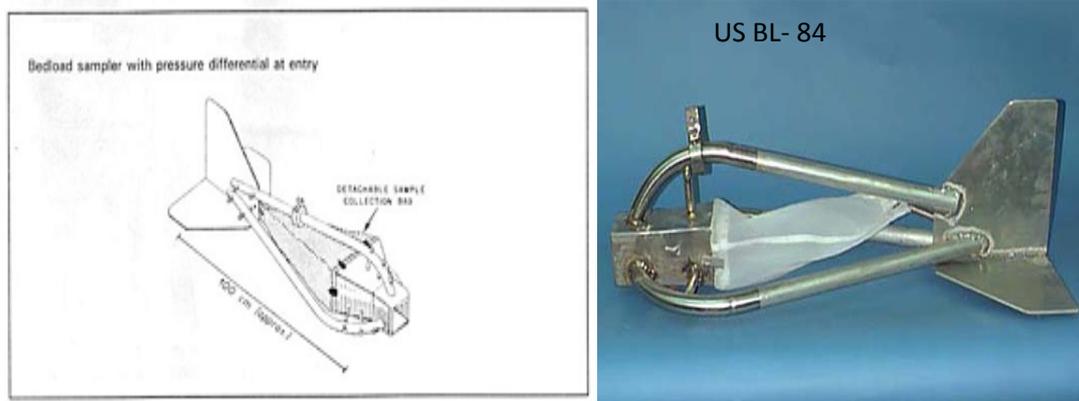


Figure. 1.14. Echantillonneur du transport solide en charriage avec différence de pression à l'entrée.

Les mesures indirectes:

Basées sur l'utilisation des ultra-sons ou des traceurs radioactifs.

Le détecteur hydrophonique : Il permet de déterminer le début et l'arrêt d'entraînement des particules de sable grossier et gravier grâce aux chocs enregistrés suite au contact des particules mises au mouvement avec une plaque placée au fond du cours d'eau. On peut avoir au lieu d'une plaque un peigne enfoncé dans les matériaux du fond sableux attachée à une tige reliée à un lecteur phonographique. Cet appareil est appelé arénaphone (Hug, 1975).

Les méthodes précédentes possèdent un point commun qui est la perturbation de l'écoulement.

Méthode par l'outil des traceurs : la technique consiste à insérer dans l'écoulement un traceur radioactif sous une forme semblable aux particules en charriage (avoir la même forme, taille et poids). Le mouvement en aval peut alors être surveillé en utilisant les détecteurs portatifs. Alternativement, le traceur peut être appliqué à la surface du sédiment naturel, ou il peut être incorporé aux matériaux artificiels qui peuvent être rendus radioactifs (Fao, 1993) La complexité de cette technique est liée à la lourdeur de ces expérimentations (fabrication, détection de nuit, obtention des autorisations et le prix des traceurs) et le traitement ultérieur des données (Levoy et Monfort, 2002).

Les mesures faites servent à tracer des courbes iso-actives à différentes dates déterminées. L'étude de ces cartes permet d'aboutir à des informations semi-quantitatives telles que la direction générale, la vitesse moyenne et la zone intéressée

par le transport, ou à des mesures quantitatives par intégration dans le temps ou intégration dans l'espace (Hug, 1975).

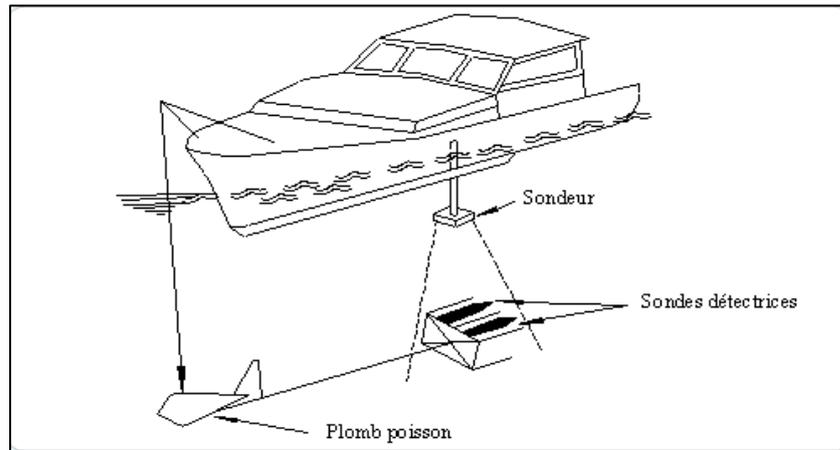


Figure. A.15. *Traineau portatif des détecteurs.*

6.4.2. Transport solide en suspension

Dans l'écoulement turbulent, le mouvement des éléments et la manière dont ils changent la position dans les couches de l'eau cause également l'échange de sédiment entre les couches. En même temps, les particules en raison de leur poids spécifique, tendent à arranger et se déplacer vers le lit. En conséquence, la concentration en sédiment est plus grande à proximité du lit. En raison de cette variation de concentration, les particules se déplacent vers le haut portent une plus grande quantité de sédiment qu'en descendant. La quantité du flux de sédiment ascendant par unité de surface horizontal est proportionnel au gradient de la concentration dC/dz qui est écrit : $-\varepsilon_z dC/dz$. La quantité du flux de haut en bas de sédiment par unité de surface horizontal est écrite comme $W.dz$.

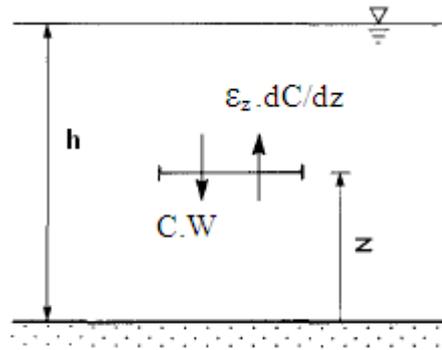
Dans un état d'équilibre le flux ascendant de sédiments est égal au flux descendant :

$$CW + \varepsilon_z \frac{dC}{dz} = 0$$

Avec : C : concentration pondérale à la cote z ;

W : la vitesse de chute de la particule ;

ε_z : coefficient d'échange de sédiment.



Pour résoudre cette équation différentielle, il faut déterminer la distribution vertical de ε_z , la plus simple procédure c'est de supposer que c'est un constant et la solution est donc :

$$\frac{C}{C_0} = e^{-W(Z-Z_0)/\varepsilon_z}$$

Où : C_0 est la concentration à la cote z_0 ;

Lane et Kalinske suggèrent que ε_z peut être donné comme : $\varepsilon_z = k \frac{U_* h}{6}$

Avec : k est la constante de Karman prise égale à 0,4.

Nous aurons donc : $\varepsilon_z = 0.067U_* h$

D'après la théorie d'écoulement turbulent le coefficient d'échange turbulent ε est donné par :

$$\varepsilon = \frac{\tau}{\rho \frac{dU}{dz}}$$

Pour des faibles concentrations en admet que : $\varepsilon_z = \varepsilon$ (Graf, 2000)

Pour un écoulement bidimensionnel la contrainte τ est distribuée linéairement le long de la profondeur :

$$\tau = \tau_0 \left(1 - \frac{z}{h}\right)$$

Avec τ_0 contrainte au fond.

Par un logarithmique profil de vitesse :

$$\frac{U}{U_*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

Par différentielle :

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U_*}{kz}$$

On obtient donc :

$$\varepsilon_z = \varepsilon = kU_*z \frac{h-z}{h}$$

On remplaçant cette équation dans celle d'état d'équilibre, on obtiendra :

$$kU_*z \frac{h-z}{h} \frac{dC}{dz} + CW = 0$$

Après intégration, ceci donne le profil vertical de la distribution de la concentration relative :

$$\frac{C}{C_0} = \left(\frac{h-z}{z} \frac{z_0}{h-z_0} \right)^{CR}$$

Où : $CR = \frac{W}{kU_*}$ qui est le coefficient de Rouse (Xiaoqing, 2003).

La figure. I.16. montre la distribution de la concentration relative pour divers valeur de l'exposant de Rouse avec comparaison avec les concentrations mesurées.

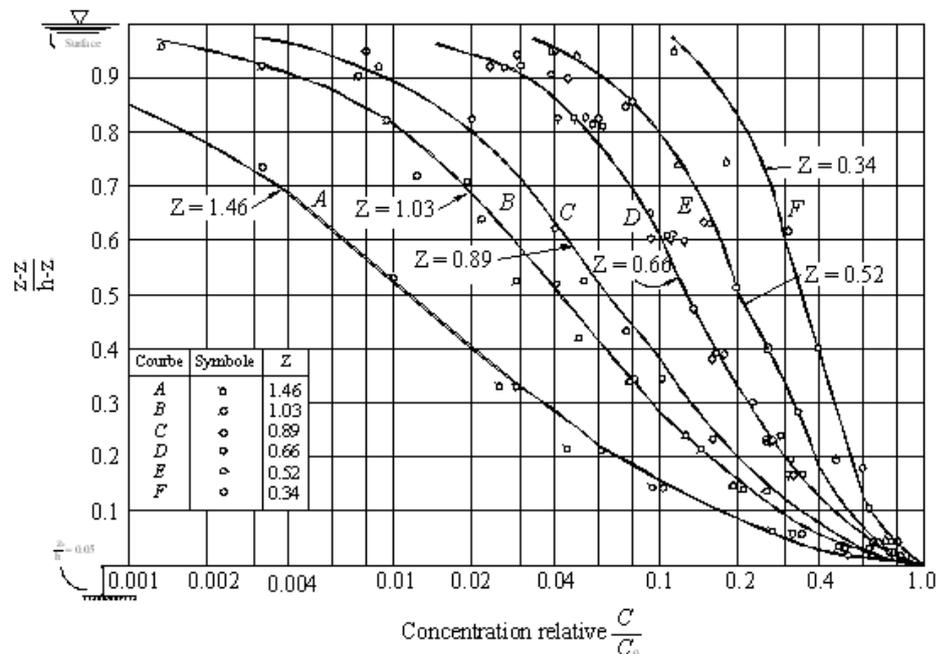


Figure. A.16. Distribution verticale de la concentration relative en suspension.

Le débit solide en suspension intégré selon la profondeur est défini par l'intégral du produit de la vitesse U et de la concentration C depuis $z=z_0$ jusqu'à la surface de l'eau $z=h$ (Van Rijn, 1993):

$$q_{ss} = \int_{z_0}^h U.C.dz$$

6.4.2.1. Les formules

- Formule d'Einstein (1950)

Basé sur la répartition de la concentration selon Rouse et le débit solide par unité de largeur en $m^3/s/m$ est donné :

$$q_{ss} = 11.6C_0U_*z_0 \left[2.303 \log \left(30.2 \frac{h}{\Delta} \right) I_1 + I_2 \right]$$

$$C_0 = 2d ;$$

Avec :

$$I_1 = 0.216 \frac{A^{CR-1}}{(1-A)^{CR}} \int_A^1 \left(\frac{1-z}{z} \right)^{CR} dz$$

$$I_2 = 0.216 \frac{A^{CR-1}}{(1-A)^{CR}} \int_A^1 \left(\frac{1-z}{z} \right)^{CR} \ln z . dz$$

$$A = \frac{z_0}{h}$$

Δ : coefficient de correction $\Delta = \frac{k_s}{\chi}$ ou $k_s = d_{65}$ et χ est obtenue d'après le graphe

$\chi = f(k_s/\delta)$ avec : $\delta = 11,6\nu/U_*$

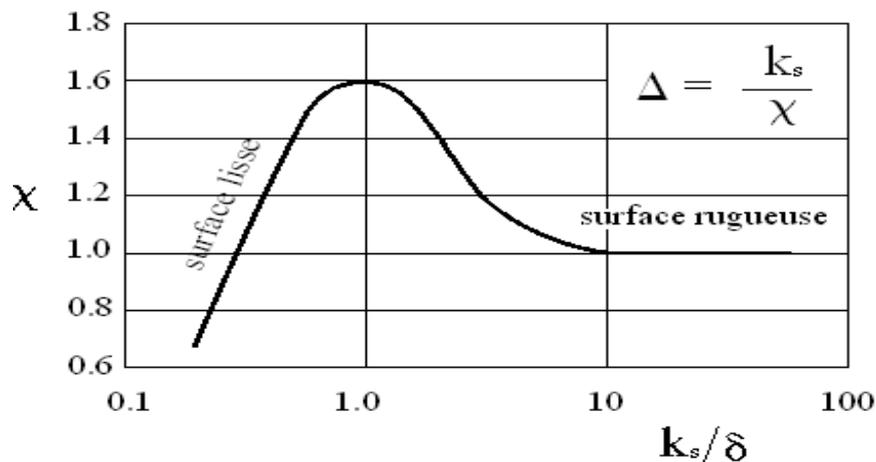


Figure. A.17. $\chi = f(k_s/\delta)$.

I_1 et I_2 peuvent être déduit graphiquement par les graphes de la figure suivante :

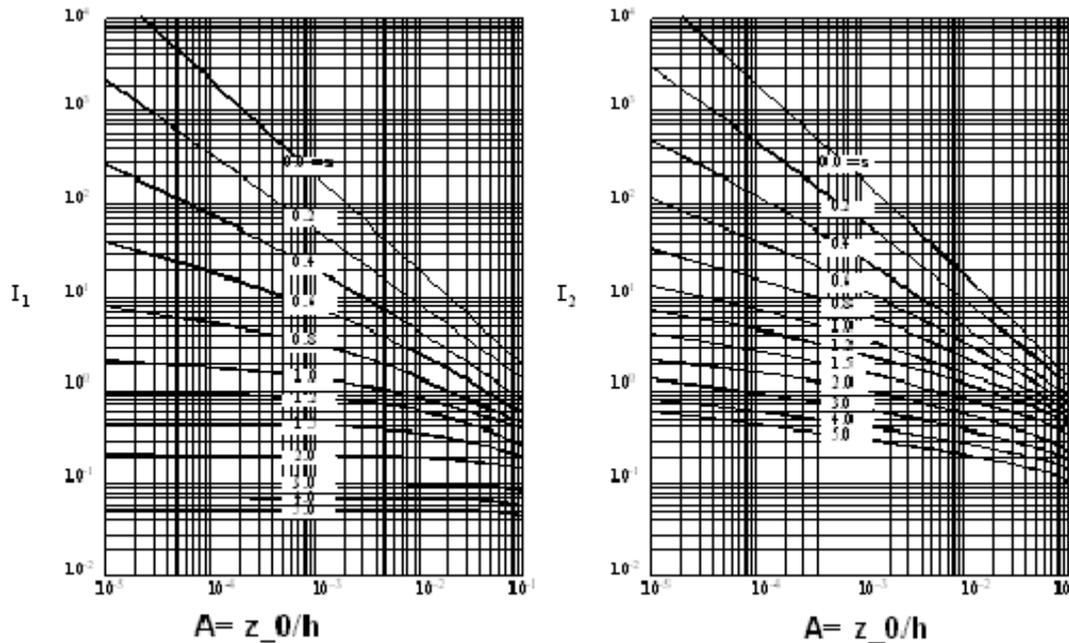


Figure. A.18. Intégrale de I_1 et I_2 utilisé dans la méthode d'Einstein.

- Formule de Bagnold (1966):

Elle est basée sur le concept de la balance d'énergie reliant la charge en suspension avec le travail fourni par le fluide. Le débit solide en suspension par $m^3/s/m$ est :

$$q_{ss} = \frac{e_s(1 - e_b)\tau\bar{U}}{(\varphi_s - \varphi)g \cdot \cos \beta \left[\left(\frac{W_s}{\bar{U}} \right) - \text{tg} \beta \right]}$$

Avec :

\bar{U} : vitesse moyenne (m/s) ;

$\text{tg} \beta$: pente du fond ;

e_b : facteur d'efficience du débit solide en charriage compris entre 0,1 et 0,2 ;

e_c : facteur d'efficience du débit solide en suspension compris entre 0,01 et 0,02 ;

β : l'angle du fond avec l'horizontal.

Kachel et Sterbery (1971) ont montré que les facteurs (e_b , e_c) ne sont pas constant mais fortement lier à la contrainte de frottement et au diamètre de particule, ce qui rend la validité de la formule de Bagnold redoutable (Van Rijn, 1993).

- Formule de Bijker (1971):

Basant sur le concept d'Einstein, il a proposé :

$$q_{ss} = 1.83q_{sc} [I_2 + I_1 \log(33h / k_s)]$$

Avec :

q_{ss} : débit solide en suspension ($m^3/s/m$) ;

q_{sc} : débit solide en charriage ($m^3/s/m$) ;

I_1 et I_2 : integrales d'Einstein ;

$K_s=z_0$: niveau de référence ;

Le débit solide en charriage est exprimé comme suit :

$$q_{sc} = bU_*d_{50}e^{-0.27/(\beta A)}$$

Avec :

U_* : vitesse de frottement ;

A : paramètre de mobilité ;

$\beta=(C/C')^{1.5}$: facteur de la forme du lit ;

C : coefficient de Chézy ;

C' : coefficient des grains $=18\log(12h/d_{90})$;

b : coefficient varie de 1 à 5.

Formule de Van Rijn :

Le débit solide en suspension ($m^3/s/m$) est donné par :

$$q_{ss} = F\bar{U}hC_0$$

F : facteur de forme donné par :

$$F = \frac{(a/h)^{z'} - (a/h)^{1.2}}{(1-a/h)^{z'}(1.2-z')}$$

C_0 : concentration de référence donné par :

$$C_0 = 0.015 \frac{d_{50}}{a} \frac{T}{d_*^{0.3}}$$

$$d_* = d_{50} \left(\frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

Avec : T : paramètre de contrainte égale :

$$T = \frac{\tau' - \tau_{cr}}{\tau_{cr}}$$

Et

$$\tau' = \rho g \left(\frac{\bar{U}}{C'} \right)^2$$

$$C' = 18 \log \left(\frac{12h}{3d_{90}} \right)$$

τ_{cr} : contrainte critique selon Shields donnée par :

$$\tau_{cr} = (\rho_s - \rho) g d_{50} A$$

z et z' : paramètres de suspension ;

$$z' = z + \psi$$

$$z = \frac{W_s}{\beta k U_*}$$

$$U_* = \frac{g^{0.5}}{C} \bar{U}$$

$$C = 18 \log \left(\frac{12h}{k_s} \right)$$

Ψ : facteur de correction :

$$\psi = 2.5 \left(\frac{W_s}{U_*} \right)^{0.8} \left(\frac{C_0}{C_m} \right)^{0.4}$$

β : c'est un paramètre relatif à la diffusion des particules solide, $\beta_{\max}=2$

$$\beta = 1 + 2 \left(\frac{W_s}{U_*} \right)$$

Le diamètre représentatif de la particule en suspension est d_s pris égal à d_{50} lorsque $T \geq 25$

$$d_s = [1 + 0.011(\sigma_s - 1)(T - 25)] d_{50}$$

σ_s : dérivation standard du fond du lit :

$$\sigma_s = \frac{1}{2}(d_{85} / d_{50} + d_{50} / d_{16})$$

Avec :

q_{ss} : débit solide en suspension ;

\bar{U} : vitesse moyenne en m/s ;

h : hauteur d'eau (m) ;

a : niveau de référence $a=(1/2)\Delta$ Ou $a=k_s$;

Δ : hauteur du fond du lit (m) ;

k_s : coefficient de rugosité (m) ;

d_{50} : diamètre médian de la particule (m) ;

d_{16}, d_{80}, d_{90} : diamètres caractéristique du fond du lit (m) ;

W_s : vitesse de chute de la particule en suspension (m/s) ;

C_m : concentration maximale=0,65 ;

ρ_s et ρ : respectivement la masse volumique de particule et de l'eau (kg/m^3) ;

ν : viscosité cinématique (m^2/s) ;

g : accélération de la pesanteur (m^2/s).

6.4.2.2. Méthodes de mesure

L'évaluation de la charge en suspension par le prélèvement est relativement simple par rapport au charriage qui est difficile. La manière la plus simple de prendre un échantillon de sédiment en suspension est de plonger un récipient dans le cours d'eau, de préférence à un point où il sera bien mélangé, le volume récupéré est filtré, séché puis pesé. Ceci donne une mesure de la concentration du sédiment et une fois combiné avec le débit mesuré au même temps donne le débit solide en suspension, cette méthode est dite approché suite au caractère variable de la concentration dans le cours d'eau.

La concentration des sédiments varie de la surface vers le fond et d'une rive à une autre comme c'est schématisé dans la figure suivante :

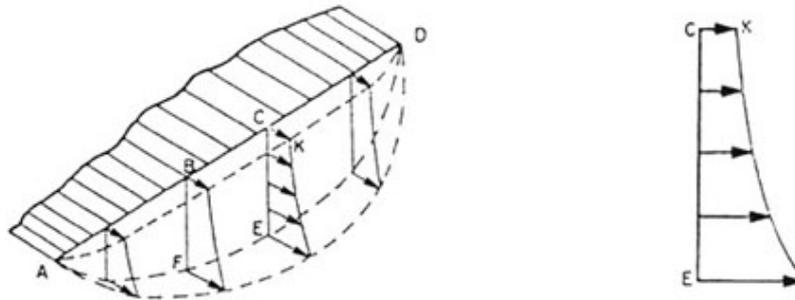


Figure. A.19. Répartition des concentrations.

Il existe deux méthodes de prélèvement et donc deux types d'échantillonneurs :

Echantillonneur à intégration selon la profondeur

On peut tenir compte des variations de concentration en sédiment à différents points dans le cours d'eau en employant un échantillonneur d'intégration, il donne un échantillon simple combiné de petits sous-échantillons pris de différents points, ce qui permet de mesurer la concentration moyenne pondérée par les débits sur toute une verticale. Un échantillonneur typique est illustré à la figure. A.20, il se compose d'une bouteille en verre insérée dans une armature de forme poisson montée sur une tige pour la mesure des petits cours d'eau ou suspendue sur un câble pour les plus grands. Pour que la bouteille se remplisse sans problème au dessus de la surface d'eau il est nécessaire d'avoir un orifice pour l'entrée de l'eau, et un deuxième tuyau par laquelle l'air est éjecté. L'entrée est conçue de telle façon de réduire le risque de la contre pression. La méthode consiste à déplacer l'échantillonneur depuis la surface jusqu'au fond et de le faire remonter (Fao, 1993).

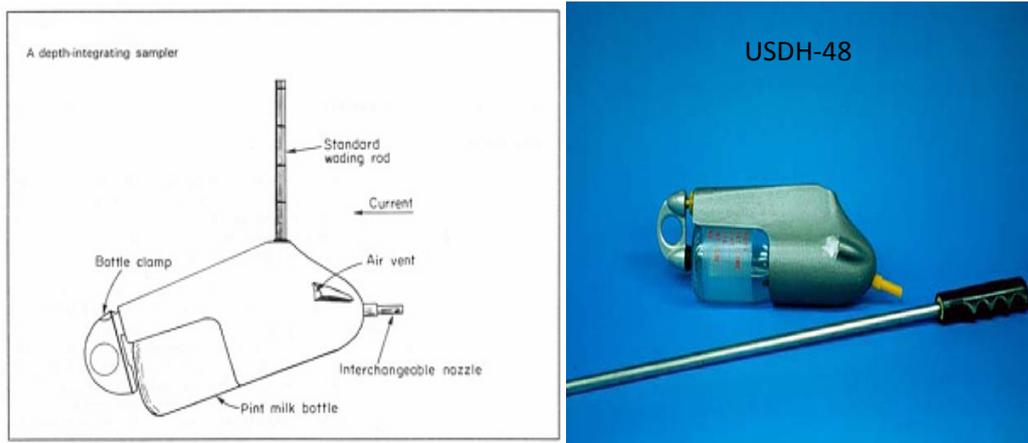


Figure. A.20. Échantillonneur par intégration selon la profondeur.

Échantillonneurs à intégration par point

L'échantillonneur reste à un point fixe dans le cours d'eau, les sédiments s'accumulent d'une façon continue dans l'appareil jusqu'elle se remplit. L'appareil doit être muni d'une valve commandée électriquement ou par des câbles. En général ces appareils comportent un ajutage de 4 mm environ, un tube d'échappement d'air, une valve contrôlant la prise et l'échappement, une chambre égalisant la pression du réservoir et la pression externe à l'ajutage de prise à toutes les profondeurs (Hug, 1975; Fao, 1993). La figure suivante montre l'un des échantillonneurs à intégration par point (Davis, 2005).



Figure. A.21. Échantillonneur à intégration par point.

Calcul du débit solide en suspension

En considérant une section S d'un cours d'eau de largeur L chaque verticale V peut être définie par son abscisse l (distance à l'une des deux rives), et sa profondeur totale P , si en un point d'une verticale V situé à la profondeur p est mesuré le couple

vitesse de courant v et la concentration c , le débit solide sur la surface Ds de la section S sera : $q_s = cvDs$

Le débit solide total en suspension par kg/s sur l'ensemble de la section S s'obtiendra par intégration (Musy et Higy, 2003) :

$$Q_s = \iint_0 c.v.ds = \iint_0 c.v.dl.dp$$

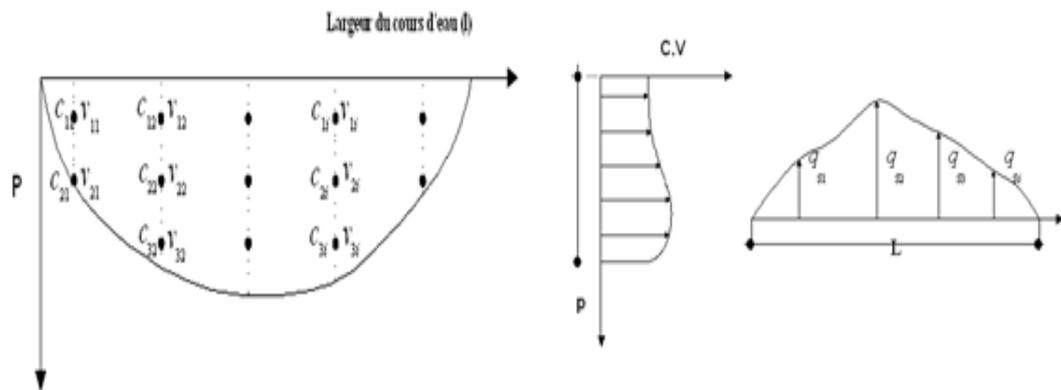


Figure. A.22. Méthode d'intégration selon la profondeur puis selon la largeur.

Cette méthode est la même pour le dépouillement d'un débit liquide d'un cours d'eau, on procède à tracer la variation des vitesses selon chaque verticale V on obtiendra ainsi des débits unitaires pour chaque graphe, puis en reporte ces débits unitaires en ordonné qui correspondent à chaque abscisse de largeur l , la section totale donnera le débit Q_s

Mesure continu:

Le modèle des débits étant en crue et en décrue, et les variations de la concentration en sédiment à différents débits peut être ignoré, ce qui nécessite la mise en point d'un instrument capable de faire l'enregistrement continu ou à des intervalles fixes, cette mesure en continu est basée sur deux types :

L'échantillonneur à pompe : qui aspire l'eau et les matières solides par un tube d'aspiration dont la prise d'eau est placée au point de prélèvement. Par réglage de la vitesse d'aspiration on obtient un échantillon représentatif de la concentration en ce point. Ce type d'instrument comporte un dispositif de programmation, une pompe, un

tuyau d'aspiration et de transfert entre la crépine et la série de flacons (figure. A.23) (OMM, 1994)

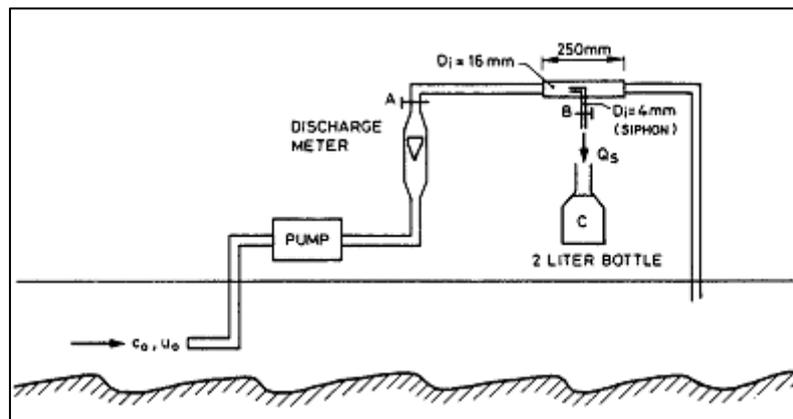


Figure .A.23. Pompe à bouteille (Van Rijn, 1993).

Les sondes optiques ou nucléaires : leurs principes de base est que les matières en suspension diffusent ou absorbent une lumière visible ou rayons X émis par une source d'intensité constante, la diminution de l'intensité, mesurée par un détecteur photoélectrique ou nucléaire situé à une distance fixe de la source est proportionnelle à la concentration en matériaux en suspension. Elles présentent l'avantage de mesure in situ sans la nécessité d'effectue des prélèvements, mais pareillement elles modifient les écoulements et donc les flux sédimentaires et leurs étalonnages sont souvent délicats et couteux (Levoy et Monfort, 2002). La figure. A.24. montre un des divers turbidimètres existants :

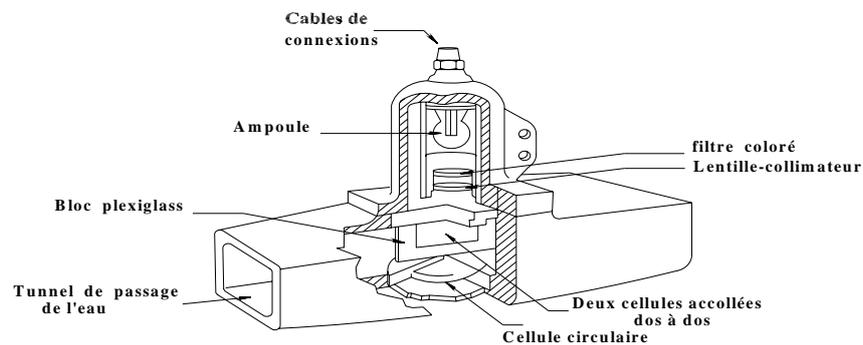


Figure. A.24. Turbidimètre.

6.4.2.3. *Les méthodes alternatives*

Toutes les formules destinées à la quantification du transport solide sont en général établies à partir des mesures in situ ou au laboratoire dans des conditions particuliers ce qui traduit la rigidité de leurs emplois. D'autre part les mesures directes sur les cours d'eau reflètent un travail de terrain trop lourd surtout lors des grands événements, le choix du type de l'appareillage est très compliqué et la mise en place des stations de mesure sophistiquées est très onéreuse. De cela il est devenu une nécessité d'opter à d'autre approche qui vise à exploiter le peu des données disponibles du débit liquide qui est une mesure fréquente et la concentration en matière en suspension moins fréquente en vue de modéliser et d'estimer l'apport solide en suspension (Smart et al, 1999). Cette approche repose sur les méthodes d'interpolation qui consiste à déterminer par le calcul une valeur à partir d'un ensemble incomplet ou discret de données (Mauger, 2009), par supposition que ces derniers sont représentatifs pendant les intervalles de temps non échantillonnés (Walling et Webb, 1981). Et sur les méthodes d'extrapolation qui souvent reposent sur les régressions qui traduisent la relation entre les deux variables (débit liquide et concentration en matière en suspension), les données disponibles serviront à la détermination des paramètres du modèle qui seront employés pour la prédiction des valeurs de la concentration en matière en suspension non existantes à partir des valeurs du débit liquide.

Références

Bibliographiques

Références Bibliographiques

- Abbott M B, Refsgaard J C. 1996.** *Distributed hydrological modelling*. Edition Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. Boston. London, 321 p.
- Achite A, Meddi M. 2004.** *Estimations du transport solide dans le bassin-versant de l'Oued Hadda (Nord- Ouest Algérien)*. *Sécheresse*, 15(4): 367-73.
- 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*, 18: 37-56.
- Achite M, Ouillon S. 2007.** *Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995)*. *Journal of hydrology*, 343: 187-202.
- Achite M, Touaibia B, Ouillon S. 2006.** *Erosion hydrique en Algérie du Nord: Ampleur, Conséquences & Perspectives*. 14th international soil conservation organization conference water management and soil conservation in semi-Arid environments. Marrakech, Morocco, May 14-19, 2006, 6 p.
- Antipolis S. 2003.** *Les menaces sur les sols dans les pays méditerranéens. Etude bibliographique*. Plan Bleu. Centre d'activités régionales, 70 p.
- Arabi M, Kedaid O E, 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.
- Bednarczyk T, Madeyski M. 1998.** *Assessment of suspended load tapped in a small reservoir related to the erosion in a loess basin*. *IAHS Pub*, 249: 241-247.
- Belhadi A. 2007.** *La corrélation et la régression simples courbes*. FSHS, Université de Tunis. *Géographie & Développement*, 1: 47- 75.
- Ben Cheikha L, Gueddari M. 2010.** *Le bassin versant de Jannet (Tunisie): Evaluation des risques d'érosion hydrique*. Université de Tunis El Manar. *Mappemonde* 90 (2008.2), 1-15.
- Benkasi A T. 2006.** *Modélisation pluie-débit mensuelle et journalière par modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous (application aux bassins Algériens)*. Thèse de

- doctorat ES-Science en sciences agronomiques. Institut national agronomique d'Alger, 222 p.
- Bent Hascholt, Madeyski M. 1998.** *Suspended sediment yield from the Ansager a river bassin, Denmark.* Geografisk tidsskrift, bind, 98: 38-45.
- Bobee B. 1978.** *Elément de statistiques.* Université du Québec.HM/79/RD/28, 158 p.
- Bouanani A. 2004.** *Hydrologie, Transport solide et Modélisation: Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérie).* Thèse de doctorat d'état en géologie appliquée, Université de Tlemcen, 250 p.
- BouKheir M, Khawlie G M, Abadallah C. 2001.** *Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranés : une revue bibliographique.* Etude et gestion des sols, 8-4: 231-245.
- Boulghobra N. 2006.** *Protection de la wilaya de skikda contre les inondations.* Thèse de Magister, Université de Batna, 179 p.
- Bourbonnais R. 2003.** *Econométrie.* Edition Dunod, 329 p.
- Bourouba M. 2002.** *Comparaison de la charge solide en suspension dans les oueds Algériens: Essai de synthèse.* Bulletin réseau Erosion 21, IRD Montpellier (France), 358-374.
- Bravard J P, Pettit F. 2000.** *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial.* Paris Colin, 2e édition, 222 p.
- Brown A M. 2001.** *A step-by-step guide to non-linear regression analysis of experimental data using a Microsoft Excel spreadsheet.* Computer methods and programs in biomedicine 65 (2001). Elsevier, 65: 191-200.
- Campbell I A. 1977.** *Stream discharge, suspended sediment and erosion rates in the Red Deer river basin, Alberta, Canada,* 244-259.
- Camuzard. J. P. 2003.** *Le sol interface nature et sociétés.* ENGREF Paris, 86-98.
- Centre des informations des nations unies. 2010.** *l'Algérie demeure au-dessous du niveau fixé par l'ONU.* Revue de presse El watan.22 mars, p 2.
- Clarke R T. 2009.** *Bias and variance of estimators of suspended sediment load.* Hydrological sciences journal, 35(3, 6): 253-261.
- Colonbani J, Olivry O. 1984.** *Phénomènes exceptionnels d'érosion et de transport solide en Afrique aride et semi-aride.* IAHS, 144: 295-300.
- Crowder D W, Demissie M, Markus M. 2007.** *The accuracy of sediment loads when log-transformation produces nonlinear sediment load-discharge relationships.* Journal of hydrology, 336: 250-268.

- Davis B. 2005.** *A guide to the proper selection and use of federally approved sediment and water-quality samplers.* U.s. geological survey published by: federal interagency sedimentation project waterways experiment station 3909 halls ferry road Vicksburg, 38 p.
- Degoutte G. 2001.** *Hydraulique et dynamique fluviale.* ENGREF, 124 p.
- Demmak A. 1984.** *Recherche d'une relation empirique entre apports solides spécifiques et paramètres physico-climatiques des bassins: application au cas Algérien.* Challenges in African hydrology and water resources. IAHS pub, 144: 403-414.
- Dickinson W T. 1981.** *Accuracy and precision of suspended sediment loads.* Erosion and transport measurement (Proceeding of Florence Symposium). IAHS Pub, 133: 195-202.
- Dingman L. 1993.** *Climate, the hydrologic cycle, soils, and vegetation: A global Overview.* Macmillan publishing company, New York, 28-86.
- Dogan E, Sasal M, Isik S. 2005.** *Suspended sediment load estimation in lower Sakarya river by using soft computational Methods.* Sakarya University, Engineering faculty. department of civil engineering, 10p.
- Dogan O. 1993.** *Cartographie de l'érosion et les recherches sur la conservation des sols en Turquie.* Institut de recherches des services ruraux Ankara Turquie, 79-96.
- Duan N. 1983.** *Smearing estimate: A non parametric retransformation method.* Journal of the American Statistical Association, 78 (383): 605-610.
- Dubreuil P. 1974.** *Initiation à l'analyse hydrologique.* Publication Masson & Cie, Editeurs-Parie, 216 p.
- Elahcene O, Remini B. 2009.** *Corrélation entre la concentration en matières en suspension et le débit liquide dans le bassin versant d'Oued Bellah (Algérie).* European journal of scientific reseach, 26 (1): 139-146.
- El Watan. 2010.** *Agence des barrages hydro-canal Chott Chergui: le barrage du Fergoug envasé à 97.77%.* Journal quotidien. Article écrit par H Sahraoui. Mercredi 20 Octobre 2010 , 6078: 10.
- Fao. 1993.** *Field measurement of soil erosion and runoff.* Chapter 5 Sediment transport. Natural resources management and environment department. Rome.
- Ghenim A. 2008.** *Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes.* Thèse de Doctorat université de Tlemcen, 134 p.

- Glysson D. 1987.** *Sediment-transport cuves*. U.S.Geological survey. Reston, Virginia, 87 (218): 2-47.
- Graf W H. 2000.** *Hydraulique fluviale : Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. Presse polytechniques et universitaires Romandes, 640 p.
- Gratiot N. 2010.** *Impact des sédiments cohésifs sur l'écosystème*. Habilitation à diriger des recherches école doctorale terre univers environnement. Chargé de recherches à l'IRD LTHE (UMR 5564), Equipe river CERMO. Grenoble Cedex 9, 92 p.
- Guillobez S. 1990.** *Réflexions théorique du ruissellement et de l'érosion. Base d'un contrôle application à la détermination des écartements entre dispositifs anti-érosifs*. CIRAD/IRAT à la mission française de coopération et d'action culturelle au Burkina Faso. Revue bois et foret des tropiques, 226 (4^e trimestre): 39-46.
- Helsel D R, Hirsch R M. 2002.** *Statistical Methods in Water Resources*. Chapter A3. Techniques of water-resources investigations of the united states geological survey. Book 4, Hydrologic analysis and interpretation, 510 p.
- Horowitz A J. 2002.** *The use of rating (transport) curves to predict suspended sediment concentration: a matter of temporal resolution*. Turbidity and sediment surrogates workshop, April 30- May 2, 2002, Reno, NV.
- Hug M. 1975.** *Mécanique des fluides appliquée aux problèmes d'aménagement et d'énergétique*. Eyrolles. Paris, 1195 p.
- Jansson M. 1985.** *A Comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions*. Geografiska Annaler .Series A, Physical Geography, 67A (1-2): 61-70.
- Jansson M.B. 1996.** *Estimating of sediment rating curve of the Reventazon river at Polomo using logged mean loads within discharges classes*. Journal of Hydrology, 183: 227-241.
- Kao S J, Lee T Y, Milliman J D. 2005.** *Calculating highly fluctuated suspended sediment fluxes from Mountainous Rivers in Taiwan*. TAO, 16 (3): 653-675.
- Khanchoul K, Jansson M. 2008.** *Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah Wadi, Algeria*. Swedish society for anthropology and geography, 90 A (3): 227-236.
- Kisi Ö. 2007.** *Development of stream flow-suspended sediment rating curve using a range dependent neural network*. International journal of science & technology, 2 (1): 49-61.

- Kkaldi A. 2005.** *Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien " Monts de Tlemcen - Saida"*. Thèse de Doctorat en hydrologie. Faculté de science, de la géographie et de l'aménagement du territoire. Université d'Oran, 229 p.
- Laborde J P. 2000.** *Elément d'hydrologie de surface*. U.M.R. 5651 espace du C.N.R.S. Équipe gestion et valorisation de l'environnement. UNSA, 204 p.
- Lahlou A. 1990.** *Modèles de prédiction de la sédimentation des retenues de barrages des pays du grand Maghreb*. Atelier int. UNESCO-AISH-ENIT sur l'application des modèles mathématiques à l'évaluation des modifications de la qualité des eaux. Tunis, 312-324.
- Larfi B, Remini B. 2006.** *Le transport solide dans le bassin versant de l'oued Isser impact sur l'envasement du barrage de Béni Amrane (Algérie)*. Larhyss journal, 5: 63-73.
- Lewis J. 2001.** *Turbidity threshold sampling for suspended sediment load estimation*. Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, March 25 to 29, 2001, Reno, Nevada, III: 110-117.
- Li H, Lee J H W, Cai M. 2003.** *Nutrient load estimation methods for rivers*. International journal of sediment research, 18 (4): 346-351.
- Liébault F, Recking A, Frey P. 2007.** *Transport solide par charriage et régimes morphologiques: observations en conditions naturelles*. Colloque organisé par la société hydrotechnique de France Lyon.
- Ludwig W, Probst J L. 1998.** *River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets*. American journal of science, 298: 265-295.
- Levoy F, Monfort O. 2002.** *Les transports sédimentaires sur les cotes sableuses, retour d'expérience sur la fiabilité des principales techniques de mesures*. VII^{ème} journées nationales Génie Civil-Génie Côtier. Anglet. France, ISBN 2-9505787-6-4: 393-400.
- Mauger F. 2009.** *Méthode d'interpolation : introduction au calcul scientifique interpolation*. Université de Caen, 17 p.
- McKinney D C. 2009.** *Numerical methods for civil engineers lecture: Introduction to computer methods*. Department of civil, Architectural and environmental engineering the university of Texas at Austin, 33 p.

- Megnounif A, Terfous A, Bouanani A. 2003.** *Production et transport des matières en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien)*. Revue des sciences de l'eau, 16 (3): 369-380.
- Meguenni K, Remini B. 2008.** *Evaluation du débit solide dans le bassin versant de Harreza (Algerie)*. Larhyss journal, 7: 7-19.
- Milliman D, Rutkowski C, Meybeck M. 1995.** *River discharge to the sea: A global river index (Glori)*. Loicz core project office. Netherland institute for sea research (Nioz). Texel, The Netherlands, 138 p.
- Mimikou M. 1982.** *An investigation of suspended sediment rating curves in western and northern Greece*. Journal des sciences hydrologique, 27 (3-9): 369-383.
- Moatar F, Meybeck M, Raymond S, Coynel A, Ludwig W, Mano V, Néméry J, Poirel A, Etcheber H, Crouzet Ph. 2007.** *Evaluation des flux de MES à partir des suivies discrets: méthodes de calcul et incertitudes*. SHF: transport solide et gestion des sédiments en milieu naturels et urbains. Lyon, 28-29 novembre 2007, 8 p.
- Montanarella L. 2010.** *Le sol à l'interface de l'agriculture et de l'environnement*. Agriculture et environnement, la commission Européenne. CCR-Ispra.
- Musy A, Higy C. 2003.** *Hydrologie: une science de la nature*. Presse polytechniques et universitaires romandes, 314 p.
- Newman M. C. 1993.** *Regression analysis of log-transformed data: statistical bias and its correction*. Environmental toxicology and chemistry, 12: 1129-1133.
- Niox (Colonel).1 890.** *Géographie militaire : Algérie et Tunisie*. Deuxième édition. Version de décembre 2005. Chapitre région de l'Ouest (province d'Oran).
- OMM. 1994.** *Organisation météorologique mondiale* .Guide des Pratiques d'hydrologie, 829 p.
- Oosterbaan R J. 1994.** *Frequency and regression analysis of hydrologic data. Partie II: regression analysis*. International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), Wageningen, The Netherlands. ISBN 16, 24 p.
- Prost J L, Amiotte Suchet P. 1992.** *Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa)*. Hydrological sciences journal, 37 (6): 621-637.
- Rakotomalala R. 2009.** *Pratique de la régression linéaire multiple : diagnostic et sélection de variables*. Université Lumière Lyon 2, version du 20 sep 2009. 109 p.
- Remini B. 2008.** *La surélévation des barrages: une technique de lutte contre l'envasement - exemples algériens*. Revue La Houille Blanche, N°5 pp. 103-108

- Roose E. 1991.** *Conservation des sols en zones méditerranéennes synthèse et proposition d'une nouvelle stratégie de lutte antiérosive.* Cah Orstom, sér. Pédol., XXVI (2): 145-181.
- Rovira A, Battala R J. 2006.** *Temporal distribution of suspended sediment transport in a mediterranean basin: the lower Tordera (NE SPAIN).* Science direct. Geomorphology, 79: 58-71.
- Sabir M, Roose E, Ouagga T, Bensalah N, Dore L. 2007.** *Utilisations des terres et risques de ruissellement et d'érosion dans les montagnes au Maroc.* Acte des JSIRAUF, Hanoi, 6-9 novembre 2007, 6 p.
- Sadeghi S H R, Mizuyama T, Miyata S, Gomi T, Kosugi K, Fukushima T, Mizugaki S, Onda Y .2008.** *Development, evaluation and interpretation of sediment rating curves for a Japanese small mountainous reforested watershed.* Sciencedirect. Geoderma, 144:198-211.
- Smart T S, Hirst D J, Elston D A. 1999.** *Methods for estimating loads transported by rivers.* Hydrology and earth system science, 3(2): 295-303.
- Smith B P G, Naden P S, Leeks G J L, Wass P D. 2003.** *Characterising the fine sediment budget of a reach of the river swale, yorkshire, U.K. during the 1994 to 1995 winter season.* Kluwer Academic publishers, 494: 135-143.
- Soukatchoff V M. 2003.** *Hydrologie et hydrogéologie.* Ecole des mines de Nancy, 89 p.
- Takeuchi K. 2004.** Importance of sediment research in water system science. Proceedings of the ninth international symposium on river sedimentation, 10-18.
- Terfous A, Megnounif A, Bouanani A.2001.** *Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien).* Revue des sciences de l'eau, 14 (2): 173-185.
- Touïbia B, Aïdaoui A, Gomer D, Achite M. 2001.** *Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride, de l'Algérie du Nord.* Hydrological science journal, 46(1): 41-53.
- Van Rijn L C. 1993.** *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal sea.* Aqua publications. Netherlands, 690 p.
- Villaret C. 2003.** *Intercomparaison des formules de transport solide.* Programme Biparti 2000, 47 p.
- Walling D E, Webb B W. 1981.** *The reliability of suspended sediment load data.* Erosion and sediment transport measurement (Proceedings of the Florence Symposium. IAHS publication, 133: 177-194.

- Walling D E, Webb B E. 1988.** *The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield: some further comments.* Sediment budgets (Proceedings of the porto alegre symposium). IAHS publication, 174: 337-350.
- Walling D E, Webb B W. 1996.** *Erosion and sediment yield: a global overview.* IAHS publication, 236, 94 p.
- Walling D E. 1977a.** *Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small bassin.* Water resources research, 13, 3: 531-538.
- Walling D E. 1977b.** *Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular reference to British rivers.* IAHS publications, 34-48.
- Walling D E. 2009.** *The impact of global change on erosion and sediment transport by rivers.* France. Current progress and future challenges, 298: 30 p.
- Webb B W, Phillips J M, Walling D E, Littlewood I G, Watts C D, Leeks G J L. 1997.** *Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS(R) programme.* The science of total environment. Journal of hydrology, 194/195: 379-389.
- Weisberg S. 2005.** *Applied linear regression.* University of Minnesota. School of statistics, Minneapolis, Minnesota. Wiley interscience, 310 p.
- Williams G P. 1989.** *Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers.* Journal of hydrology, 111: 89-106.
- Xiaoqing Y. 2003.** *Manual of sediment management and measurement.* World meteorological organization operational. Geneva. Switzerland, 948: 159 p.
- Yang G, Chen Z, Yu F, Wang Z, Zhao Y, Wang Z. 2006.** *Sediment rating parameters and their implications: yangtze river, China.* Science direct. Geomorphology, 85: 166-175.
- Zachar D. 1982.** *Soil erosion.* Developments in Soil Science IO. Forest research institute, Zvolen. Czechoslovakia. Elsevier scientific publishing company, 547 p.
- Zairi M, Karray I, Ben Dhia H. 2005.** *Évaluation participative de l'impact des travaux de conservation des eaux et des sols (CES) dans la région de Sidi M'hadheb (Sud-Est tunisien).* Sécheresse, 16 (1): 53-60.

Résumé

Dans les zones arides et semi-arides l'évaluation des apports solides au niveau des cours d'eau est une contrainte majeure pour les projets d'aménagement et de planification. Cette contrainte est imposée par une brutalité des événements orageux et un manque de stations de mesure. En vue de palier ce problème au niveau des deux sous bassins versants (Sebdou et Isser) appartenant à la Tafna, une recherche d'un modèle d'estimation du transport solide en suspension est menée. Le choix de ce modèle reliant le débit liquide à la concentration des sédiments en suspension à partir de l'exploitation des données de mesure des deux paramètres, nous a conduit à l'application de divers modèles à différents regroupements temporels. Ce choix se base en premier lieu sur les valeurs de r^2 aboutis aux deux modèles connus pour la construction des courbes du transport solide en suspension en l'occurrence : le modèle en puissance linéaire et le modèle en puissance non linéaire. En se référant au coefficient d'efficacité R^2 c'est le modèle non linéaire au niveau du regroupement saisonnier qui donne des résultats appréciables au niveau des deux bassins versants. Cependant, du point de vue précision d'estimation de l'apport solide, c'est le modèle logarithmique qui engendre les meilleures estimations au niveau des deux sous bassins versants.

Mots clefs: Transport solide, suspension, courbe d'estimation, modèle en puissance linéaire, modèle en puissance non linéaire, Tafna, Sebdou, Isser, efficacité, erreurs.

Abstract

In the arid and semi-arid regions the evaluation of the sediment yield of the rivers is a major constraint for installation and planning projects. This constraint is imposed by a brutality of the stormy events and a lack of measuring site. In order to mitigate this problem in the two sub catchments (Sebdou and Isser) on the Tafna catchment, a research of the model witch evaluate well the available data is planned. Choice of this model witch relate between water discharge-suspended sediment concentration, led to the application of various models with different temporal subdivision which reflect on first state (according to r^2) the two models well known in construction of sediment rating curve : linear power model and nonlinear power model. When we referred to the efficiency of models, nonlinear model with the seasonal division of data results appreciable values for the two catchments. But while considering precision of models, it is the first one who offers the best precision for the two catchment's area.

Key words: Suspended sediment, sediment rating curve, power linear model, power nonlinear model, Tafna, Sebdou, Isser, efficiency, errors.

ملخص

يعد تقدير كمية جلب المواد الصلبة عبر الوديان من العوائق الأساسية لمشاريع التهيئة و التخطيط في المناطق القاحلة و الشبه قاحلة، هذا العائق مترتب عن فجائية الأمطار العاصفة إضافة إلى ندرة محطات قياس المواد الصلبة العالقة. من أجل تخطي هذا المشكل على مستوى حوضي "سبدو و يسر" التابعين لتافنة، قمنا بالبحث عن نموذج الأمثل للمعطيات المتوفرة لدينا. إختيار هذا النموذج الذي يربط بين التدفق المائي و تركيز المواد الصلبة العالقة باستغلال معطيات القياس المتوفرة قادتنا إلى تطبيق عدة نماذج على تقسيمات زمنية مختلفة، يتركز الاختيار بداية على قيمة العامل " r^2 " الذي يسفر عن النموذجين المعروفين ألا و هما: النموذج الأسّي الخطي و النموذج الأسّي غير الخطي. بالنظر إلى معامل فعالية النموذج " R^2 " نجد أن النموذج الثاني على مستوى التقسيم الفصلي يمنح نتائج مهمة في كلتا المنطقتين المدروستين، فيما يخص دقة تقدير النموذج للمواد الصلبة العالقة المجلوبة فالنموذج الأول هو الأفضل على مستوى الحوضين.

الكلمات المفتاحية:

نقل المواد الصلبة العالقة، منحنيات المواد الصلبة العالقة، النموذج الأسّي الخطي، النموذج الأسّي غير الخطي، تافنة، سبدو، يسر، فعالية، أخطاء.