

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE ABOUBEKR BELKAID, TLEMCEM
FACULTE DE TECHNOLOGIE
DEPARTEMENT D'HYDRAULIQUE

THESE DE DOCTORAT

Quantification Et Modelisation Du Transport Solide En Climat Semi-
Aride, Cartographie Du Risque D'erosion Hydrique Au Moyen D'un Sig:
Cas Des Deux Bassins Versants Oued Boukiou Et Oued Boumessaoud
(N-W De L'algerie)

Sid-Ahmed BOUGUERRA

MEMBRES DU JURY

Président : Mr. A. MEGNOUNIF Professeur, Université de Tlemcen

Directeurs de thèse : Mr. Abderrezak BOUANANI Professeur, Université de Tlemcen

Mme Kamila BABA HAMED Professeure, Université de Tlemcen

Examineurs : Mr. K. KHANCHOUL Professeur, Université d'Annaba

Mr. B. BEKOUSA MCA, Université de Mascara

Remerciement

Le succès fut toujours l'enfant de l'audace « Voltaire ». A travers cette citation, je tiens à dire que ce sont tout d'abord les bonnes grâces de Dieu qui ont permis l'aboutissement de ce travail modeste. Au terme de cette thèse, je suis fier d'exprimer mes grands remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de cette thèse.

En premier lieu, Je tiens à remercier très vivement mon encadreur de thèse, Monsieur le Professeur **BOUANANI Abderrezak** pour sa générosité, ses conseils, ses commentaires efficaces, son aide incessante et sa rigueur scientifique. Avec tout le respect que je lui dois, je lui adresse un grand merci de m'avoir donné la chance de réaliser ce travail.

Je remercie également Mme **BABA- HAMED Kamila** d'avoir accepté de co-diriger cette thèse et de m'avoir prêté aide, conseils et encouragements. Qu'elle trouve ici l'expression des mes remerciements les plus distingués.

Mes vives gratitude s'adressent à Monsieur **MEGNOUNIF Abdesselam**, qui a bien voulu présider mon jury. Je le remercie pour sa disponibilité et son aide précieuse.

Mes remerciements vont également à tous les autres membres du jury, pour avoir accepté d'en faire partie et pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce mémoire, Monsieur **KHANCHOUL Kamel** de l'université d'Annaba et Monsieur **BEKOUSSA Belkacem** de l'université de Mascara. Je leur adresse ainsi un grand merci d'avoir honorer le jury par leur présence.

Enfin, en plus d'un grand hommage à mon défunt père, je dédicace ce travail à mes enfants, ma mère et ma femme pour leur soutien continu et sans faille, pour leur patience et disponibilité aussi.

RESUME

La présente thèse est une contribution à l'étude du phénomène du transport solide dans sa globalité en milieu semi-aride méditerranéen. On tente d'abord d'expliquer les mécanismes et processus qui régissent ce phénomène ainsi que l'impact des facteurs aussi bien physiques qu'anthropiques sur la sensibilité de l'environnement et la dégradation de l'écosystème. La connaissance d'études faites sur d'autres régions affectées par l'érosion hydrique sous des conditions hydro-climatiques identiques, nous aide d'une part à comprendre la réponse des bassins versants lors d'événements exceptionnels et d'autre part à comparer nos résultats de quantification du transport des sédiments et de sa modélisation. En effet cette dernière s'avère incontournable car les séries de données sur le débit liquide (Ql) et solide (Qs), recueillies à l'exutoire du bassin sont dans la plus part des cas lacunaires. Les modèles empiriques comme la courbe du transport solide mettant en relation ces deux variables (Ql, Qs) ont été adaptés à nos séries d'observations et améliorés selon des critères statistiques fiables de façon à réduire les erreurs d'estimation de la charge solide aussi bien en période de calage qu'en période de validation du modèle. Une étude de cas appliquée à deux bassins de la Tafna en l'occurrence les bassins oued Boukiou (116 km²) et oued Boumessaoud (118 km²), a mis en évidence des dégradations spécifiques très importantes à l'échelle saisonnière et celles de crues. Cela est dû essentiellement à la configuration morphométrique des bassins, à leur état de surface et à l'agressivité du climat. Les sources de provenance des particules sédimentaires varient d'une crue à une autre, l'évolution de la concentration des sédiments arrachés en fonction du débit liquide caractérisée par les courbes d'hystérésis a permis d'expliquer l'interdépendance des processus au sein du réseau de drainage et d'identifier la contribution des versants et celle des berges et du lit des oueds.

Compte tenu de la fragilité des écosystèmes méditerranéens, la deuxième partie de la thèse a été consacré au volet environnemental c'est-à-dire à la mise en œuvre d'outils d'aide à une gestion intégrée des ressources naturelles (eau et sol) dans un but de lutte contre l'érosion hydrique. Une approche inspirée d'autres méthodologies comme celles du programme d'actions prioritaires pour la méditerranée appliquée à certaines zones côtières du bassin méditerranéen, a été élaborée. Cette dernière a permis une cartographie qualitative de la sensibilité des terrains à l'érosion hydrique dans la région d'étude, elle peut être utilisée comme outil aussi bien descriptif que d'étude thématique. La démarche consiste à opter pour un croisement dans un système d'information géographique (SIG), de paramètres représentatifs des facteurs déterminants dans l'érosion sous forme de combinaisons logiques, à savoir les précipitations, la résistance des matériaux affleurements, la pente topographique et l'occupation des sols, dont le poids doit être pondéré à partir des connaissances actuelles sur les différents types de fonctionnements érosifs. Les résultats montrent que les deux bassins versants se comportent globalement de la même façon, leurs sols subissent l'effet de plusieurs facteurs favorisant le phénomène d'érosion à savoir l'importance des pentes, le faible couvert végétal et l'érodibilité des sols. Ils indiquent également que les bassins sont soumis à une érosion forte et moyenne touchant plus de 70% de la surface totale. Dans une perspective intégrant la dimension environnementale et socio-économique, la délimitation des zones d'aménagements prioritaires nécessite ainsi des mesures préventives en vue de limiter l'impact de l'érosion et du ruissellement sur les bassins versants. Les solutions sont basées sur des techniques de gestions appropriés et des méthodes de pratiques culturales.

Mots clés : Erosion, Transport Solide, Quantification, Modélisation, Cartographie, Vulnérabilité, SIG, Environnement.

ABSTRACT

This thesis is a contribution to the study of the phenomenon of solid transport in its entirety in a semi-arid Mediterranean environment. First, an attempt is made to explain the mechanisms and processes that govern this phenomenon as well as the impact of both physical and anthropogenic factors on environmental sensitivity and ecosystem degradation. Knowledge of studies in other regions affected by water erosion under identical hydro-climatic conditions helps us to understand the response of watersheds to exceptional events and to compare our results of quantification sediment transport and modeling on the other. Indeed, the latter is impossible to circumvent because the series of data on liquid flow (Q_l) and solid (Q_s), collected at the outlet of the basin are in most cases incomplete. The empirical models such as the solid transport curve linking these two variables (Q_l , Q_s) have been adapted to our observation series and improved according to reliable statistical criteria so as to reduce the errors of estimating the solid load as well well during the calibration period than in the validation period of the model. A case study applied to two Tafna basins, namely the Oued Boukiou (116 km²) and Oued Boumessaoud (118 km²) basins, revealed specific degradations that were very important at the seasonal scale and those of floods. This is due mainly to the morphometric configuration of the basins, their surface condition and the aggressiveness of the climate. Source sources of sedimentary particles vary from one flood to another, the evolution of the concentration of sediment torn away as a function of the liquid flow characterized by the hysteresis curves has made it possible to explain the interdependence of processes within the drainage network and to identify the contribution of the slopes and that of the banks and the bed of the wadis.

Considering the fragility of the Mediterranean ecosystems, the second part of the thesis was devoted to the environmental aspect, ie to the implementation of tools to support integrated management of natural resources (water and soil) for the purpose of combating water erosion. An approach based on other methodologies such as the priority action program for the Mediterranean applied to certain coastal areas of the Mediterranean basin has been developed. The latter allowed a qualitative mapping of the sensitivity of the soil to water erosion in the study area, it can be used as a descriptive tool as well as a thematic study. The approach is to cross-reference geographic information systems (GIS) with parameters representative of the determinants of erosion in the form of logical combinations, namely precipitation, resistance of outcrop materials, topographic slope and land use, the weight of which must be weighed based on current knowledge of the different types of erosive operation. The results show that the two watersheds behave globally in the same way, their soils are influenced by several factors favoring the erosion phenomenon, namely the importance of the slopes, the low vegetation cover and the erodibility of the soils. They also indicate that the basins are subjected to a strong and average erosion affecting more than 70% of the total area. From an environmental and socio-economic perspective, the delimitation of priority development zones requires preventive measures to limit the impact of erosion and runoff on watersheds. The solutions are based on appropriate management techniques and methods of cultivation.

Key Words : Erosion, Sediment Transport, Quantification, Modeling, Mapping, Vulnerability, GIS, Environment

TABLE DES MATIERES

RESUME	3
TABLE DES MATIERES	5
LISTE DES TABLEAUX	9
LISTE DES FIGURES	10
INTRODUCTION GENERALE	13
1^{ERE} PARTIE : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'EROSION ET LE TRANSPORT SOLIDE	19
CHAPITRE : I Quelques Notions Préliminaires	20
1) Le Sol	20
2) Le bassin versant	21
3) Système fluvial	22
4) Hydro-système fluvial.....	23
5) Flux des sédiments et dégradation des terres à l'échelle mondiale.....	23
a) Facteurs de contrôle naturels et anthropiques	23
b) Bilans globaux des flux de sédiments.....	26
CHAPITRE : II Facteurs, processus et mécanismes de l'érosion hydrique	29
1) Généralité.....	29
2) Origine et mécanisme de l'érosion et du transport solide	29
3) Les paramètres de la désagrégation et du transport des sédiments.....	30
a) Le détachement	31
i L'éclatement	31
ii Le gonflement différentiel	31
iii La dispersion physico-chimique	31
iv La désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie	31
b) Le ruissellement	32
i Le ruissellement diffus	33
ii Le ruissellement concentré	33
4) Facteurs intervenant dans le processus d'altération des sols	34
a) Influence du climat.....	34
i Intensité et agressivité des précipitations	34
b) Le couvert végétal	35
c) La forme du relief	36
d) Les paramètres caractéristiques du sol.....	36
e) Activités anthropiques	39

5) Formes De L'érosion Hydrique	39
a) L'érosion en nappe ou aréolaire ou laminaire "sheet erosion"	39
b) L'érosion linéaire (micro-channel ou Rill Erosion).....	40
i Erosion en griffes et rigoles	40
ii Erosion en ravine.....	40
iii L'érosion en masse	41
iv Les glissements.....	41
v Eboulements des berges ou effondrements de versants	41
CHAPITRE : III Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens	42
1) Introduction	42
2) Dégradations des sols au Maghreb	43
a) Résultats et conséquences de l'érosion hydrique.....	45
b) Stratégies de lutte contre l'érosion hydrique des sols.....	46
i Etat des connaissances sur les techniques de lutte antiérosive au Maghreb	46
ii Gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)	48
3) Enjeux de l'environnement et du développement au Maghreb.....	48
2^{eme} Partie : QUANTIFICATION ET MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION	50
CHAPITRE : IV Presentation De La Region D'étude	51
1) Introduction	51
2) Situation géographique de la zone d'étude	51
3) Caractéristiques physiographiques des bassins versants	52
4) Couvert Végétal.....	55
5) Cadre géologique	56
a) Introduction	56
b) Géologie des bassins d'étude.....	57
2) Contexte hydrogéologique.....	58
3) Conclusion	59
CHAPITRE : V Hydro-Climatologie de la Zone D'étude	60
1) Introduction	60
2) Caractérisation hydro-pluviométrique des deux bassins d'étude	60
3) Bilan moyen annuel de l'écoulement.....	66
4) Etude des crues	67
a) Genèse des crues	67
b) Débits extrêmes	67
c) Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles.....	70
d) Apports des crues.....	71

5) Conclusion	73
CHAPITRE : VI Etude Du Transport Solide Dans Les deux cours d'eau.....	74
1) Introduction	74
2) Description physique du transport solide	75
3) Les différents modes de transport solide	76
4) Les formules du transport solide en charriage, en suspension et total.....	77
5) Quantification du transport solide en suspension	79
a) Résultats et discussions.....	80
i Variabilité annuelle des apports liquides et solides	80
b) Variabilité intra-annuelle des apports liquides et solides.....	81
6) Quantification du caractère épisodique du transport solide en suspension	83
7) Modélisation Du Transport Solide.....	86
a) Introduction	86
b) Le modèle des courbes de transport sédimentaire	87
c) Analyse des résultats et discussions	88
d) Critères d'évaluation des modèles utilisés.....	90
e) Application des modèles validés	92
f) Proposition d'un modèle de débits classés.....	94
g) Evolution de la concentration des sédiments en suspension en fonction des débits liquides durant les périodes de crues	94
h) Relation entre les apports solides durant les crues et les sources des sédiments transportés dans le bassin d'oued Boumessaoud.....	100
i Relation en fonction du temps des valeurs C_s max et Q_L max pendant les crues	100
ii Calcul des apports solides et sources des sédiments pendant les crues	101
8) CONCLUSION	103
3^{eme} PARTIE : SIG,TELEDETECTION, CARTOGRAPHIE DU RISQUE D'EROSION HYDRIQUE DE LA REGION D'ETUDE	105
1) INTRODUCTION	106
CHAPITRE : VII Revues Bibliographiques Sur Les Études De Cartographie Des Risques D'érosion Hydrique En Région Semi Aride.....	107
1) Cartographie des risques d'érosion : principe, mise en œuvre et potentialités.....	107
a) Contexte Historique de cartographie de l'érosion en méditerranée.....	107
b) Etat De l'érosion Hydrique Dans Les Zones Côtières Méditerranéennes	108
c) Expérience acquise en matière de cartographie de l'érosion hydrique dans la région méditerranéenne	110
2) Evaluation du risque d'érosion hydrique par modélisation.....	112
3) Avantages de la télédétection et des images satellitaires dans l'étude du risque d'érosion et de la dégradation des sols.....	116
4) CONCLUSION	117

CHAPITRE : VIII Sources De Donnees Et Methodologie	118
1) Introduction	118
2) Choix de type de données sources.....	119
3) Méthodologie de cartographie de la vulnérabilité des sols à l'érosion hydrique.....	120
4) Détermination des paramètres d'érosion hydrique	121
a) L'érosivité des pluies (R).....	121
b) Facteur d'érodibilité du sol (K).....	122
c) Facteur topographique (LS).....	125
d) Facteur de la couverture végétale et des pratiques culturales (C).....	127
5) Élaboration de la carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique.....	129
6) Discussion des résultats	132
7) Validation des résultats.....	134
8) CONCLUSION	134
CONCLUSION GENERALE	136
Chapitre IX : Synthèse, Perspectives Et Voies De Recherches	140
1) Synthèse et limites de l'étude	140
2) Perspectives et voies de recherches	141
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	144

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Tableau des surfaces, des flux liquides et solides des fleuves majeurs à travers les cinq continents du monde.....	28
Tableau 2. Influence de la nature de la couverture végétale sur le ruissellement.	36
Tableau 3. Quelques dégradations spécifiques des sols au Maghreb.....	45
Tableau 4. Paramètres hydromorphométriques des deux bassins versants.....	54
Tableau 5. Distribution du couvert végétal dans le bassin O. Boumessaoud et O.Boukiou.....	57
Tableau 6. Caractéristiques des stations pluviométriques des bassins d'étude.....	62
Tableau 7. Bilan moyen annuel de l'écoulement.....	68
Tableau 8. Fréquence d'apparition (%) des crues des deux bassins d'étude.....	69
Tableau 9. Caractéristiques des crues recensées à l'oued Boumessaoud et l'oued Boukiou.....	70
Tableau 10. Estimation des Quantiles de crues pour différentes périodes de retour.....	71
Tableau 11. Apports d'eau moyens annuels et contribution des crues.....	73
Tableau 12. Principales caractéristiques des formules de transport solide par charriage.....	79
Tableau 13. Résultats de l'analyse statistique de la relation $Q_s = f(Q_L)$	90
Tableau 14. Résultats des critères statistiques d'adaptation des modèles.	92
Tableau 15. Apport solide et dégradation spécifique dans le bassin versant oued Boumessaoud (Station de Zénata : 1988/2004) et le bassin oued Boukiou (Station Benchouachi :1972/2005).....	94
Tableau 16. Paramètres du modèle de débits classés.....	96
Tableau 17. Fréquences des classes d'hystérésis au niveau du bassin versant oued Boumessaoud (Station d'Henaya : 1988/89-2003/04) et du bassin Boukiou (Station Benchouachi : 1972/2005).....	97
Tableau 18. Paramètres caractéristiques des 22 crues principales – oued Boumesaoud, période (1988-2004).....	99
Tableau 19. Source de sédiments et leur contribution saisonnière (oued Boumessaoud).....	103
Tableau 20. Valeurs de l'érodibilité K en fonction de la nature de sol dans les deux bassins.....	126
Tableau 21. Classification des facteurs de l'érosion hydrique des sols dans les bassins d'étude.....	130

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique.....	22
Figure 2. Dégradation des sols d'origine anthropique.....	25
Figure 3. Répartition géographique des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages étudiés.....	27
Figure 4. Flux de sédiments spécifiques ($t/km^2/an$) d'après modélisation empirique.....	29
Figure 5. Effet de l'impact des gouttes de pluie sur le sol.....	33
Figure 6. Forme d'érosion et ruissellement diffus.....	34
Figure 7. Ruissellement et érosion concentrés avec incision des talwegs.....	35
Figure 8. Triangle de texture.....	38
Figure 9. Formation d'une croûte de battance.....	39
Figure 10. Badlands formées dans les monts de Beni Chougrane, près de Mascara.....	42
Figure 11. Situation générale de la zone d'étude.....	53
Figure 12. Courbe hypsométrique et histogrammes des fréquences altimétriques des bassins d'étude.....	55
Figure 13. Carte géologique du bassin oued Boukiou.....	58
Figure 14. Carte géologique du bassin oued Boumessaoud.....	59
Figure 15. Variabilité interannuelle de la pluviométrie annuelle moyenne dans les deux bassins d'étude durant la période (1973/2010).....	63
Figure 16. Variabilité interannuelle débits liquides spécifiques à l'exutoire dans les deux bassins d'étude durant la période (1985/2005)	64
Figure 17. Variation des cumuls partiels des précipitations SPI centrées et réduites (1943-1944 à 2009-2010) dans les deux bassins d'étude.....	65
Figure 18. Variations des précipitations moyennes mensuelles dans les bassins d'étude (1973/2010).....	66
Figure 19. Variation mensuelle des lames d'eau précipitées et écoulées au niveau des deux bassins d'étude : période (1985/86-2005/06).....	67
Figure 20. Ajustement graphique de la série des débits maximums instantanés à une loi log-normal.....	72

Figure 21. Variation interannuelle des apports liquides (AL) et solides (A_s) de l'oued Boumessaoud, station d'Henaya, (période 1988/89-2003/04).....	82
Figure 22. Contribution des apports liquides et solides moyens suivant les différentes saisons, bassin versant de l'Oued Boukiou, station Benchouchi : (septembre 1972/73– août 2004/05).....	83
Figure 23. Variabilité mensuelle des apports liquides et solides dans l'oued Boumessaoud : station d'Henaya (1988-2004).....	83
Figure 24. Apports saisonniers de l'oued Boumessaoud (88/89 – 03/04) : (a) Apports liquides (A_L) ; (b) Apports solides (A_s).....	84
Figure 25. Evolution du flux de sédiments et des volumes d'eau annuels cumulés (1972–2005)...	85
Figure 26. Fréquences cumulées empiriques des flux solides instantanés sur le bassin versant de l'Oued Boukiou (1972–2005).....	86
Figure 27. Courbes bi-fréquence pour le bassin versant de l'Oued Boukiou (1972–2005).....	87
Figure 28. Relation entre les débits liquides et solides instantanés à différentes échelles temporelles dans le bassin oued Boumessaoud.....	93
Figure 29. Graphe temporel de la concentration des sédiments(C_s) et du débit liquide (Q_L) et type d'hystérésis pendant les événements de crues à l'oued Boumessaoud	99
Figure 30. Variation de $C_s \max$ et $Q_L \max$ pendant les crues :oued Boumessaoud (88/04).....	102
Figure 31. Contribution saisonnière des deux apports A_L et A_s durant les 22 crues.....	102
Figure 32. Méthodologie prédictive et descriptive de cartographie de l'érosion hydrique.....	113
Figure 33. Organigramme des étapes du projet : cartographie de l'aléa érosion.....	116
Figure 34. Etapes de cartographie de la vulnérabilité des sols à l'érosion hydrique.....	122
Figure 35. Nomogramme de Wischmeier permettant d'estimer l'indice d'érodabilité des sols à l'érosion Hydrique.....	124
Figure 36. Sensibilité des sols à l'érosion hydrique en fonction de l'érodibilité dans les deux bassins d'étude : oued Boukiou (à droite) et oued Boumessaoud (à gauche).....	126
Figure 37. Effet de l'inclinaison de la pente sur l'érosion hydrique.....	128
Figure 38. Influence du couvert végétal sur l'érosion hydrique des sols.....	129

Figure 39. Carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique des deux bassins d'étude :oued Boumessaoud et oued Boukiou (nord ouest de l'Algérie).....131

Figure 40. Carte des zones d'intervention prioritaire dans les deux bassins d'étude :oued Boumessaoud et oued Boukiou (nord ouest de l'Algérie).....132

INTRODUCTION GENERALE

A l'aube de ce troisième millénaire notre planète terre connaît déjà les prémices d'un vaste champ de dégradations d'écosystèmes essentiellement en zones arides et semi arides et cela en raison principalement de la vulnérabilité constatée de l'environnement et de la biosphère face à des changements climatiques récurrents dont l'homme accentue davantage ces effets par son souci d'adaptation au milieu naturel et son perpétuel développement socio-économique (Agoumi et al., 1999 ; Stour et al., 2002). Cela se fait sentir à plusieurs niveaux : des inondations fréquentes, des ressources naturelles (eau, sol, végétation et agriculture) très fragiles, une forte érosion et perte en terres arables, une désertification accrue, un environnement urbain gravement pollué, une fragilisation des zones côtières et une diminution de la flore et de la faune voir même disparition de certaines espèces. Les effets de ce déséquilibre écologique gravissime se sont manifestés depuis plusieurs décennies (FAO, 1983).

Comme en témoignent différents rapports scientifiques émanant de nombreuses institutions internationales telles que l'organisation des nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO, 2005), l'Agence européenne pour l'environnement (AEE-PNUE, 2002), environ 1 milliard de personnes n'ont pas accès à l'eau potable, l'impact de la destruction et de la dégradation des forêts (environ 580 millions ha dans le monde) induit chaque année environ 20% des émissions mondiales de CO₂ soit 1,7 Gigatonne, la terre a perdu 50% de ses zones marécageuses depuis le début du 20^{ème} siècle, une diminution des terres labourables dans le monde qui varie chaque année entre 75000 et 150000 km² de terres arables, 680 millions ha de terres affectées par le surpâturage dont 20% de pâturages et terres de parcours endommagées surtout en Afrique et en Asie, une désertification qui a touché près de 40% de la surface des continents en 2010, la moitié des surfaces cultivables dans le monde soit 1,96 milliard d'hectares sont gravement dégradés par l'érosion hydrique (celle-ci fait perdre chaque année environ 25 milliards de tonnes de terres) et l'érosion éolienne, une période de grande extinction des espèces vivantes où des spécialistes prévoient que 30% des espèces pourraient avoir disparu en 2050 (FAO, 2000 ; FAO, 2007 ; MA, 2003 ; MA, 2005a). Certains lacs ont presque disparu de la planète en raison de la surexploitation de leurs affluents, de même pour les rivières qui atteignent rarement la mer comme le fleuve Colorado aux Etats-Unis et le fleuve Jaune en Chine suite aux besoins accrus en hydroélectricité, les barrages et les prélèvements d'eau qui ont asséché les flux. A cela s'ajoute aussi de graves problèmes de pollution des écosystèmes marins ainsi que des nappes phréatiques par les produits chimiques utilisés dans l'industrie, l'agriculture et les eaux usées. Le monde connaît aujourd'hui des problèmes écologiques majeurs qui occasionnent des risques sur la santé, la qualité de vie et le bien-être social et environnemental de l'homme (FAO, 1994). Celui-ci qui tente depuis longtemps de maintenir les potentialités du milieu rural qu'il exploite, et de lutter contre leur dégradation. Le maintien et la restauration de la fertilité des sols, la lutte contre la salinisation des terres, l'érosion, l'ensablement, la disparition du couvert végétal ou les tentatives pour lutter contre l'aridité en sont des exemples.

En région méditerranéenne, l'Algérie à l'instar des autres pays du Maghreb se trouve particulièrement vulnérable au changement climatique (Boukheir, 2001). De par sa position géographique, située en zone aride à semi-aride, notre pays est soumis à d'importants contrastes climatiques avec des épisodes de sécheresses périodiques et fréquentes dont la durée peut dépasser trois années successives (Khaldi, 2005). Un sol aride, une érosion forte, un ruissellement excessif, caractérisant la région, favorisent des catastrophes naturelles en relation avec les fortes précipitations et les inondations. On peut citer à titre d'exemple la catastrophe climatique en Algérie en novembre 2001, la plus terrible inondation de son histoire du 10 au 14 novembre 2001, frappant principalement Alger. Cet événement météorologique extrême a fait 751 victimes dont plus de 700 à Alger, et a généré des dégâts estimés à 300 millions USD, les fortes précipitations (>150 mm) enregistrées en quelques heures ont été l'équivalent de la pluie totale mensuelle et les vents ont atteint 120 km/h. Une autre catastrophe climatique en novembre 2002, lors de la semaine du 20 au 27 novembre 2002 où le Maroc a connu l'une des plus importantes inondations de son histoire avec des dégâts matériels et humains considérables. Au moins 63 morts, 26 disparus, des centaines d'hectares de terres agricoles endommagés (Echos CC Maghreb, 2002).

L'érosion des sols un des phénomènes extrêmes marquant le bassin méditerranéen, notamment sur des sections importantes des côtes, a des effets considérables sur l'environnement et l'économie. Elle entraîne sur les terres affectées une perte de productivité des sols et une réduction des rendements agricoles. Elle produit un accroissement de la sédimentation dans les cours d'eau et les réservoirs qui compromet la qualité de l'eau et la capacité de drainage des cours d'eau. Ces deux sortes d'effets ont une incidence négative notable sur le cycle de l'eau et diminuent la capacité naturelle des terres en ce qui concerne la régulation des rivières et des oueds dans une région où l'eau est d'ores et déjà un facteur critique qui limite le développement socioéconomique et génère de vrais enjeux pour le développement durable. (PAP/CAR, 1998).

Aujourd'hui, il est indispensable de gérer les problèmes d'érosion hydrique car la tendance évolutive serait à l'augmentation, du fait, non seulement de la pression anthropique induisant des taux croissants d'occupation des sols fragilisés par les pratiques agricoles, mais également du changement climatique qui aurait pour conséquence l'accroissement de la fréquence des événements climatiques exceptionnels (Deploey et al., 1991 ; Shaban et Khawlie, 1998). Une gestion rationnelle des ressources naturelles (eau et sol) permet d'en faire un facteur de développement économique et de préservation du milieu naturel. Cette gestion peut contribuer également à la réhabilitation des terres dégradées en améliorant leur productivité. Ce rôle ne peut être assuré qu'en ayant bien saisi les mécanismes de renouvellement de ces ressources et en garantissant leur mobilisation sur des bases d'un développement durable.

Dans ce contexte, deux bassins du nord-ouest algérien font l'objet de cette thèse en l'occurrence le bassin de l'oued Boumessaoud (118 km²) et celui de l'oued Boukiou (116 km²), deux affluents successivement rive droite et rive gauche du principal oued Tafna de cette région qui draine un vaste bassin de 7245 km². Notre choix s'est porté sur ces deux bassins en raison du manque d'étude sur les écoulements et le transport solide dans cette région. La population rurale exploite les terres

agricoles de ces bassins soit en puisant l'eau des oueds en période humide de l'année, soit en utilisant l'eau de quelques puits aménagés. Leur dépendance vis-à-vis de ces deux ressources naturelles (la terre et l'eau) devient incontournable pour leur survie en dépit de la récession pluviométrique des dernières décennies qui fait peser une menace sur les ressources en eau du pays (Bouanani, 2004 ; Meddi et Hubert, 2003; Megnounif et Ghenim, 2013). Cette situation affecte davantage la dégradation du couvert végétal de la région composé essentiellement de céréaliculture et quelques cultures maraichères, de maquis et broussaille, et provoque un impact fort sur l'écoulement, l'érosion et la sédimentation sur les versants et le long du réseau de drainage des bassins.

A cet effet nous avons orienté notre étude en vue d'une part de caractériser la nature et l'origine (en termes de localisation et de sources naturelles ou anthropiques) des particules sédimentaires dans les écoulements de surfaces tout en cherchant à estimer les flux de matières solides transportées, d'autre part tenter d'identifier et de comprendre la vulnérabilité extrême de cette région de la méditerranée face aux impacts parfois catastrophiques des événements extrêmes et des conséquences qui en résultent.

Pour ce faire et sur la base d'une recherche bibliographique, une première partie est consacrée à la compréhension des facteurs qui déclenchent le phénomène de l'érosion hydrique ainsi que les mécanismes et processus qui génèrent le transport solide à travers divers bassins fluviaux du monde et surtout dans la région du Maghreb. Une seconde partie porte sur la quantification et la modélisation du transport solide réalisées sur les deux bassins des oueds Boumessaoud et Boukiou pris comme cas d'étude, où il est question de mettre en évidence l'interaction des principaux facteurs géomorphologiques, lithologiques et hydroclimatiques dans le comportement hydrologique et la dynamique érosive qui en résulte. Il est donc nécessaire d'étudier finement les précipitations, leur intensité, les crues et leur fréquence d'occurrence et de comprendre les mécanismes hydrologiques qui régissent l'apparition du ruissellement, la redistribution des écoulements liquides et solides sur les versants avec un suivi du bilan hydrologique et sédimentologique des bassins versants.

Un traitement de données hydro-sédimentologiques recueillies au niveau des stations de jaugeage contrôlant les deux bassins, permettra de quantifier les apports solides en suspension charriés par chacun des deux bassins versants. En outre une approche statistique d'analyse des chroniques de données et de corrélations simples nous conduit à dégager des modèles analytiques descriptifs qui expliquent l'interrelation entre les différents paramètres hydrologiques dans la production et la genèse des sédiments.

La troisième partie de cette thèse est focalisée sur le potentiel d'utilisation de la télédétection et du système d'information géographique (SIG) pour la caractérisation et la cartographie des zones vulnérables à l'érosion hydrique présentant un risque éventuel de dégradation des terres (Lee, 2004 ; Bou Kheir et al., 2006). Ce ci aura pour finalité de mettre à la disposition des utilisateurs potentiels, des responsables, élus locaux et des décideurs les informations fiables sur l'état de l'environnement et des ressources naturelles. D'un point de vue scientifique, cette composante de démarche est nécessaire car elle permet d'associer l'utilisation d'outils de modélisation spatialisée à la connaissance

des mécanismes naturels c'est-à-dire tenter de réaliser une cartographie des formes d'érosion et des zones potentiellement sensibles à l'érosion hydrique en fonction des caractéristiques géomorphologiques et hydro-climatiques de chacun des deux sous bassins versants

Dans le nord-ouest de l'Algérie, les conditions géomorphologiques et socioéconomiques sont particulièrement favorables au déclenchement et à l'accélération du phénomène de l'érosion et du transport solide. Outre les pertes en terres fertiles, les sédiments transportés en suspension par les cours d'eau constituent des dépôts importants dans les réservoirs hydrauliques. Dans de nombreuses zones en Algérie des problèmes environnementaux graves dus à l'érosion des sols sont de plus en plus fréquents. Les dommages les plus notables sont surtout ressentis par les collectivités locales. La détermination des conditions géomorphologiques susceptibles de provoquer l'érosion et l'utilisation de modèles de prédiction de ce phénomène sont nécessaires pour l'évaluation de la dégradation du milieu et l'implémentation de mesures de conservation des sols efficaces et adaptées.

Depuis des années de nombreux efforts de recherche ont été investis dans le développement de modèles à base physique qui reflètent le niveau des connaissances dans la compréhension des processus. Les efforts de développement investis dans la modélisation ont permis de générer des pistes de recherches et d'améliorer nos connaissances des mécanismes de l'érosion. Toutefois, il y a un besoin pour une cartographie spatialisée et numérique, qui se concentre sur les facteurs physiques et les processus dominants opérant au niveau du bassin versant. Le fonctionnement hydro-sédimentaire à base de mesure des débits et des sédiments reste le moyen le plus adéquat pour la modélisation de l'érosion hydrique à l'échelle du bassin versant.

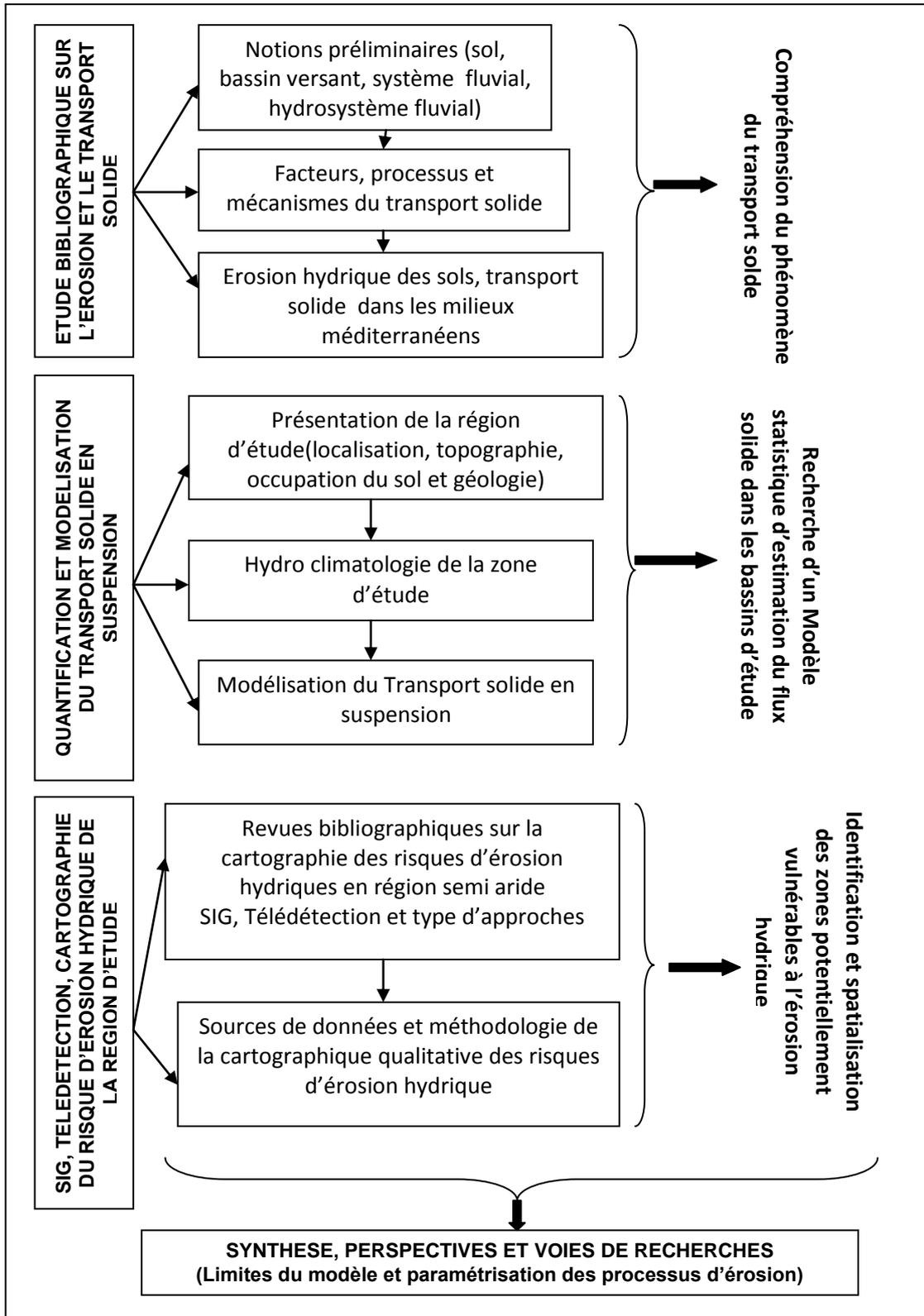
Notre problématique s'inscrit dans la compréhension des facteurs contributeurs de l'érosion au niveau de l'aire d'étude par le biais des méthodes semi-quantitatives et quantitatives. L'objectif principal est de caractériser les impacts de la variation hydro-pluviométrique et de l'évolution des états de surface sur la dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant.

Dans ce contexte et pour mieux comprendre l'influence des facteurs naturels sur le phénomène de la dégradation des milieux physiques à savoir les bassins versants de Boumessaoud et Boukiou (Tafna), on s'intéresse à l'élaboration de modèles de prédiction de l'érosion à l'échelle du bassin versant qui s'appuie sur une paramétrisation simple.

En effet la thèse sera axée sur plusieurs composantes d'investigation, en l'occurrence le Traitement et l'analyse statistique des caractéristiques hydro-climatiques, la cartographie, l'analyse et la description des facteurs de l'érosion (Orographie, pentes, lithologie, occupation des sols) en utilisant l'outil informatique et le SIG. Une composante de modélisation est mise en évidence dont l'intérêt d'un Système d'Information Géographique (SIG) en tant qu'outil informatisé dédié à la gestion de l'information géographique dans le suivi et la quantification de l'érosion hydrique et des transports solides. Une application de ces techniques aux bassins versants de Boumessaoud et Boukiou (Tafna, Algérie) servira, entre autres, à montrer comment un SIG permettra à un utilisateur potentiel d'obtenir et de cartographier l'information relative à la sensibilité au sol du phénomène érosif ; Une composante

opérationnelle liée à la gestion et la protection des ressources en sol. La compréhension de l'ampleur, de la diversité spatiale, des facteurs et des tendances d'évolution des formes d'érosion hydrique, contribue à lutter contre l'érosion hydrique et à élaborer des documents d'aide au choix des aménagements adéquats.

Illustration schématique des différentes parties de la thèse



**1^{ERE} PARTIE : ETUDE
BIBLIOGRAPHIQUE SUR
L'EROSION ET LE TRANSPORT
SOLIDE**

CHAPITRE : I Quelques Notions Préliminaires

1) Le Sol

Le sol est un véritable livre d'histoire. Il conserve les traces de l'histoire, souvent très longues (jusqu'à plusieurs millions d'années), de sa formation : en étudiant les sols on peut y découvrir quelles furent certaines des conditions climatiques et biologiques du passé. Mais aussi, le sol conserve les témoins de l'histoire de l'humanité : c'est lui que l'on creuse en archéologie.

Le sol provient de la décomposition et de l'altération des roches par l'action de l'eau, de l'air et des êtres vivants. Au cours du temps, le sol s'épaissit et se modifie ; il acquiert des constituants (matières organiques, argiles...) et des structures (couleurs, agrégats, horizons...) qui lui sont spécifiques.

Les sols jouent un rôle majeur dans la fourniture des services et biens fournis aux humains par les écosystèmes. Situés à l'interface entre l'atmosphère, la lithosphère, l'hydrosphère et la biosphère, ils participent aux grands cycles nécessaires à la vie sur Terre : cycle de l'eau et des nutriments majeurs (carbone, azote, phosphore...). Ils supportent la plupart des systèmes de production agricoles, sylvicoles et pastoraux et participent à la régulation du climat (en contrôlant les émissions de gaz à effet de serre et la séquestration du carbone), au contrôle de l'érosion, à la détoxification.

Le sol se forme lentement, mais ses propriétés évoluent rapidement. La fabrication du matériau qui deviendra le sol par altération des roches est un phénomène lent : l'échelle est celle du siècle et du millénaire. Cependant, les principales propriétés des sols peuvent évoluer très vite : c'est le cas de la structure, de la porosité, de l'activité biologique, des teneurs en certains éléments nutritifs.

Le biofonctionnement des sols (fonctionnement biologique) regroupe l'ensemble des fonctions assurées par les organismes vivants du sol qui, en interaction avec les composantes physiques et chimiques du sol, permettent la dynamique de la matière organique, le recyclage des nutriments et la dynamique de l'eau. En effet les sols ont le double caractère d'être d'une part l'un des compartiments des écosystèmes vivants auxquels ils appartiennent (production de biomasse, filtrage, capacité tampon et autoépuration, diversité biologique et protection de la flore et de la faune), et d'autre part, d'être les supports de multiples usages économiques et sociaux (support des constructions humaines (habitations et infrastructures), source de minéraux bruts et d'eau, protection et préservation d'un patrimoine culture)(AEE, 1999).

Souvent aussi, cependant, les sociétés humaines ont gravement dégradé les sols et leurs fonctions : diminution de la fertilité des sols, dérèglements des régimes hydrologiques, atmosphériques, biologiques. À plusieurs reprises les dégradations ont conduit à l'effondrement de sociétés humaines et de civilisations. Le XX^e siècle a été tout particulièrement destructeur des sols, partout dans le monde. Pauvreté pour les uns, productivisme (capitaliste ou collectiviste) pour les autres, ont contribué à accélérer la dégradation des sols : appauvrissements en matières organiques, déstructurations, appauvrissements en éléments minéraux, érosions, pollutions...

De nombreuses études se sont investies à corréliser le taux de perte en terre à différents paramètres du sol (Middleton, 1930 ; Baver, 1933). Par la suite, ces recherches se sont orientées vers la compréhension des interactions liant les propriétés du sol, les paramètres climatiques, le drainage et

les actions anthropiques (Wischmeier & Smith, 1958 ; 1978 ; Fournier, 1969 ; Renard et al., 1997 ; Ludwig & Probst, 1998 ; Barthès & Roose, 2001 ; Kinnell, 2005 ; Valentin et al., 2005).

2) Le bassin versant

Le bassin versant représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique, des flux associés (énergie et matières) et de ses effets (Ambroise, 1991 ; De Marsily, 2004). Plus précisément, le bassin versant qui peut être considéré comme un " système " est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire (Roche, 1963). Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite. Généralement, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. On parle alors de *bassin versant topographique*.

Toutefois, la délimitation topographique nécessaire à la détermination en surface du bassin versant naturel n'est pas suffisante. Lorsqu'un sol perméable recouvre un substratum imperméable, la division des eaux selon la topographie ne correspond pas toujours à la ligne de partage effective des eaux souterraines (Fig. 1). Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. Il est appelé dans ce cas *bassin versant réel*.

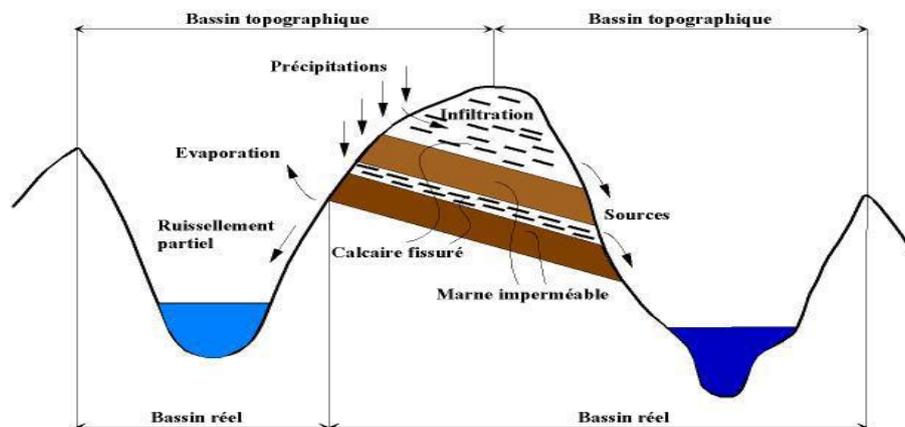


Fig. 1 - Distinction entre *bassin versant réel* et *bassin versant topographique*
(D'après Roche, 1963)

Dans l'étude du cycle de l'eau et des flux couplés (énergie, solutés, sédiments, biomasse, ...), le bassin versant s'impose - surtout en montagne - comme une unité fonctionnelle fondamentale, et donc

comme une unité de base pour la gestion, l'aménagement et la protection des ressources en eau (Ambroise, 1999). Remplissant ainsi des fonctions à la fois hydrologiques, écologiques, sociologiques, économiques et touristiques (Megnounif, 2007), le bassin versant représente, un espace à usages multiples où se passent des activités naturelles et anthropiques, il est un compartiment des écosystèmes, intervenant dans les cycles biogéochimiques (eau, carbone, azote, phosphore, potassium, etc.).

3) *Système fluvial*

Le concept du système fluvial concerne l'organisation spatiale des transferts des sédiments, il fait intervenir les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant (Schumm, 1977). Pour mettre en exergue les échanges longitudinaux au sein du bassin on est amené à considérer trois secteurs différents : une zone de production de sédiments située en amont du système fluvial, une zone de transfert et une zone de stockage vers l'aval où dominent les formes d'accumulations sédimentaires. Cette dynamique fluviale sera atténuée progressivement jusqu'à formation d'une plaine alluviale. C'est exclusivement dans cette partie appelée aussi hydro-système fluvial que se font généralement les échanges de matières et d'énergie entre le cours d'eau et son environnement immédiat (Amoros et Petts, 1993). Le système fluvial, représente ainsi le lieu des échanges entre les différentes entités géographiques du bassin et son réseau de drainage.

Les eaux pluviales se mélangent aux infimes impuretés et poussières atmosphériques puis lessivent les zones urbaines et s'ajoutent aux rejets domestiques et industriels pour acheminer sous forme de ruissellement superficiel et jusqu'au réseau hydrographique, diverses matières solides ou en solution spécifiques à ces zones. Sur les versants, l'énergie de la pluie, fait décomposer les agrégats en éléments plus fins et par destruction de la structure superficielle du sol, le processus du ruissellement superficiel des eaux entraîne la migration des particules vers le cours d'eau. Dans le réseau hydrographique, une source potentielle de particules solides peut être fournie à partir de l'effondrement des berges et de l'érosion du lit du cours.

Le concept du système fluvial définit le cours d'eau comme un système façonné par deux sortes de flux (flux liquides et solides) dont la dynamique dépend essentiellement des conditions géomorphologiques, climatologiques et végétales du bassin versant. Ces flux constituent les variables de contrôle (ou variables externes). Ces variables ont un effet direct sur l'évolution des variables dites 'd'ajustement (ou variables internes) qui décrivent la géométrie du lit. Le système fluvial est un système ouvert qui présente des capacités d'autorégulation (Schumm, 1969).

Les systèmes fluviaux sont capables de retrouver un état d'équilibre dynamique proche de leur état d'origine après une perturbation, et au sein duquel un degré de stabilité est établi (Knighton, 1984). Les tendances des changements morphologiques à la suite de modification de variables externes, affectent les conditions d'écoulement et de production sédimentaire tout en n'omettant pas de souligner l'intervention humaine sur la géométrie (extraction et modification de méandres). Cette influence de l'activité anthropique sur l'environnement s'est manifestée depuis deux millénaires et elle a été accentuée ces trois derniers siècles par la construction de barrages qui constitue un facteur majeur d'ajustement de nombreux cours d'eau. Ces infrastructures ont engendré d'énormes modifications géomorphologiques et écologiques selon des contextes considérés.

4) *Hydro-système fluvial*

Le concept d'hydro-système invoque des dynamiques physiques et anthropiques complexes interagissant au sein de systèmes spatiaux multidimensionnels. Il s'inscrit dans un emboîtement d'échelles géographiques plus étendues qui dépassent le cadre des bassins versants. Le concept d'hydro-système présente des recoupements et une certaine parenté avec d'autres paradigmes tels que l'écosystème, très cher aux écologistes ou le géo-système proposé surtout par les biogéographes (Amoros et Petts, 1993). Les hydro-systèmes fonctionnent selon des dynamiques physiques qui impliquent les bilans climatiques, l'érosion et les structures géomorphologiques et biogéographiques. L'hydro-système constitue un objet d'étude complexe, à l'échelle d'un territoire il est au cœur d'une nouvelle gouvernance environnementale où l'eau reste la ressource naturelle la plus controversée qui motive toutes les sociétés cherchant à gérer et exploiter ce bien commun et économique. Les usagers de ce hydro-système sont donc confrontés à des perceptions souvent conflictuelles des rapports entre la nature et la société. L'action anthropique intervient en effet comme un facteur perturbant ou aménageur, ce qui se traduit par de nouvelles dynamiques de nature mixte et complexe (Ratiu, 1999).

Les avancées en matière de SIG et de cartographie offrent désormais des outils solides pour la lecture et l'interprétation de ces dynamiques dans les milieux et territoires.

Les risques liés aux hydro-systèmes tels que l'inondation, l'érosion, les glissements de terrain, l'hydromorphie, la sécheresse, la salinisation des nappes et leur remontée continuent à susciter l'attention de beaucoup de scientifiques particulièrement celle des géographes, par leur ampleur et leur récurrence dans le temps et l'espace.

Les réponses aux problématiques de l'hydro-système résident dans la recherche d'une conciliabilité entre les sciences de la nature et les sciences humaines. Cependant la gestion de l'eau tant sociale qu'environnementale doit satisfaire à la fois le bon état écologique et la concertation élargie (Bravard et Sanjuan, 2004).

5) *Flux des sédiments et dégradation des terres à l'échelle mondiale*

a) Facteurs de contrôle naturels et anthropiques

Les matières transférées depuis le continent vers l'océan sont essentiellement le résultat du transport par les fleuves et les rivières et reflètent les processus d'érosion affectant différents bassins versants. Les principaux facteurs naturels classiquement cités dans la littérature et contrôlant les flux de sédiments exportés par les fleuves vers l'océan sont : la topographie, le climat, le ruissellement, la surface du bassin, la lithologie du bassin drainé ainsi que la présence des lacs dans le bassin qui joue le rôle de piégeage de sédiments au même titre que les plaines d'inondations (Fournier, 1960 ; Schumm et Hadley, 1961 ; Douglas, 1967 ; Wilson, 1973 ; Milliman, 1980, Hay et al., 1987 ; Walling, 1987 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Harrison, 1994 ; Inman et Jenkins, 1999).

Aucun continent n'est épargné par les dégradations des sols (figure 2), on distingue deux principaux mécanismes d'érosion : l'érosion physique (érosion hydrique ou éolienne) et l'érosion chimique (ou

altération chimique). L'érosion physique est un processus d'attaque mécanique permettant de détacher des débris par une force physique (sous l'effet du changement de température, tel que le gel ou le dégel, l'impact de gouttes de pluies et/ou l'entraînement par le ruissellement). L'érosion physique a pour résultat la production et le transfert de matières particulaires. L'altération chimique est un processus de dissociation des liens chimiques entre les minéraux ou entre les ions par dissolution directe ou hydrolyse. Les gaz dans l'air (CO_2 , SO_2) ou dans le sol, suite à la dégradation de la matière organique (CO_2) peuvent se combiner avec l'eau et produire des ions H^+ . L'acidification de cette solution va extraire les éléments les plus solubles (cations solubles : Ca^{2+} , Na^+ , K^+) qui pourront migrer sous forme dissoute avec les eaux de ruissellement, conduisant à la destruction progressive du réseau cristallin (Dang, 2001). L'Homme modifie de manière importante les surfaces de la terre par de nombreuses activités (comme l'agriculture, la construction des routes, la déforestation) amplifiant ainsi l'érosion mécanique. Par ailleurs, les activités industrielles ont généré des pluies acides (pollution atmosphérique), suite à l'émission atmosphérique de dioxyde de soufre (SO_2) accentuant l'altération chimique (Dean et Rhea, 1982 ; Amiotte Suchet, 1995 ; Boehm, 1999).

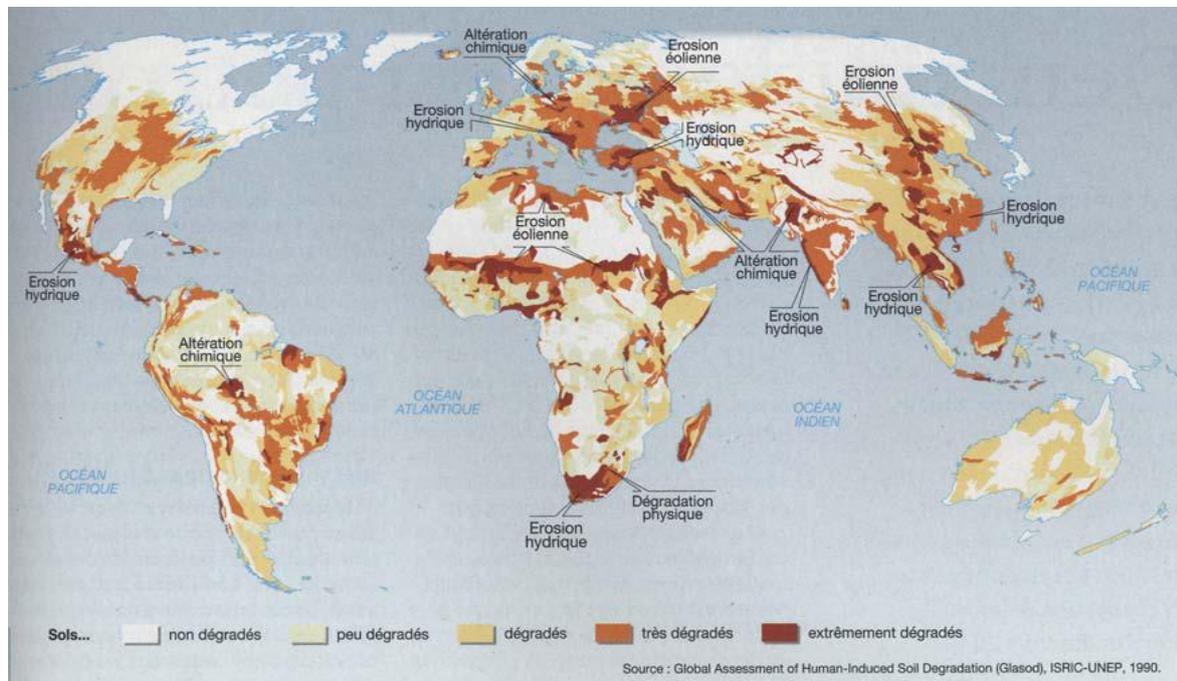


Fig2. Dégradation des sols d'origine anthropique (Ouillon, 2011).

Dadson et al.(2003), dans leur étude sur 280 bassins mondiaux ont pu obtenir une relation quasi proportionnelle entre le taux d'érosion et le relief moyen d'un site donné sur le bassin versant, ce qui laisse penser que le relief constitue le principal facteur contrôlant les taux d'érosion des continents (Milliman et Syvitski, 1992). Le relief d'un bassin est un « substitut » du gradient de la pente qui est le paramètre essentiel caractérisant la topographie (Gunnell, 1998). Plusieurs études ont tenté d'établir des relations mathématiques entre les facteurs topographiques et le flux de sédiments exporté par les fleuves et rivières (Ahnert 1970, Pinet et Souriau 1988). Ces auteurs en analysant des données

provenant de grands bassins versants mondiaux, ont conclu que le mécanisme de dénudation globale s'intensifie proportionnellement à l'éminence du relief moyen d'un bassin versant.

Par ailleurs, d'autres paramètres significatifs comme le climat peuvent influencer fortement les taux d'érosion des fleuves (caractérisé par exemple par les précipitations). Par exemple, l'effet conjoint du relief et des précipitations expliquerait 62% de la variance des taux d'érosion à l'échelle globale (Harrison, 1994).

L'origine et l'intensité des flux de matières solides peuvent être fortement et durablement modifiées par l'action de l'homme, notamment par la construction de discontinuités (barrages, agglomérations, zones humides,...). Les barrages et retenues sont de plus en plus nombreux à travers le monde (Vorosmarty et al., 1997). A présent on estime qu'environ la moitié des fleuves du monde passe par des barrages ou des réservoirs (Meybeck et Vorosmarty, 2006).

Actuellement, le nombre total de moyens et grands réservoirs est probablement de plusieurs centaines de milliers sachant qu'il existe 800 000 barrages aux Etats Unis (McCully, 2001) et que de nombreux barrages sont en construction en Chine, au Brésil, en Inde et en Afrique (Meybeck et al., 2003b). La construction des barrages a pour but de générer de la ressource en eau, de l'énergie hydraulique et de contrôler d'éventuelles inondations. Cependant, le phénomène de sédimentation dans les réservoirs a fait diminuer substantiellement les flux en MES transportés par les fleuves vers la zone côtière et l'océan. Deux exemples extrêmes de l'impact des réservoirs sur les flux de sédiments exportés sont celui du réservoir d'Assouan sur le Nil qui a réduit le flux annuel de sédiment de 100×10^6 t/an à presque zéro (Walling et Fang, 2003) et celui du Colorado dans le Grand Canyon dont les flux ont diminué de 135×10^6 t/an à 0.1×10^6 t/an de sédiments exportés vers le Golfe de Californie (Holeman, 1968, Lisitzin, 1972 ; Milliman et Meade, 1983). A l'échelle globale, Vorosmarty et al. (2003), en étudiant 45 000 barrages mondiaux, dont 633 barrages avec un volume $> 0.5 \text{ km}^3$, ont estimé que plus de 40% du flux liquide et 50% du flux solide étaient piégés dans les barrages (Figure 3).

Ces discontinuités hydrauliques peuvent alors retenir des matières et entraîner des baisses drastiques des flux transférés aux océans, on parle alors d'effet « pièges de matières ». Elles peuvent aussi- en fonction de la durée du temps de rétention - stimuler, grâce aux apports de sels nutritifs, une production primaire aquatique conséquente. Dans ce cas de figure on parlera de barrages à effet « sources ». L'Homme peut ainsi créer des conditions pour amplifier l'érosion ou, au contraire, réduire ou réguler ses effets par des aménagements sur les versants et les cours d'eau. Plusieurs études ont montré l'impact des activités humaines sur les transferts des sédiments (Meybeck, 2002 ; Syvitski et al., 2005 ; Nilsson et al., 2005 ; Syvitski et Milliman, 2007), dont l'essor a eu lieu dès les années 1950 avec la forte augmentation des changements d'usage de terres, la déforestation, le développement urbain (Meybeck et al., 2001) et la construction de barrages.

Les activités anthropiques pourraient être, directement ou indirectement, responsables de 80% à 90% des flux délivrés aux zones côtières (Milliman et al., 1987 ; Douglas, 1996). Syvitski et al. (2005), en se basant sur des données de bonne qualité sur 217 fleuves mondiaux, pour les périodes avant et après la construction de réservoirs, ont mis en évidence deux tendances opposées d'évolution des

flux de sédiments à l'échelle globale : d'une part, le flux de sédiments global augmente, résultant des activités de déforestation, construction de routes, urbanisation, expansion agricole, etc. ; d'autre part, le flux de sédiments diminue en raison de la sédimentation dans les réservoirs.

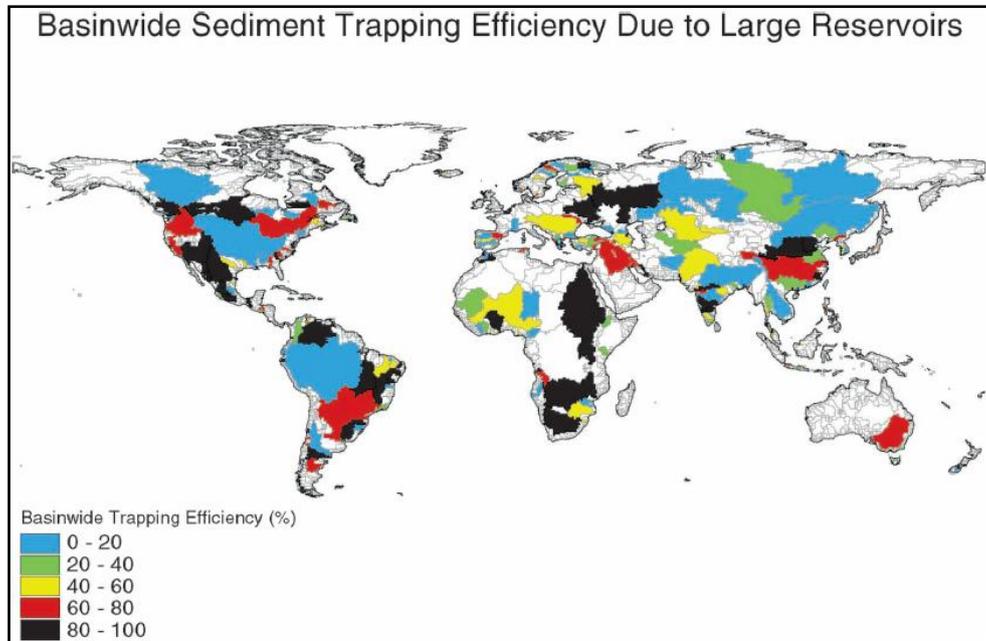


Fig 3. Répartition géographique des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages [Vörösmarty et al 2003]

b) Bilans globaux des flux de sédiments

La contribution des continents aux flux solides et liquides varie d'un continent à l'autre en raison des apports très différents des grands fleuves qui l'occupent (Tableau 1).

Le flux moyen d'eau apporté à la mer par les fleuves avoisine $1.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fournier, 1960 ; MacKenzie et Garrels, 1966 ; Holeman, 1968 ; Ludwig et Probst, 1996 ; Syvitski, 2003 ; Syvitski et al., 2005). L'estimation des quantités de sédiments exportés par les fleuves vers les océans varie entre 5 Gt/an et 64 Gt/an (Ludwig & Probst, 1998) (Figure 4).

Ces estimations sont, soit calculées à partir des estimations des taux de dénudation ((convertis en flux en prenant comme densité moyenne des roches 2.7 (Summerfield et Hulton, 1994), soit extrapolées à partir des flux de MES de quelques systèmes arrivant à l'Océan (Lopatin, 1952, Holeman, 1968).

Syvitski et al. (2005) ont souligné que seulement 10% des fleuves et rivières mondiaux bénéficient de stations de mesures avec des données convenables de débits et de MES pour l'estimation des flux transportés.

Tableau 1 : surfaces, flux liquides et solides des fleuves majeurs à travers les cinq continents du monde (Milliman et Meade, 1983; Walling et Fang, 2003, Syvitski et al., 2005 ; Meade et Moody, 2010)

Bassin versant	Surface (10 ⁶ km ²)	Flux liquide (km ³ /an)	Flux sédimentaire (10 ⁶ t/an)
Bassins Versants Mondiaux	106	38510	12580
Mississippi (Amérique du nord)	3.27	580	210
MacKenzie (Amérique du nord)	1.81	306	100
Amazon (Amérique du sud)	6.15	6300	900
Orénoque (Amérique du sud)	0.99	1100	210
Danube(Europe)	0.81	206	67
Zaire-Congo(Afrique)	3.7	1325	32
Nil (Afrique)	2.9	83	120
Murray-Darling(Océanie)	1.06	23.6	30
Huanghe, Fleuve jaune-Chine (Asie)	0.77	49	1080
Yangtze- Chine (Asie)	1.94	900	478
Mekong(Vietnam)	0.79	470	160
Gange/Brahmapoutre(Inde)	1.48	971	1670

La disparité entre les chiffres avancés est due essentiellement aux différentes périodes d'étude considérées, ainsi qu'aux différentes approches utilisées et aux nombres de fleuves contrôlés. Le bilan global annuel en référence est alors de l'ordre de 20 10⁹ tonnes/an, soit 630 tonnes/s (85 % vase et 15 % sable et matériau grossier) (Ouillon, 2011). Ceci correspond à une érosion moyenne des terres estimée à 6 cm / 1000 ans, à laquelle il faut ajouter la production de particules par le milieu biologique (débris de coquillages, de coraux, d'algues calcaires etc.). Le taux moyen d'érosion des sols est de 120 à 150 t / km² / an, avec une forte variabilité spatiale qui dépend notamment du climat (Milliman et Meade 1983, Tamrazyan 1989).

En conclusion, la poursuite des suivis des transferts sédimentaires est nécessaire en s'assurant d'une bonne stratégie d'échantillonnage (fréquences d'échantillonnage adaptées et représentativité spatiale des prélèvements, surtout dans les zones fortement érosives comme l'Asie (Coynel et al., 2004).

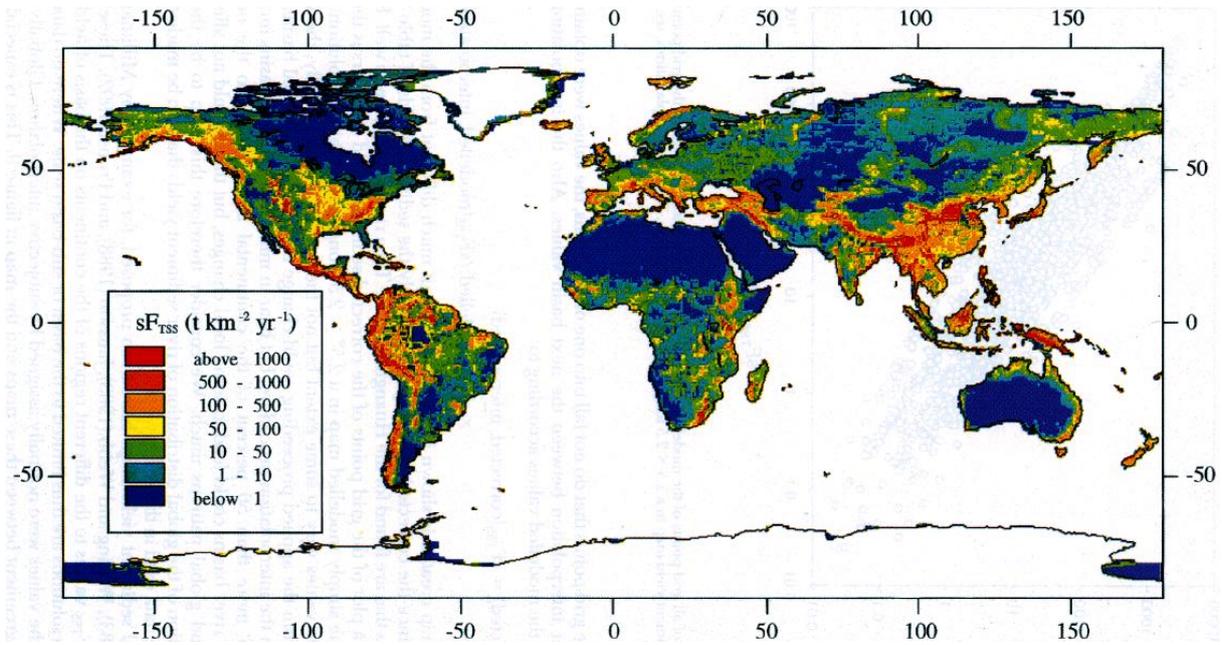


Fig.4 Flux de sédiments spécifiques ($t/km^2/an$) d'après modélisation empirique [Ludwig et Probst 1998]

CHAPITRE : II Facteurs, processus et mécanismes de l'érosion hydrique

1) Généralité

L'érosion c'est le détachement de fragments ou de particules de sol ou de roches de leur emplacement initial par l'eau et par d'autres agents géologiques tels que le vent, les vagues et la glace. Roose (1994) définit l'érosion comme un processus qui concerne l'arrachement, le transport et la sédimentation des particules par l'eau, le vent ou la gravité. A une échelle globale, l'érosion est définie comme un ensemble de processus impliqués dans l'évolution d'une roche, de sa désagrégation mécanique ou de son altération chimique jusqu'à l'océan (Maneux, 1998 ; Probst, 1992). Elle se définit en effet comme un ensemble de dynamiques caractérisant une évolution continue à long terme sur des millions d'années, qui use et sculpte les reliefs pour construire les plaines. Elle contribue d'une part à creuser des vallées, ciseler les versants pour progressivement façonner les montagnes et collines. D'autre part, elle comble les bassins sous des accumulations sédimentaires.

Ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles. Dans un bassin de n'importe quelle taille, grand ou petit, les particules une fois déplacées par une quelconque des forces d'érosion décrites plus haut peuvent se déposer temporairement n'importe où. Les vallées de montagne, les pentes des talus, des collines de piedmont où des hauts plateaux, les plaines de graviers à l'aval des lits plus pentus de montagne, les cônes de déjection, les plaines d'inondation et les deltas sont des lieux classiques de dépôt. Il peut se former des dépôts plus localisés à l'intérieur d'un bassin fluvial sur des terres de cultures à l'extrémité d'un champ, à l'aval d'une ravine, dans un bras-mort ou un ancien méandre, sur la rive interne ou convexe dans la courbe d'un cours d'eau ou dans des deltas plus petits à l'amont des lacs ou des retenues. Les deux agents principaux de l'érosion hydrique sont les précipitations et le ruissellement superficiel. Néanmoins d'autres facteurs liés au climat, à la morphologie du site, au couvert végétal et l'état hydrique initial du sol, sont à prendre en considération dans la description du phénomène.

2) Origine et mécanisme de l'érosion et du transport solide

Les phénomènes d'érosion et de sédimentation sont une partie de l'évolution géologique du paysage sous l'effet de l'eau, du vent, de la glace et des vagues. L'érosion de la surface du globe s'est poursuivie à travers les âges. L'entraînement, le transport et le départ des matériaux sont des phénomènes naturels visibles en tout temps et tout lieu. C'est l'ensemble de ces phénomènes qui, à travers les âges géologiques, ont façonné et remodelé la surface de la terre, créant les torrents de montagne, les vallées fluviales, les plaines d'inondation, les deltas, les plaines côtières et d'autres

éléments du paysage. Les agents de l'érosion considérés comme les plus efficaces sont la pluie, les écoulements et le vent. L'action des vagues, du gel et des glaciers est limitée à des régions d'étendue restreinte, mais elle est importante dans les zones côtières et dans les régions glaciaires. Avalanches, glissements de terrain, éruptions volcaniques et tremblements de terre peuvent localement être la cause de modifications brusques et catastrophiques du paysage.

La pluie et le ruissellement superficiel sont à l'origine de l'arrachage, le transport et le dépôt de la terre enlevée. L'arrachage est dû à la fois aux gouttes d'eau (par rejaillissement) et aux eaux de ruissellement. Les sédiments transportés par l'écoulement sont générés par le "splash" des gouttes de pluie; par le détachement dû au ruissellement; par les éboulements de terrain; par solifluxion et par l'action des animaux. Ces processus agissent sur la roche-mère ou sur le sol. L'érodabilité des sols est dynamique : elle varie de saison à saison et d'averse à averse, étant une fonction des caractéristiques du substratum, de la végétation et des conditions climatiques (Borges, 1993).

Le phénomène de l'érosion hydrique commence avec l'impact de la goutte de pluie initiale. Des particules minérales ou des fragments de roche se détachent et sont déplacés à courte distance, quelques-uns sont entraînés par l'eau de ruissellement et transportés plus loin. Les particules sédimentaires ont ainsi commencé leur mouvement des montagnes vers la mer. Elles peuvent se déposer temporairement dans une plaine d'inondation des vallées au cours d'une crue puis être emportées par l'érosion des milliers d'années plus tard et entraînées vers l'aval, puis se déposer à nouveau et attendre une nouvelle occasion dans ce processus de sédimentation.

Les cours d'eau et les phénomènes hydrologiques jouent un rôle important dans l'évolution du paysage. Les fleuves peuvent être considérés comme un immense système de transport pour l'eau et les sédiments.

La dynamique de l'érosion et du transport solide est ainsi générée par un ensemble de mécanismes qui sont conditionnés par différents processus d'origine climatique, hydrologique, lithologique, biologiques ou anthropiques. L'énergie des gouttes de pluie, leur effet de splash (rejaillissement), le ruissellement diffus et les forces de cisaillement de l'écoulement de surface sont les principaux catalyseurs qui contribuent à accélérer ces mécanismes.

Si l'on exclut le réseau de drainage d'un bassin versant, la surface restante représentant en général 95% ou plus de la surface totale et subit l'effet de l'érosion des sols et des mouvements de sédiments. Le caractère irrégulier du phénomène à la fois dans le temps et dans l'espace, provient de l'interdépendance et de la complexité des caractères physiques et hydrologiques. Les particules sédimentaires sont constamment soit érodées, soit déplacées ou déposées sous l'influence d'interactions des caractéristiques du bassin versant, des paramètres climatiques, des facteurs topographiques, géologiques et pédologiques.

3) Les paramètres de la désagrégation et du transport des sédiments

La désagrégation du sol sous toutes ses formes s'effectue généralement par des agents atmosphériques tel que le gel qui fait éclater les roches par congélation de l'eau absorbée, l'impact des gouttes de pluie surtout sur les sols meubles, le vent, les variations brutales de température, les

actions chimiques de l'eau et de l'air, le ruissellement et enfin l'érosion fluviale (Le Bissonnais et Le Souder, 1995).

L'ablation des terres arables en particulier sous l'effet de ces actions physico-chimiques qui se développent à l'interface : atmosphère - sol – végétation, génère un flux de particules sédimentaires fines et de micro-agrégats susceptibles d'être déplacés sur les versants et vers le réseau hydrographique. En effet les trois étapes par lesquelles passe l'érosion sont le détachement, le transport ou ruissellement et la sédimentation. Cependant, il est à signaler que la pluie et le ruissellement superficiel sont à l'origine du détachement, du transport et du dépôt des particules arrachées du sol.

a) Le détachement

Les quatre processus qui peuvent être identifiés comme responsables de la désagrégation sont :

i L'éclatement

Une humidification rapide d'un sol sec provoque l'éclatement des agrégats du fait de la remontée de l'air qui se comprime dans la porosité du sol sous la pellicule saturée d'eau en surface (Boiffin, 1984). L'intensité de l'éclatement dépend entre autres, du volume d'air piégé, donc de la teneur en eau initiale des agrégats et de leur porosité. De même, cet effet diminue lorsque la teneur en eau dans le sol augmente du fait de la diminution du volume d'air piégé. Ainsi une humectation suffisamment lente sous l'impact des gouttes de pluies avant une averse, diminue considérablement le taux de détachement de particules et permet d'augmenter les forces de cohésion du sol et sa résistance aux contraintes de cisaillement (Roose, 1984).

ii Le gonflement différentiel

Ce phénomène intervient suite à l'humectation et la dessiccation des argiles, entraînant des microfissurations dans les agrégats. L'importance de ce mécanisme dépend en grande partie de la teneur et de la nature de l'argile des sols.

iii La dispersion physico-chimique

Elle correspond à la réduction des forces d'attraction entre particules colloïdales lors de l'humectation. Elle dépend de la taille et la valence des cations (particulièrement du sodium) pouvant lier les charges négatives dans le sol. La dispersion est le mécanisme de désagrégation le plus efficace, car il concerne la structure élémentaire de l'agrégat. Ce mécanisme décuple les effets des autres mécanismes (Le Bissonnais et al., 1995).

iv La désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie

L'impact des gouttes de pluie peut fragmenter les agrégats et surtout détacher les particules de leur surface. Ce mécanisme intervient en général conjointement aux autres mécanismes cités précédemment et nécessite une pluie d'une certaine énergie qui est variable selon le type de sols (Kinnell, 2005). L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée mais est transformée en force de cisaillement qui provoque détachement et splash de micro agrégats ou de particules élémentaires, dont la taille peut aller jusqu'à 2 mm (Legout et al., 2005) (fig.5).

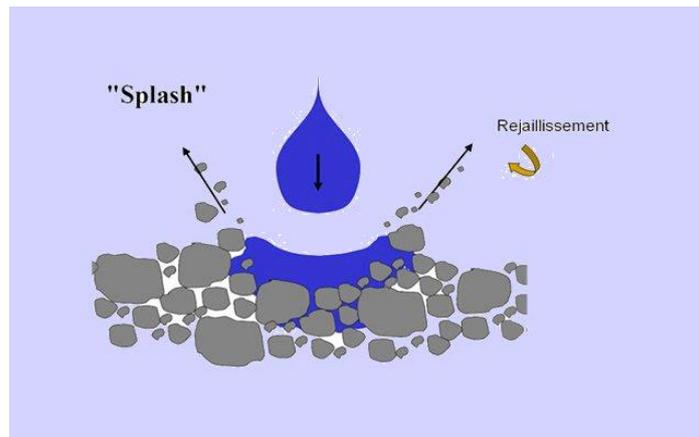


Figure.5 Effet de l'impact des gouttes de pluie sur le sol (Legout et al., 2005).

Cette action combinée de détachement et déplacement par splash des gouttes d'eau est probablement la raison pour laquelle on l'a souvent considéré comme le seul processus à l'origine de la battance et de l'érosion. Il existe cependant une certaine différence entre splash et dégradation structurale, car le splash peut dans certains cas déplacer des agrégats sans qu'aucune désagrégation n'intervienne. La taille et l'impact des gouttes sont des facteurs importants dans ce processus de destruction et d'arrachement (éclaboussement par effet splash). L'énergie d'une seule goutte de pluie cause une érosion par éclaboussement ou rejaillissement qui peut déplacer les particules sur quelques dizaines de centimètres (Le bissonnais et al., 1995 ; Le bissonnais, 1996). La quantité, la taille des particules et la distance de projection dépendent essentiellement de la nature du choc, l'angle d'incidence de la pluie par rapport à la surface du sol, la pente, la nature et texture du sol (Van Dijk et al., 2003 ; Leguédois et al. 2005 ; Parsons et Stone, 2006). La masse de sol détachée peut être de l'ordre de plusieurs dizaines de tonnes par hectare et par an (Le Bissonnais et al., 1995).

L'énergie cinétique des gouttes qui tombent est généralement utilisée comme paramètre pour déterminer le pouvoir érosif des pluies. Cette énergie cinétique peut être très élevée dans les régions humides ou semi-arides. En Afrique, par exemple, elle peut être deux à six fois plus importante que dans les zones tempérées (Smiri, 2012).

Les particules de sol très fines qui sont détachées de la surface par l'impact des gouttes sont piégées entre les éléments plus grossiers et peuvent obstruer les pores de la couche supérieure du sol et réduire considérablement le taux d'infiltration. Dans ce cas les risques d'érosion et de ruissellement augmentent en surface. Les flux de particules générés par les processus érosifs viennent modifier la structure superficielle des sols et conduisent à la réduction de sa perméabilité en créant ainsi des croutes de battances structurales (où les sédiments arrachés se réorganisent à la surface) et sédimentaires qui se forment surtout dans les dépressions (Bresson et Boiffin, 1990 ; Leguedois, 2003). Les sols limoneux sont particulièrement touchés par ce phénomène. La perméabilité de la surface peut descendre en dessous de 2 mm/h en période humide (Smiri, 2012).

b) Le ruissellement

L'érosion par le ruissellement est faite en deux niveaux: d'une part l'érosion due à l'écoulement en nappe sur les versants et d'autre part l'érosion due à la concentration des écoulements dans les

ruisseaux et dans les ravines. L'érosion des sols se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant plus s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur la parcelle en emportant les particules de terre (ex : orage sur un sol sec).

Ce refus du sol d'absorber les eaux en excédent apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à l'infiltrabilité de la surface du sol (ruissellement "Hortonien") (Horton, 1993), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe, alors on parle d'un ruissellement par saturation (ex : pluie fine sur sol gorgé d'eau). Ces deux types de ruissellement apparaissent généralement dans des milieux très différents, bien que l'on observe parfois une combinaison des deux (Smiri, 2012). Une fois le ruissellement déclenché, l'érosion du sol se manifeste sous différentes formes sur les terrains particulièrement inclinés. On assiste alors soit à une érosion diffuse, en nappe, ou à une érosion concentrée. Ces trois formes d'érosion vont dépendre essentiellement de la vitesse de l'écoulement qui elle-même dépend de la pente, de l'épaisseur de la lame d'eau et de la rugosité hydraulique de la surface du sol (Gimenez et Govers, 2002).

i Le ruissellement diffus

L'érosion par le ruissellement diffus se limite aux sédiments fins de faible cohésion comme l'argile et le limon, les matières organiques de faible masse volumique telles que les résidus de culture et les déjections animales ou encore les fertilisants épandus sur les parcelles cultivées (Fig.6)

Mesurés au laboratoire et dans les parcelles test, les vitesses des ruissellements en nappe varient entre 1.5 et 4.0 cm/s (Young et Wiersma, 1973). Le ruissellement est nettement plus élevé sur sol nus que sous cultures. En sols cohésifs résistants au "splash" et à l'écoulement en nappe, l'érosion se fait dans les rigoles et ravins, c'est à dire, par l'écoulement concentré.

Au-delà du seuil d'une vitesse de 25 cm/s de la lame d'eau écoulée le ruissellement, non seulement, érode les particules du sol, mais aussi creuse des rigoles hiérarchisées où la vitesse augmente rapidement (Valentin et al., 1999).



Figure. 6 forme d'érosion et ruissellement diffus (Le Bissonnais et al., 2002)

ii Le ruissellement concentré

Son importance dépend en particulier des facteurs suivants : la nature du sol, l'infiltration, la rétention superficielle et rugosité du sol, la pente et longueur de pente, le couvert végétal. Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, 1998) sur sol sec même si les pluies sont intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chebbani, et al.,

1997). Mais ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles (Bouanani, 2004). Suite à des pluies violentes le ruissellement concentré apparaît sur des formations érodables à pente moyenne (5 à 15 %) telle que les marno-calcaires et argilo-gypseuses (Fig.7).



Figure.7 ruissellement et érosion concentrés avec incision des talwegs (Le Bissonnais et al., 2002)

4) Facteurs intervenant dans le processus d'altération des sols

Les particules sédimentaires sont constamment soit érodées, soit déplacées ou déposées selon les interactions des caractéristiques du bassin versant déterminées par les processus d'altération, les paramètres climatiques, les facteurs topographiques, géologiques et pédologiques, par le couvert végétal et l'occupation des terres. Les facteurs de l'érosion qui influencent les phénomènes érosifs font maintenant l'objet d'un consensus et regroupent le climat, le sol, la topographie et l'occupation du sol (Wischmeier et Smith, 1978 ; King et Le Bissonnais, 1992).

a) Influence du climat

Le climat est l'élément moteur de l'érosion, il constitue la cause et la source principale d'énergie érosive. Les changements de température, l'intensité et la hauteur de précipitation ainsi que le vent ont des effets prépondérants sur la désintégration de la roche. Par ailleurs les variations saisonnières des orages, leur localisation, leur fréquence et le régime des vents exercent une influence sur l'érosion des sols. En effet ce sont les gouttes de pluie et les eaux de ruissellement sur les terrains en pente et les vents violents qui détachent et entraînent les particules terreuses.

i Intensité et agressivité des précipitations

L'efficacité de la pluie vis à vis des processus d'érosion est liée aux rôles qu'elle a dans le détachement des particules des sols, mais surtout dans la formation du ruissellement. Cette érosivité dépend essentiellement de l'intensité et du volume des précipitations.

La pluie est essentiellement à l'origine de l'érosion par sa battance qui se succède sur les particules de sols en diminuant ainsi leur résistance mécanique. L'énergie libérée par la goutte de pluie est opposée aux forces de cohésion du sol. Elle peut fragmenter les agrégats et surtout détacher les particules de leur surface. Ce mécanisme nécessite une pluie d'une certaine énergie variable selon le

type de sol (Kinnell, 2005). Les particules de sol sont délogées par le choc des gouttes de pluie à la surface du sol avec des vitesses atteignant 9 m/s. L'impact des gouttes de pluie fournit une intense force hydrodynamique au point d'impact (Mutcher et Young, 1979).

Une fois détachée, la particule est mise en mouvement par le rejaillissement de la goutte de pluie sur la surface du sol et entraînée par l'écoulement le long de la pente (Meyer et al., 1975). On assiste au développement quasi simultané de trois processus : la désagrégation de la structure de sol et libération de fines particules, la formation d'une pellicule de battance (Obturation de la porosité de surface et réduction de la capacité d'infiltration) et enfin l'érosion par "splash" ou érosion par rejaillissement (Bouanani, 2004).

D'autres composantes climatiques peuvent jouer un rôle primordial. L'évaporation qui intervient d'abord entre les périodes pluvieuses, peut jouer sur le degré de dessiccation des fragments de surface, la stabilité structurale et le profil hydrique des couches superficielles et modifier ainsi l'infiltrabilité des sols. Les alternances humectation/dessiccation quant à elles, peuvent engendrer, en sol limoneux, une certaine micro-fissuration du sol favorisant le détachement des petits agrégats. Enfin, les alternances gel/dégel engendrent des différences de dilatation thermique entre les minéraux d'une roche et provoquent ainsi leur fragmentation.

b) Le couvert végétal

Les arbres ou les plantes protègent le sol contre l'érosion hydrique. En effet, celles-ci protègent le sol de l'action des gouttes de pluie et les racines maintiennent en place les particules emprisonnées dans un réseau racinaire dense qui accroît ainsi la résistance du sol au cisaillement et limite l'incision. L'interception des gouttes de pluies permet la dissipation de l'énergie cinétique, ce qui diminue dans une large mesure l'effet "splash". Brandt (1988) montre qu'une couverture végétale basse peut réduire l'effet du « splash » de 40%. La végétation ralentit les eaux de ruissellement par la rugosité qu'elles donnent au terrain. Le système racinaire maintient le sol en place et y favorise l'infiltration. L'apport en matières organiques suite à l'activité microbienne dans la zone racinaire améliore la structure du sol et sa cohésion et par suite diminue les risques d'érosion. D'après Martinez-Mena et al. (1999) et Rachman et al. (2003), la couverture végétale arrive à réduire plus de 50% l'énergie cinétique de la pluviométrie, et à 75% la puissance du ruissellement. L'action protectrice de la couverture végétale contre le ruissellement dépend du type de végétation présent sur le sol (Tableau 2).

Tableau 2. Influence de la nature de la couverture végétale sur le ruissellement (Smiri, 2012).

Nature du couvert végétal	Ruissèlement / infiltration
Forêt	2%
prairie	5%
Culture de blé	25%
Culture de maïs	50%

La destruction du couvert végétal par le feu, le surpâturage ou l'arrachage des racines et des branches utilisées comme bois de feu expose le sol à l'action érosive de l'eau de pluie et de ruissellement. En général, sur les versants dénudés (défrichement, surpâturage) le ruissellement se génère rapidement et intensément, s'organise de manière diversifiée en fonction de la pente, de la nature des matériaux et de la rugosité de surface et attaque le sol, de plus en plus en profondeur, et transporte les sédiments jusqu'à l'affleurement de la roche en place. Le processus continue jusqu'à une généralisation du ravinement et la formation de badlands.

c) La forme du relief

Si à petite échelle, on note que la rugosité de la parcelle explique les pertes du sol, alors à grande échelle, c'est le relief du bassin versant qui conditionne l'importance des dégâts occasionnés par l'érosion hydrique dans des circonstances précises, en fonction de la perméabilité de la surface des sols. La pente influence les phénomènes de l'érosion, du fait : de sa forme, de sa longueur et de son inclinaison. En principe, plus la pente est longue, plus le ruissellement s'accumule, prend de la vitesse et de l'énergie et plus l'érosion s'intensifie. Sur des pentes faibles de moins de 4%, c'est l'énergie cinétique des gouttes de pluie qui est prédominante pour engendrer une action érosive (Fournier, 1969) mais une fois que les pentes dépassent 15% c'est l'importance du ruissellement qui l'emporte sur l'énergie des précipitations et l'eau qui ruisselle sur les versants développe une action érosive importante, (Heusch et Millies-Lacroix, 1971). Une pente donnée a tendance à devenir de plus en plus concave parce que les produits arrachés au sommet s'accumulent en bas de la pente. D'après Wischmeier (1974), à pente moyenne égale, une pente concave diminue les transports solides (par sédimentation localisée) tandis qu'une pente convexe l'augmente en fonction de l'inclinaison du segment le plus pentu favorisant un accroissement de la vitesse d'écoulement et de la contrainte de cisaillement exercée sur le sol. En Afrique, le type et l'importance de l'érosion dépendent de la morphologie du paysage. Dans les basses montagnes méditerranéennes, souvent convexes puis concaves, l'érosion en ravines domine largement sur des pentes variant entre 10 et 40 % (Roose et al., 2012).

d) Les paramètres caractéristiques du sol

En plus des facteurs favorisant le ruissellement, l'entraînement des particules du sol est facilité par les caractéristiques du sol comme sa structure et sa texture. A titre d'exemple les sols limoneux et limono-sableux sont très sensibles à l'érosion et à la battance, alors que les sols argileux plus fins résistent mieux à l'action du cisaillement par l'eau de ruissellement. Le détachement des particules est important pour des grains de dimension comprise entre 63 et 250 μm . La stabilité des agrégats maintient la structure du sol et s'oppose à l'érosion. Les argiles gonflantes diminuent la résistance des agrégats. Par ailleurs, la matière organique favorise au contraire l'agrégation des particules et l'infiltration.

La texture d'un sol correspond à la distribution des différentes fractions granulométriques (sables, limons, argiles) qui le composent en fonction de leur taille. Elle peut être déterminée à l'aide d'un triangle de texture (Fig.6). Quant à la nature et l'intensité des liaisons établies entre les particules constitutives du sol déterminent sa structure. Celle-ci conditionne la cohésion des agrégats et la

perméabilité du sol. Par ailleurs la rugosité à la surface du sol diminue l'impact des gouttes de pluies et réduit la vitesse de ruissellement superficiel en favorisant la rétention de l'eau dans le sol. Elle permet aussi de stabiliser les mottes de terre, protéger la macroporosité sous-jacente et favoriser l'infiltration des eaux vers les nappes phréatiques.

Un des critères les plus importants pour apprécier la résistance d'un sol à l'érosion hydrique est sa stabilité structurale qui représente l'aptitude de la terre à résister à l'effet de plusieurs processus climatique, hydraulique, biologique et anthropique. En fait, la perte de la cohésion des particules du sol et la détérioration de sa stabilité structurale, sont influencés par de nombreuses caractéristiques dont les principales sont la texture, la nature minéralogique des argiles, la teneur en matière organique du sol et son état hydrique.

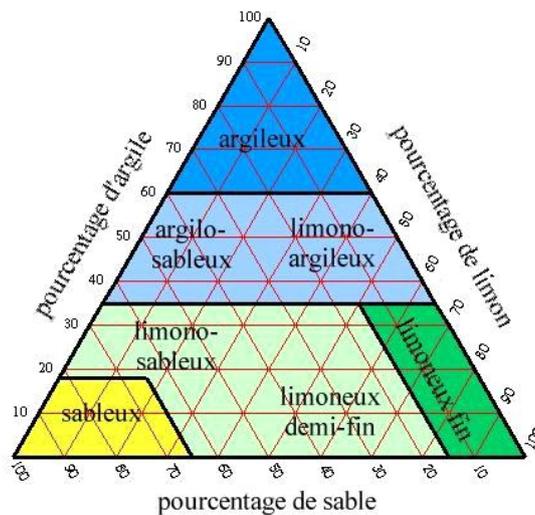


Figure.8 Triangle de texture (Algayer et Darboux, 2011)

Du point de vue de la composition granulométrique, sous l'effet de la battance de la pluie les sols limoneux apparaissent comme les plus instables devant les sols argileux, alors que les sols à texture plus grossière ou plus fine sont moins sensibles au détachement par la pluie du fait de la masse plus importante de leurs particules ou de la plus grande stabilité des agrégats (Monnier et al., 1986). Par ailleurs la nature minéralogique des constituants d'un sol joue un rôle considérable sur la stabilité structurale des agrégats et sur leurs propriétés physico-chimiques suivant l'état hydrique initial du sol. En effet les phénomènes de gonflement-retrait qui interviennent lors des cycles d'humectation dessiccation des particules argileuses entraînent une microfissuration des agrégats et facilite les désagrégations ultérieures. La stabilité du sol augmente si le sol reste faiblement humide pendant plusieurs jours et inversement, diminue lorsqu'il est à proximité de saturation. Les flux d'infiltration qui conditionnent le ruissellement dépendent de l'état de surface et du système de porosité, influencé par l'état de compacité, la fissuration et l'activité biologique.

Un des paramètres caractérisant la stabilité structurale du sol est sa teneur en matière organique. Celle-ci favorise l'agrégation des particules entre elles grâce à l'humus, cette matière colloïdale formée de débris végétaux et animaux particulièrement décomposés. En effet la matière organique

va s'associer aux minéraux argileux (argiles, oxydes de fer et d'aluminium) considérés comme composants fondamentaux dans le sol. Ainsi l'hydratation et la polymérisation des cations comme le fer et l'aluminium avec la substance humique et les argiles produisent des gels colloïdaux. Les oxydes de fer et d'aluminium agissent comme flocculant, en établissant des ponts entre argiles et polymères ou comme ciment après avoir précipité sous forme de gel sur la surface des argiles (Angers et Carter, 1996).

La structure initiale du sol peut être totalement détruite si l'action des pluies sur la surface du sol détruit les agrégats selon les mécanismes décrits précédemment et si la texture et la composition physico-chimique du sol s'y prêtent, la surface du sol passe d'un état meuble et poreux à un état plus compact. La couche superficielle s'individualise par rapport au reste du profil et forme une croûte de battance qui diminue considérablement la perméabilité du sol (Fig.9). A ce stade de transformation de l'état du sol, le micro relief s'estompe, la capacité de rétention de l'eau sous forme de flaque est réduite et l'excès d'eau se transforme plus rapidement en ruissellement, ce qui aggrave l'érosion hydrique. D'après Le Bissonnais et al. (1995), une faible pluie, sur un terrain nu ou peu couvert et imperméabilisé par une croûte de battance, peut déclencher un ruissellement important responsable d'une érosion diffuse. Ce phénomène est largement étudié sur les terres agricoles pour les conséquences qu'il inflige à ce secteur, entre pertes en terre arable, dommages aux cultures et diminution de rétention de l'eau dans le sol (Auzet, 1990 ; Le Bissonnais et al., 2002; Leguédois, 2003).

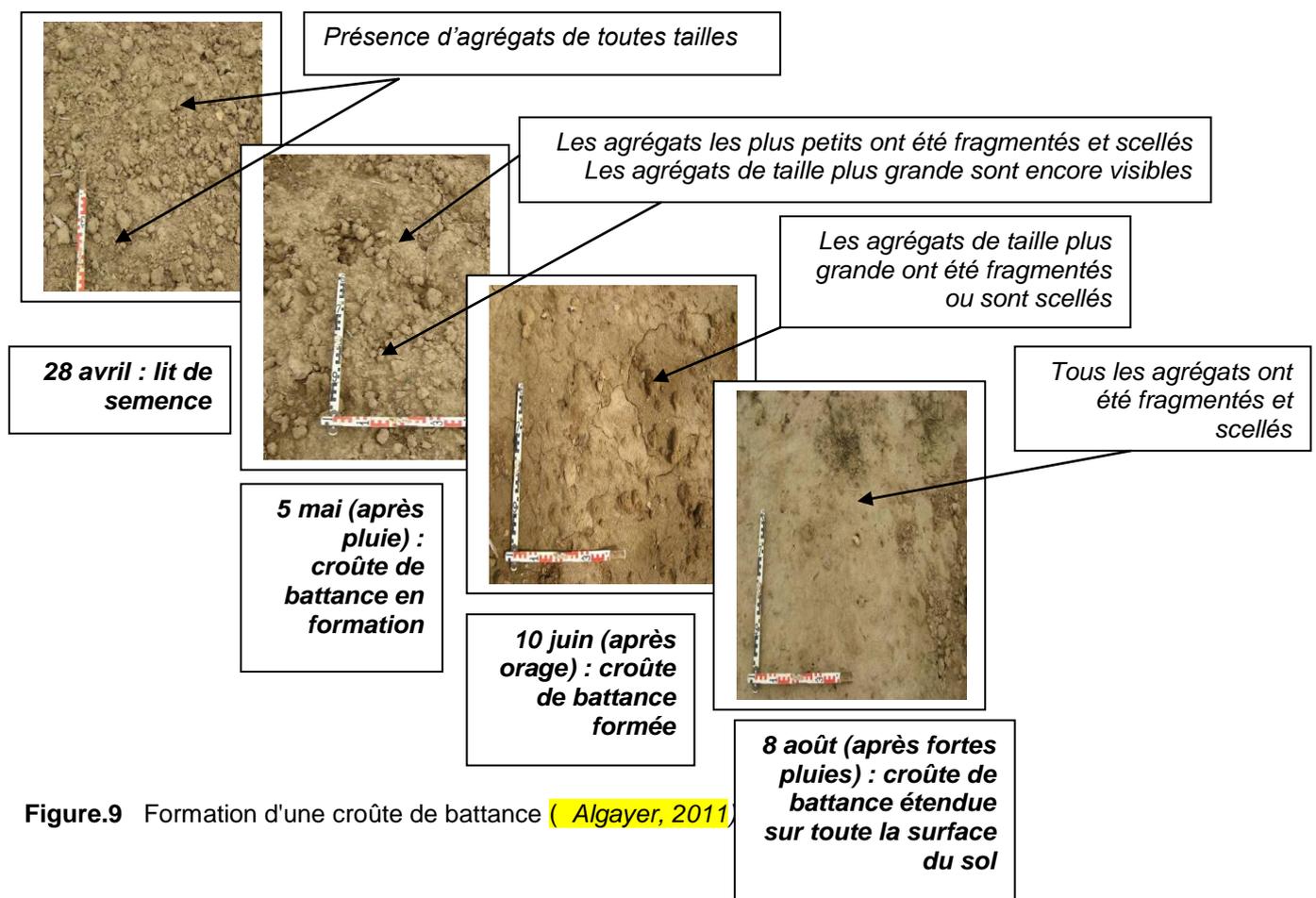


Figure.9 Formation d'une croûte de battance (Algayer, 2011)

La formation d'une croûte de battance est un processus discontinu dans le temps et dans l'espace.

e) Activités anthropiques

Les activités humaines qui ont la plus grande influence sur l'érosion des sols sont l'agriculture, l'élevage, les exploitations minières, l'abattage du bois, la construction de routes et l'urbanisation. Les activités de construction peuvent avoir l'effet le plus important à cause à la fois de la suppression de la végétation, des modifications topographiques et de la destruction de l'équilibre du sol. Des actions anthropiques non contrôlées telle que les incendies, le défrichement, la déforestation, le surpâturage sont à l'origine de processus aggravant l'intensité de l'érosion des terres (Ouvry, 1990, Le Bissonnais et al., 2002, Rachman et al., 2003). Les différents états de surface et leur prédisposition au ruissellement dépendent de la nature d'occupation du sol (Collinet et Valentin, 1979 ; Courault, 1989 ; Boardman, 1990). En effet une étude réalisée par le CEMAGREF en 1986, a donné les valeurs moyennes des coefficients de ruissellement attribués aux différentes catégories d'utilisation du sol: 0,05 pour les espaces boisés, 0,10 pour les terres cultivées, 0,35 pour les habitations individuelles denses, 0,50 pour les habitations collectives, et 0,6 pour les zones industrielles.

Chaque système de culture implique une répétition d'opérations culturales qui induisent des discontinuités dans l'évolution des propriétés physiques des sols et qui fixent pour chaque culture un calendrier d'occupation et de recouvrement des sols. Tout travail du sol visant à l'implantation des cultures, tel que le labour et les semis, ou à la lutte contre les adventices, tel que le déchaumage et le binage, ont pour conséquence un accroissement instantané de la capacité d'infiltration. Elles constituent donc un frein au ruissellement en réduisant sa vitesse et par conséquent, sa force tractrice. Par ailleurs le passage d'engins agricoles dans les parcelles imprime à la surface du sol des traces de roue. Ces traces vont être à l'origine d'une diminution brutale des capacités d'infiltration. Cependant, la diminution de la conductivité hydraulique de la couche compactée a pour effet d'accélérer l'apparition d'un ruissellement ce qui inversement augmente les risques d'érosion.

Ainsi, ce sont les moments où le sol est très affiné ou tassé par le passage d'engins en association avec la formation d'une croûte de battance que les risques sont les plus élevés. Ceci à l'exclusion de tout couvert végétal.

5) Formes De L'érosion Hydrique

a) L'érosion en nappe ou aréolaire ou laminaire "sheet erosion"

C'est le stade initial de la dégradation des sols par érosion. Cette érosion en nappe entraîne la dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface, autrement dit c'est une forme d'érosion diffuse. De ce fait, elle est peu visible d'une année à l'autre. A la surface des terres agricoles, forestières ou à pâturages, les particules de sol sont détachées par la pluie et emportées par le ruissellement.

L'importance de l'érosion en nappe dépend à la fois :

- de l'intensité maximale des pluies qui déclenchent le ruissellement.
- de l'énergie des pluies qui détachent les particules susceptibles de migrer.
- de la durée des pluies et/ou de l'humidité avant les pluies.

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

b) L'érosion linéaire (micro-channel ou Rill Erosion)

Lorsque l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration de la surface du sol, il se forme d'abord des flaques qui communiquent entre elles par des filets d'eau diffus, ceux-ci se concentrent sur des lignes de plus forte pente en atteignant une vitesse d'environ 25 cm par seconde (Hjulström, 1935), ils exercent ainsi sur le sol une force de cisaillement permettant de creuser des formes de plus en plus profondes dans le sol en arrachant des particules de plus en plus grosses. De petits canaux naissent que l'on peut diviser en trois types: griffes (quelques centimètres de profondeur), rigoles (la profondeur dépasse 10 cm), ravines (quelques mètres) (Roose, 1984).

i Erosion en griffes et rigoles

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

ii Erosion en ravine

L'érosion en ravine c'est la dissection de la surface du sol par un chenal profondément découpé dans les terres se formant à l'aval d'un bief non incisé et créant ainsi une rupture de pente brutal. L'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds (Heush, 1970 ; Arabi, 1991). En effet des averses de fréquences rares tombant sur des sols déjà saturés de faibles épaisseur sont à l'origine de la formation de ravines, de l'apparition de mouvements de masse et d'inondation (Allé, 1984 ; Roose et De Noni, 1998). Les ravines acquièrent des tailles de l'ordre du mètre lors d'événements exceptionnels (Castro et al, 2000), les mouvements de masse sont importants lorsque les roches argileuses affleurent.

Dans la nature, on observe le plus souvent des ravines en forme de V qui s'impriment dans un matériau homogène, plus ou moins meuble, sablo-argileux; argileux, marneux ou schisteux.

Le deuxième type de ravines en U s'observe fréquemment sur des matériaux hétérogènes. Dans des terrains de grande culture, on a observé des ravines en U emboîtées, développées dans des limons de cohésion croissante depuis le lit de semence, la zone labourée et la semelle de labour. La ravine en tunnel se développe sur les argiles gonflantes (vertisols, sols bruns tropicaux, etc.) ou sur des marnes riches en gypse ou en d'autres minéraux solubles (fréquent dans le bassin méditerranéen) (Roose, 1994).

Les eaux s'infiltrant par des fissures, dissolvent les sels et creusent des tunnels provoquant des effondrements. L'érosion par ravinement est la forme culminante de l'érosion du sol. Les dégâts causés sont d'autant plus importants que la stabilisation et la réparation de cette forme d'érosion sont

les plus coûteuses de tous les travaux de lutte contre l'érosion. L'approfondissement des ravines remonte du bas vers le haut de la pente (érosion régressive). Cette forme d'érosion peut transformer le paysage en "badlands" (Fig.10).



Figure 10. Badlands formées dans les monts de Beni Chougrane, près de Mascara (Algérie).

(Morsli, 2012)

iii L'érosion en masse

On attribue à l'érosion en masse tout déplacement de terre selon des formes non définies, comme les mouvements de masse, les coulées de boue et les glissements de terrain.

iv Les glissements

Ce sont des décollements d'une couche plus ou moins épaisse de sol, glissant sur un horizon plus compact (souvent de la roche altérée), servant de plan de glissement. Ce phénomène est très courant sur les schistes et sur les marnes en voie d'altération. Les glissements se produisent lorsque la contrainte de cisaillement dépasse la résistance du sol ou lorsque la limite de plasticité ou de liquidité est atteinte. Le glissement des berges d'un chenal en est un exemple parfait pour l'apparition de ce phénomène.

v Eboulements des berges ou effondrements de versants

Les éboulements sont des chutes brutales et rapides de masses rocheuses, résultant de l'action de la pesanteur et affectant des matériaux rigides et fracturés tels que les calcaires, grès ou roches cristallines. Les chutes se produisent par glissement banc sur banc à partir de falaises, d'escarpements rocheux ou des formations meubles à blocs (moraines par exemple). Ces mécanismes affectent aussi les berges à forte cohésion, en effet ceux-ci s'effondrent brutalement sous leur propre poids. Comme le glissement c'est une masse qui se déplace en bloc, avec une ligne de cisaillement qui sépare la zone déplacée et la zone qui reste en place.

CHAPITRE : III Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens

1) Introduction

Jadis, les géographes ont considéré la zone du bassin Méditerranéen comme très sensible à l'érosion sous toutes ses formes. En effet, le passage de civilisations successives a entraîné le développement de ports de commerce, le défrichement des forêts pour construire les flottes et les villes, la dégradation de la végétation par le feu et le pâturage extensif et l'extension des cultures pour nourrir les nouvelles colonies et les populations des métropoles (Roose et al., 2012). Fuyant les colonisateurs, les paysans se sont établis dans les montagnes, dénudant des versants de plus en plus raides et sensibles à l'énergie des pluies et du ruissellement. Pour survivre, ces sociétés rurales ont dû inventer des techniques culturales et des aménagements fonciers adaptés aux milieux méditerranéens, particuliers, comportant, d'une part, 4 à 7 mois frais, aux pluies parfois diluviennes, aux orages intenses de début de saison et aux pluies saturantes de fin de printemps et, d'autre part, cinq mois chauds et secs, à l'exception de quelques orages brutaux mais localisés. Le relief est vigoureux vu l'alternance de roches dures (calcaires, grès, arkoses, schistes et roches granitiques) et de roches tendres (argilites, schistes et grès tendres, marnes et alluvions) (Despois, 1956; Benchetrit, 1972; Roose et al., 2010). Heureusement les sols sont plutôt résistants aux pluies, grâce à la présence en surface de cailloux et d'argiles saturées en calcium. Cependant leur fertilité baisse très vite en montagne vu la minéralisation rapide des matières organiques du sol, l'érosion sélective des nutriments ou les remontées de sels par l'évaporation importante en zones arides. Les méfaits de l'érosion ont donc été observés très tôt, mais les recherches sur les divers processus d'érosion et les moyens de les contrecarrer ne commencèrent que vers les années 1950 (Gréco, 1966).

Dans certaines parties de la région méditerranéenne, l'érosion a atteint un niveau d'irréversibilité et dans quelques-unes elle a pratiquement cessé car il n'y a plus de sol. Avec un taux très faible de régénération, toute perte de sol de plus de 1 t/ha/an peut être considérée comme irréversible dans une courte période de 50-100 ans (Van Der Knijff, 2000). Les principales causes de l'érosion des sols restent les pratiques culturales inappropriées, la déforestation, le surpâturage et les activités de construction.

Les effets de l'érosion peuvent être visibles tardivement, surtout dans les zones où les sols sont les plus profonds et les plus fertiles ou dans les zones où l'apport de fertilisants est très important. C'est cependant d'autant plus dangereux qu'une fois les effets devenus évidents, il est souvent trop tard pour intervenir. Selon des études de la FAO (1990), beaucoup de pays subissent les effets de ce phénomène, ainsi en Grèce 35% de terres sont affectés par l'érosion hydrique, au Maroc 40%, en Tunisie 45% et en Turquie 50% avec des pertes de terres allant de 500 à 600 millions de tonnes par an (Celik et al., 1996). En Algérie le Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural estime que 14 millions d'hectares de zones de montagne au nord (soit 6% du territoire national) sont touchés par l'érosion hydrique, 32 millions d'hectares en zones steppiques (soit 13% de la surface globale du

pays) sont directement affectés et/ou menacés par la désertification et 4,1 millions d'hectares de forêts (environ 2%) soumises aux menaces des effets des changements climatiques (Mostephaoui et al., 2013). En Syrie les pertes dépassent 200 tonnes/ha/an dans les chaînes montagneuses côtières, quand au Liban les prévisions avancent des chiffres de 50 à 70 t/ha/an dans les hautes montagnes (FAO, 1980 ; FAO, 1986). Les pays du sud de la méditerranée n'ont pas échappé au phénomène et les estimations de dégradations spécifiques dans les bassins versants maghrébins varient globalement entre 1000 et 5000 t/km²/an (Heusch & Millies-Lacroix, 1971 ; Demmak, 1982 ; Ghorbal & Claude, 1977 ; Probst & Amiotte-Suchet, 1992 ; Sibari et al. 2001 ; Bourouba, 1997 ; Bourouba, 1998).

2) *Dégradations des sols au Maghreb*

Les travaux quantifiant les dégradations des sols au Maghreb montrent que cette région est très vulnérable à l'érosion hydrique. En effet, la majorité des bassins versants de l'Algérie, la Tunisie, et le Maroc est caractérisée par de fortes dégradations spécifiques dépassant 2000 t/km²/an. A titre d'exemple, dans les bassins versants marocains, le taux d'érosion spécifique est supérieure à 2000 t/km²/an au niveau des bassins du Martil, de l'Ouergha, de akhdar et de la Tessaout, compris entre 1000 et 2000 t/km²/an au niveau des bassins du Neckor, de M'Harhar et du Loukkos, alors qu'il est compris entre 500 et 1000 t/km²/an au niveau des bassins versants de Sebou, de l'Inanouène, de l'Oued El Abid, et du Massa. Ce taux est inférieure à 500 t/km²/an au niveau du reste du pays (Badraoui et Hajji, 2001). En Tunisie, l'érosion hydrique dégrade les terres cultivables. Au total, 1,2 millions d'hectares sont gravement affectés par l'érosion dans le nord, et le centre de la Tunisie, soit 25% de la superficie totale des terres (Bouزيد, 1991). En Algérie, le taux d'érosion dépasse 2000 t/km²/an sur la plupart des bassins versants de l'Atlas Telien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Isser). Il atteint 4000 t/km²/an sur la chaîne côtière de Dahra, et 5000 t/km²/an sur le bassin très dégradé de l'Oued Agrioum (Demmak, 1982). Tous ce matériel érodé est transporté plus ou moins rapidement jusqu'aux cours d'eau. Il comprend des particules fines en suspension, des sédiments grossiers charriés, et de la matière dissoute. Ce sont les crues d'automne qui causent le plus d'érosion.

L'Algérie est classée parmi les pays aux sols les plus érodibles du monde. On compte en moyenne annuellement entre 1 et 2 millions de m³ le volume de sédiments arraché au bassin et déposé en mer pour les seuls bassins tributaires de la Méditerranée (Demmak, 1982). Certaines régions productives en sédiments ont dépassé le seuil critique (Gomer, 1994). L'érosion hydrique pose de graves problèmes sociaux, poussant la population à l'exode rural, suite à la réduction de la surface agricole utile (Touaibia, 2010).

Probst & Amiotte-Suchet(1992) en conclusion de leurs travaux portant sur les données de 130 bassins versants du Maghreb, évaluent en moyenne, les dégradations spécifiques dans les bassins drainés à l'Océan Atlantique à 610 t /km²/ an, et ceux drainés à la mer méditerranéenne à 400 t/ km²/an. Ils confirment par ailleurs que les dégradations spécifiques sont nettement supérieures à 750 t km²/ an sur plusieurs bassins. Ils précisent alors, que ces dégradations dépassent les 5000 t /km²/an pour 5 bassins maghrébins et avoisine les 7200 t km²/an pour le Bassin de l'Oued Agrioun en Algérie.

SOGREAH (1983) estime les dégradations spécifiques à 150 t/ km²/an pour le bassin versant de la Tafna (Nord Ouest Algérien). Terfous et al. (2003) ont évalué les dégradations des sols à 117 t/km² /an et 127 t/km² /an dans le bassin de l'Isser et le bassin de Mouillah respectivement. Les dégradations spécifiques de certains bassins versants maghrébins sont résumées au tableau 3.

Tableau 3. Dégradations spécifiques des sols au Maghreb

Bassin versant	Surface (km ²)	A _{ss} (t/ km ² / an)	Auteurs
Maghreb(Maroc-Algérie-Tunisie)	3300000	1000 - 5000	Walling (1984)
Tunisie	164000	750-1500	Probst & Amiotte-Suchet (1992)
Bassins marocains			
Sous	1354	750	Snoussi et al. (1990) Sibari et al. (2001) Plan national d'aménagement des bassins versants(2000)
Inaouène	3320	2142	
Ibn Batouta	178	4719	
Bassins tunisiens			
micro bassin de Tebaga	0.20	318	Bergaoui et al., (1998) Ben cheikha et al.(2008)
Janet (dorsale tunisienne)	5.46	6500	
Bassin de l'Algérie orientale			
Oued Leham	648	104	Bourouba (1998)
Oued Logman	334	1064	
Oued Agrioun	933	7200	Probst & Amiotte-Suchet (1992)
Oued Bouhamdenne	1105	262	
Oued Mellah	550	530	Khanchoul (2006)
Oued Ressoul	103	210	
Oued Kebir	1130	292	
Oued Saf saf	322	532	
Tafna(Nord-ouest algérien)			
Isser	1140	180	Bouanani (2004)
Sikkak	463	170	
Mouillah	2650	364	
Oued Isser à Lakhdaria (près de l'Algérois)	4149	1064	Bourouba, (1997)
Oued Mazafran (près de l'Algérois)	428	104	
(Nord Oest Algérie)			
Hadad	470	212	Achite & Meddi (2005) Achite et Ouillon (2007)0.
Taht	772	191	
Abd	2480	136	

a) Résultats et conséquences de l'érosion hydrique

Comme dans tout le bassin méditerranéen, dès que le couvert végétal naturel commence à disparaître surtout en terrains abrupts (défrichement, surpâturage, jachère, incendie...) l'érosion des sols prend place sous différentes formes pernicieuses difficilement détectables : décapage de l'horizon organique et perte de fertilité, appauvrissement en argile, accélération de la minéralisation de l'humus des couches arables et leur fragilisation par l'accélération de l'instabilité structurale des agrégats du sol (Mhiri, 1970), dégradation de la macroporosité, diminution de la surface agricole et désertification du milieu naturel (Boukheir et al., 2001). L'érosion en nappe et le ravinement de versants entiers s'imposent ensuite pour marquer de vastes étendues (particulièrement les sols argileux en pente dépourvues de végétation) et créer ainsi toute formes de dégradation (bad-lands, glissement de terrains, solifluxion). Dans le réseau hydrographique les sapements des berges et les éboulements contribuent énormément au transport solide. On assiste souvent à une dégradation des berges, ce qui engendre des invasions de coulées boueuses suivies d'inondations, de destruction d'aménagements urbains et d'envasement des barrages.

Selon Roose et al. (2012) les premières observations systématiques sur la typologie des risques d'érosion au Maghreb ont révélés une recrudescence des dégâts d'érosion de 1945 à 1970. En Algérie les transports solides des oueds dépendent surtout de la superficie des affleurements rochers argileux, de marnes et de schistes tendres dans les bassins versants et qu'entre 1 et 2 millions de m³ en moyenne de sédiments sont arrachés et déposés en mer pour les seuls bassins tributaires de la Méditerranée (Demmak, 1982). On assiste à une réduction de plus de la moitié de la surface agricole utile, à un envasement précoce de plus de 50 % des barrages et à une dégradation croissante de la qualité des eaux (Touaibia, 2010).

Dans certaines régions du Rif, au nord du Maroc, les taux d'érosion atteignent parfois 30 à 60 tonnes/ha/an (Lahlou, 1977 ; Ait Fora, 1995), ce qui a pour effet l'envasement des barrages et par conséquent la réduction de leur capacité de stockage d'eau qui a été évaluée à 0,5 % par an (Tahri et al., 1993). Les plus grands barrages marocains recevraient chaque année environ 50 millions de tonnes de sédiments (Merzouki, 1992). Selon le Ministère de l'Environnement. Observatoire National de l'Environnement du Maroc (ONEM), l'envasement des barrages pourrait passer à 100 millions de m³ par an, en supposant que l'érosion s'aggrave par une sollicitation accrue des sols et du couvert végétal sous l'effet de la pression démographique et de l'irrigation. La perte de production des usines hydroélectriques suite à l'envasement des retenues a été estimée à 60 millions de kWh en 2000 et pourrait atteindre 300 millions de kWh en 2030. Les prévisions de réduction de la disponibilité en eau potable et industrielle pourraient atteindre plus de 200 millions de m³ par an en 2030. Enfin la diminution de la capacité des barrages entraîne chaque année une perte de surfaces irriguées équivalente à environ 5 000 ha.

Dans les basses montagnes méditerranéennes ayant des pentes variant entre 10 et 40 %, l'érosion en ravines (90-300 t/ha/an) domine largement l'érosion aratoire (10-50 t/ha/an) et surtout l'érosion en nappe (0.1-20 t/ha/an) (Roose et al., 2012).

L'érosion est aussi à l'origine d'une perte d'eau, de carbone et de nutriments pour les cultures et pour de nombreux sols argilo-sableux (Roose, 1981, 1994). Ainsi en Algérie, les pertes de carbone par érosion sur des pentes de 15 à 40 % varient de 0,1 à 42 kg/ha sur des parcelles bien couvertes par la végétation et jusqu'à 136 kg/ha sur des jachères nues (Morsli et al., 2004, 2006). Au Maroc, dans le Rif occidental, le bilan du carbone des sols sous divers couverts végétaux est influencé par l'érosion et par la minéralisation des litières. Il peut varier entre 71 t/ha/an sous une culture agroforestière jusqu'à 100 t/ha sous forêt de chêne liège (Sabir et Roose, 2004).

En Tunisie, Les pertes en matières organiques d'un petit bassin versant cultivé sont 15 fois supérieures à celles d'un bassin forestier. La majorité du carbone de ces sédiments provient de l'érosion des horizons superficiels des sols et non des roches carbonatées ou siliceuses (Albergel et al., 2006).

b) Stratégies de lutte contre l'érosion hydrique des sols

Les sociétés humaines ont de tout temps modifié le sol et ses fonctions par divers usages. Cela concerne les couleurs, les teneurs en matières organiques, les teneurs en particules fines (argiles), les structures, les porosités, les teneurs en éléments nutritifs ou toxiques (sodium, métaux lourds...), les fonctions vis-à-vis de l'eau, de l'air et de la vie. Ces modifications sont en général réversibles, mais plus ou moins rapidement. Les sols ont été travaillés de différentes manières selon les besoins de la société : les versants transformés en terrasses, l'aménagement de polders, les bocages, les apports d'amendements organiques... en sont des exemples parmi d'autres. Souvent aussi, ces sols ont été gravement dégradés : diminution de la fertilité des sols, dérèglements des régimes hydrologiques, atmosphériques, biologiques.

Toutes les sociétés rencontrent des problèmes de dégradation du milieu par divers types d'érosion et ont tenté d'y porter remède par des stratégies traditionnelles (culture itinérante sur brûlis, terrasses en gradins et sur murettes en pierres, déchaumage, binage, les billons, les cultures associées et l'agroforesterie...) adaptées aux pressions foncières, en aménageant les eaux de surface pour améliorer la productivité des sols et stabiliser les versants.

Les paysans sont principalement concernés par la dégradation de la productivité de leurs champs : cherchant à adapter leur système de production pour optimiser la productivité de leur terre et de leur travail, ils maîtrisent rarement les problèmes techniques posés par la réhabilitation des ravines et des rigoles. En revanche, les populations urbaines sont plus intéressées par la qualité des eaux, les problèmes de transfert de boues lors des orages, de pollutions des nappes d'eau en aval et les inondations par les effluents en provenance des champs cultivés.

i Etat des connaissances sur les techniques de lutte antiérosive au Maghreb

Depuis les années 1940, les services techniques dans le bassin méditerranéen (Génie rural, Eaux et Forêts) en charge des problèmes d'érosion en milieu rural et urbain, ont tenté d'introduire des méthodes anciennes de restauration des terrains de montagne (RTM) et de conservation de l'eau et des sols (CES) donc le mariage de deux approches mises au point pour des milieux physiques et socio-économiques radicalement différents de ceux des montagnes méditerranéennes semi-arides du Maghreb (Roose, 1994). Ces techniques avaient pour but de reboiser les terres dégradées de montagne et de corriger les torrents, de protéger les vallées et les voies de communication des masses de terre mobilisées par l'érosion et les crues dévastatrices. Elles visaient aussi à restaurer la productivité des terres, à la protection de la qualité des eaux si indispensable aux citadins et à protéger les barrages de l'envasement. La défense et restauration des sols (DRS) qui est née de cet rapprochement entre la RTM des forestiers (reboisement des hautes vallées, correction torrentielle) et la CES des agronomes (banquettes plantées d'arbres fruitiers) n'a pas vraiment convaincu les paysans et un doute sur son efficacité s'est développé vers les années 1970-80 (Heusch, 1970 ; Sari, 1977).

Pour illustrer cet échec dans la lutte antiérosive utilisant ces moyens, on cite qu'en Kabylie (Algérie) 50 % des banquettes sont sujettes à l'érosion, soit par ravinement suite au parcours par le bétail, soit par glissement de terrain lorsque le versant labouré est saturé par les pluies d'automne (Arabi et Aslaa, 1998). Près de 70 % des paysans enquêtés se sont déclarés hostiles à la mise en place de banquettes sur leurs terres, car elles entraînent une perte de surface cultivable non compensée par l'augmentation du rendement des parties cultivées (Roose et al., 2012). Par ailleurs une enquête menée par l'équipe des Eaux et Forêts, a fait ressortir que sur 350 000 ha aménagés, plus de 20 % ont disparu, plus de 60 % se sont dégradés car jamais entretenus, et les chercheurs ont conclu que malgré 40 années d'investissements lourds pour imposer la DRS, les terres continuaient à se dégrader, les barrages à s'envaser rapidement (durée de vie de 30 à 50 ans) et le bois de feu à manquer cruellement (Roose et al., 1998).

En Tunisie, 18 % des aménagements réalisés de 1962 à 1975 (sur 912 000 ha) dans le cadre des travaux de CES sont totalement disparus et 60 % ont été endommagés (Breuleux, 1976).

Au Maroc les banquettes implantées sur fortes pentes, ont provoqué du ravinement et des glissements de terrain : l'absence totale d'entretien des talus et des arbres en est une cause. Sabir et Boudhar (1999) ont évalué l'efficacité physique et économique de huit périmètres de DRS fruitière sur des versants marneux du Pré-Rif. Après 50 ans, deux périmètres ont disparu, les autres ont un taux de réussite de 50 %.

A partir de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, les méthodes de lutte antiérosives à l'échelle du bassin versant étaient quasiment mécaniques (banquettes et seuils) et n'avaient pas abouti à la protection de ces aménagements ainsi réalisés pour une durabilité efficiente des modes d'exploitation des terres en voie de dégradation particulièrement au regard des enjeux de la mondialisation (Roose et al., 2012). En effet la non maîtrise de l'érosion était imputable à la conjugaison de plusieurs raisons : en plus de la mise à l'écart des intérêts vitaux de la population locale, les approches sectorielles ne tenaient pas compte du fonctionnement des pédopaysages et des systèmes d'exploitation des ressources naturelles (Mhiri, 2001). Les travaux de DRS et CES avaient pour objectif principal la

mobilisation des eaux de surface, la protection des barrages contre la sédimentation et la recharge des nappes phréatiques et cela au dépens d'une stabilisation adéquate des terres contre les effets de l'érosion.

ii Gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)

Depuis les années 1975-1980 et devant l'échec de la stratégie de DRS qui a été imposée par les pouvoirs publics, une prise de conscience sur la gravité du problème a permis de mobiliser les efforts des chercheurs en vue de développer une nouvelle stratégie de gestion intégrée et durable des aménagements antiérosifs. Ceux-ci ne peuvent être efficaces sans la participation paysanne, et sans la façon dont les ruraux perçoivent les problèmes de dégradation des sols avec comme priorité l'intensification de la productivité de leur terres par l'amélioration de la capacité d'infiltration du sol, de sa fertilité et de ses rendements potentiels, et par conséquent augmenter la marge bénéficiaire des paysans dans un cadre de développement rural rénové qui rejoint les connaissances scientifiques récentes sur l'irrigation et la fertilisation raisonnées de cultures plus rentables (Roose, 1996).

C'est ainsi que s'est mis en place tout un réseau de stations d'expérimentation de techniques culturales plus intensives (rotations à fertilisation raisonnée et travail réduit du sol), de structures biologiques de gestion des eaux ruisselant sur les versants (haies vives de légumineuses arbustives, bandes enherbées), d'aménagement des états de surface du sol (gestion des résidus de culture, cordons de pierres, terrasses progressives, technique du *zai* ou des cuvettes, labour grossier et billonnage cloisonné), en zones soudanienne et tempérées, dans les montagnes tropicales et en zones semi-arides du Maghreb (Roose et al., 2012).

Cette approche de GCES a donné ces fruits dans beaucoup de zones pilotes appartenant aux trois pays du Maghreb en impliquant davantage les agriculteurs dans la lutte contre le ruissellement et l'érosion des sols. IL a été introduit des mesures techniques de protection contre l'érosion ciblant essentiellement l'amélioration de la structure du sol, la création d'obstacles au ruissellement, la protection des pentes contre l'érosion et la correction torrentielle (Arabi, 1991 ; Mazour et al., 2008 ; Chebbani et Belaini, 1997 ; Roose et al., 2000 ; Slim et Ben Jeddî, 2011 ; Bergaoui et Albergel, 2000 ; El Abassi, 1998, 2000 ; Tribak, 2002 ; Chaker t Laouina, 2007 ; Roose et al., 2010).

3) Enjeux de l'environnement et du développement au Maghreb

Depuis quelques décennies, des pressions économiques et démographiques ont conduit à une dégradation rapide et massive des sols exploités à travers le monde. Aujourd'hui, la dégradation des sols contribue non seulement à l'appauvrissement des écosystèmes, mais elle met en danger la qualité de vie, voir même la survie, de certaines populations vulnérables. Les régions de la rive sud de la méditerranée dont l'Algérie fait partie sont confrontées à un déficit pluviométrique assez important. Des cycles d'inondations et de sécheresses prolongées ont été observés causant des dégradations sensibles aux bassins fluviaux et réseaux d'écoulement plus particulièrement sur les pentes à cause de la nature torrentielle des pluies, de la forte vulnérabilité des terrains (roches tendres, pentes raides, et couvert végétal souvent dégradé) et de l'activité anthropique. Cette problématique se trouve alors

accentuée aussi bien dans l'espace que dans le temps. Des études récentes sur la vulnérabilité aux changements climatiques dans les régions méditerranéennes indiquent un accroissement de l'aridité qui accélère l'érosion hydrique (Deploey et al., 1991 ; Shaban et al., 1998).

Les questions environnementales stratégiques en Algérie sont liées essentiellement à la gestion et la qualité de l'eau, la protection de la nature, la lutte antiérosive, la pollution marine et du littoral, la gestion des déchets, ainsi que la désertification. Celle-ci constitue le premier défi auquel l'Algérie est confrontée, à l'instar de tous les pays du Maghreb et du Moyen-Orient, dans le sillage de la dégradation des conditions climatiques (Mostephaoui et al., 2013). Les problèmes sont surtout concentrés sur le littoral algérien, une zone qui couvre seulement 1,8% de la surface du pays mais qui abrite 12,5 millions d'habitants (45% de la population).

Par ailleurs dans les trois pays du Maghreb (Maroc, Algérie et Tunisie), l'intensification de l'utilisation des ressources naturelles (eau, sols, littoral) liée au développement économique a eu un impact écologique négatif et demeure un problème environnemental majeur. En effet les sols constituent un compartiment fondamental des écosystèmes et leur dégradation a donc, en général, des impacts majeurs sur tous les autres compartiments, et porte gravement atteinte à la composition et à la diversité de la flore et de la faune, ainsi qu'aux cycles de l'eau et des nutriments (PNUE. PAM. CAR. PB, 2003). A l'heure actuelle on assiste à la disparition de vastes habitats écologiques terrestres (espaces boisés, steppes, oasis, zones humides...) principalement à cause des défrichements, de la désertification, de la pollution, de l'adoption de mauvaises pratiques culturales (surexploitation, surpâturage...), et de l'artificialisation des écosystèmes. Il est donc urgent de préserver la diversité biologique de ces milieux par l'intégration de considérations environnementales dans la planification du développement agricole et de l'urbanisation. Il faut notamment veiller à ce que l'artificialisation du territoire ne vienne pas détruire de façon irréversible des écosystèmes précieux. A titre d'exemple le rapport établi par le plan bleu en 2003 sur les menaces qui affectent les sols méditerranéens a révélé qu'en Algérie, l'étalement mal maîtrisé du Grand Alger aurait dévoré 140 000 ha de terres fertiles, notamment dans la plaine de la Mitidja et qu'en Tunisie, la croissance de Sfax, depuis 1992, aurait absorbé 9 000 ha de jardins agricoles. Au Maroc le Haut Atlas risquerait de disparaître face à une déforestation excessive à l'horizon 2025 (PAP/CAR, 2002). Ceci dit dans ces milieux naturels semi arides et fragiles, les responsables politiques doivent être conscients des menaces de dégradation qui pèsent sur ces ressources limitées. Ainsi pour satisfaire les besoins alimentaires d'une population nombreuse toujours en croissance démographique, les autorités doivent dorénavant et déjà attacher beaucoup d'intérêt au développement durable de l'agriculture qui se traduit par une grande part du budget d'investissement réservé à la gestion et à la protection des terres.

2^{eme} Partie : QUANTIFICATION ET MODELISATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

CHAPITRE : IV Présentation De La Region D'étude

1) Introduction

Les bassins versants du nord de l'Algérie constituent un domaine méditerranéen particulièrement riche en formes d'érosion. La plupart des oueds algériens drainent des bassins versants caractérisés par un relief jeune et accidenté et une diversité des terrains qui dépend d'une structure géologique très complexe. Outre la grande sensibilité des roches à l'érosion, les fortes variations hydro-climatiques, la topographie et la pauvreté de la végétation constituent des conditions favorables à l'entraînement et au transport des matériaux (Gartet et al. 2005). Les transports solides représentent une contrainte pour la plupart des cours d'eau équipés de barrages. En Algérie, les études montrent que dans les retenues de 52 grands barrages, le volume de vase qui se déposera en moyenne en 2020 sera de 1.35 milliards de m³ (Rémini, 2010). Face à cet important engorgement précoce d'une part et à la récurrence des changements climatiques d'autre part, de graves pénuries d'eau vont être enregistrées à l'avenir et une dégradation croissante de la qualité de cette ressource. Il apparaît donc intéressant d'améliorer la connaissance de la dynamique des sédiments à l'échelle du bassin versant et cela en s'intéressant dans ce chapitre aux propriétés des deux bassins d'étude (O. Boumessaoud et O. Boukiou) situés dans le nord-ouest de l'Algérie par l'étude de leurs caractéristiques physiques, géologiques, pluviométriques ainsi que de la variation du couvert végétal.

2) Situation géographique de la zone d'étude

Le bassin versant de l'oued Boukiou se situe au nord-ouest algérien, entre les longitudes 1° 29'41" W et 1°43' 32" W et les latitudes 34° 59' 52" N et 35° 6' 42" N. De forme allongée, il s'étend sur une superficie de 116 km² pour un périmètre de 66 km (**Figure 11**). Il est limité à l'Ouest par les monts des Traras, au Nord par les montagnes de Djebel Dhar eddis, au Sud-ouest par les reliefs du Djebel Fillaoucène qui culminent à 1200 m, tandis qu'à l'Est des plaines basses entourent le bassin à son exutoire vers l'oued Tafna. Affluent rive gauche de la Tafna, l'oued Boukiou est long de 21 km. Il prend sa source sur les hauteurs d'oued Chaabane en amont d'Ain kebira non loin de Nedroma à 855 m d'altitude.

Le bassin versant de l'oued Boumessaoud fait partie du grand bassin de la Tafna qui s'étend au nord-ouest de l'Algérie. Situé entre les longitudes 1°20' et 1°30' Ouest, et les latitudes 34°51'15" et 35°05' Nord, il occupe une superficie de 118 km² avec un périmètre de 59 km. Dans la partie sud du bassin, les pentes sont fortes (> 20%) et les altitudes dépassent 1000 m. Le bassin s'étale sur les reliefs d'Ouled Riah à l'est du plateau de Zénata et se prolonge jusqu'aux terrains sédimentaires d'oued Alaa au nord-ouest de la plaine d'Henaya. Long de 23.6 km l'oued Boumessaoud prend naissance dans les massifs calcaire-dolomitiques du jurassique près de Ain El Hammam juste à l'endroit de passage du chemin de grande communication N°45 venant de Beni Master et qui mène vers Henaya. L'oued est précédé sur son parcours en amont par l'oued Bou Ennag descendant des monts de Dhar Mendjel et de Djebel Tefatisset qui culmine à 867 m. Les petits cours d'eau et les

ruisseaux qui alimentent l'oued se multiplient sur les hauteurs du plateau de Terny à l'est de la forêt de Zarifet, au niveau de Djebel Tamesguida à 1154m et de Djebel Fernane à 1150m.

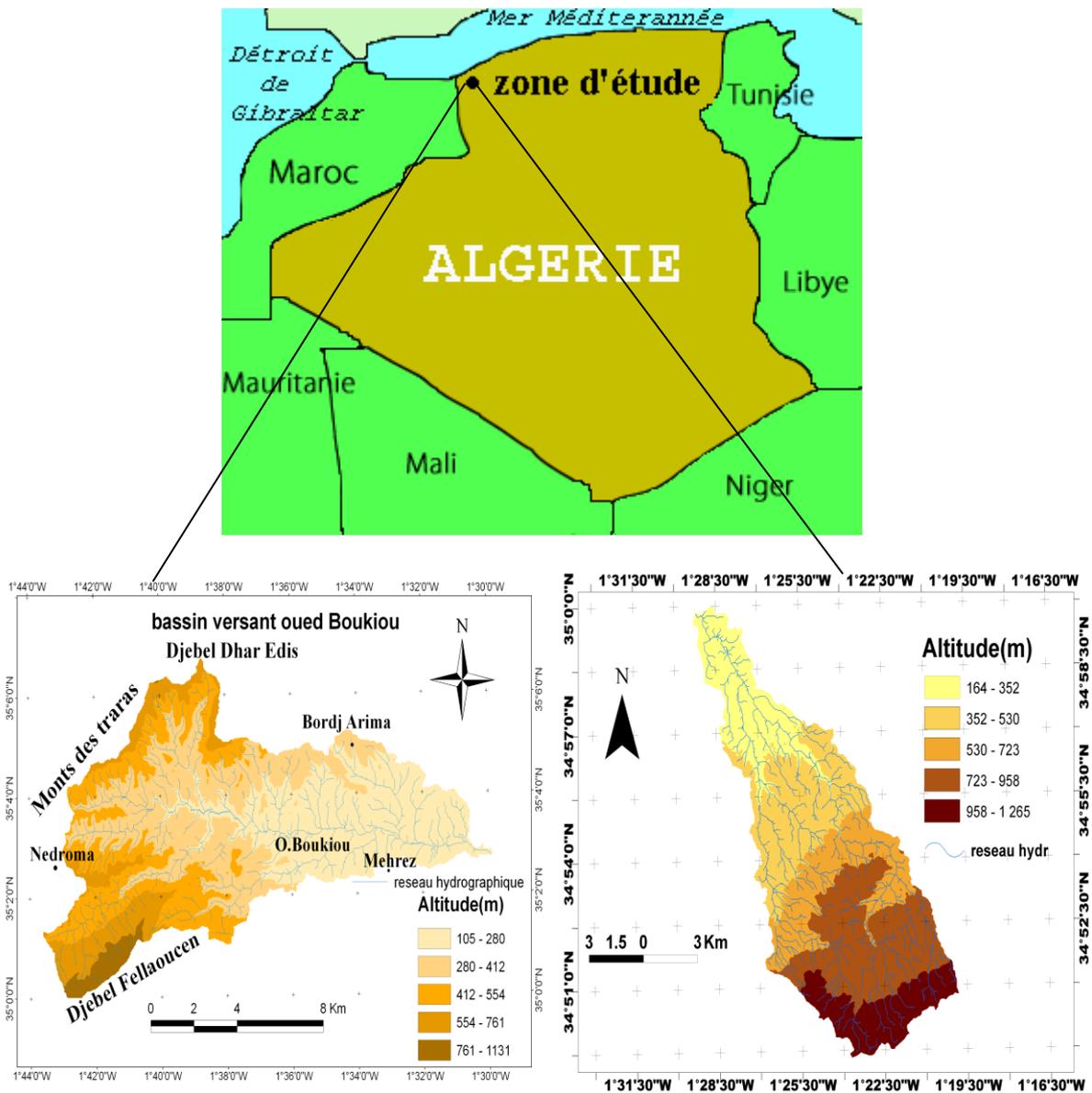


Figure.11 Situation générale de la zone d'étude : bassin versant oued Boukiou (à gauche) et bassin versant oued Boumessaoud (à droite).

3) Caractéristiques physiographiques des bassins versants

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant jouent un rôle important dans les processus qui régissent son comportement hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage. L'étude du milieu physique est d'autant plus utile pour déterminer toute l'ampleur et l'accélération du phénomène de l'érosion hydrique au sein des bassins versants. La surface du bassin et sa forme, son relief (la pente et les altitudes caractéristiques), le couvert végétal et la hiérarchisation du réseau hydrographique comptent parmi les paramètres physiques dont nous

tenterons d'estimer par l'intermédiaire de formules mathématiques et de cartes topographiques ou d'images satellitaires disponibles en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques grâce à la manipulation d'un logiciel très performant qu'est l' Arc Gis.10.

En effet les modèles numériques de terrain (MNT) donnent une représentation de la topographie sous une forme numérique facilement adaptée et utilisable par le logiciel de calcul. Ces modèles permettent ainsi de : reconstituer une vue en images de synthèse du terrain, de calculer les surfaces et les volumes, de tracer les profils topographiques et de manipuler de façon quantitative le terrain étudié (Khanchoul, 2006). Les images satellitaires telles que les images raster ont été téléchargées depuis le site qui donne accès à la base de données Terra Server de l'imagerie satellitaire et de cartes topographiques de l'USGS (United States Geological Survey). Nous avons ensuite fait appel au logiciel Global Mapper qui est un outil de visualisation capable d'afficher les images raster et de procéder à un découpage de la zone d'étude après géo référencement et à une représentation de la carte en 3D.

Enfin le logiciel Arc Gis.10 considéré comme une collection intégrée et extensible de logiciels SIG professionnels, a été utilisé pour délimiter les bassins versants, calculer leur surface et élaborer les cartes finales de pentes, d'altitude, des aspects, et du réseau hydrographique. Le tableau 4 donne une synthèse des différents paramètres hydromorphométriques des deux bassins d'étude :

Tableau. 4 paramètres hydromorphométriques des deux bassins versants

Caractéristiques	Paramètres	Symbole	Unités	Bassin O.Boumes saoud	Bassin O.Boukiou
Morphologie du bassin versant	Surface	A	Km ²	118	116
	Périmètre	P	Km	59	66
	Coef. de Gravelius	K _G	-	1.52	1.72
	Longueur du rectangle équivalent	L	Km	24.53	27.53
	Largeur du rectangle équivalent	l	km	4.81	5.82
Relief	Altitude maximale	H _{max}	m	1246	1338
	Altitude moyenne	H _{moy}	m	623	381
	Altitude de fréquence ½	H _{1/2}	m	630	395
	Altitude minimale	H _{min}	m	150	100
	Pente de M.Roche	l _p	%	20.4	16.8
	Pente globale	l _g	m/km	36.8	18.1
	Dénivelée spécifique	D _s	m	398.5	230
Réseau hydrographique	Pente moyenne	l _{moy}	%	4.46	4.5
	Densité de drainage	D _d	Km/km ²	2.39	2.97
	Temps de concentration	T _c	Heure	4.5	6
	Coefficient de torrentialité	C _T	-	6.9	5.3
	Fréquence des cours d'eau	F	-	3.68	-
	Pente moy. du cours d'eau principal	P _{moy}	m/km	35	40
	Rapport de confluence	R _c	-	3.55	4.25
Rapport de longueur	R _l	-	2.83	2.53	

Les deux bassins versants ont quasiment la même surface, leur coefficient de compacité dépasse 1 ce qui montre qu'ils sont de forme assez allongée. En optant pour une classification selon la valeur de la dénivelée spécifique, les bassins des oued Boumessaoud et Boukiou présentent un relief fort et

assez fort respectivement d'où l'influence bien prononcée des massifs De Tlemcen et Traras respectivement.

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus ou au-dessous de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude. La courbe hypsométrique donne des indications quant au comportement hydrologique et hydraulique du bassin et de son système de drainage. Elle fournit déjà pas mal de renseignements qualitatifs sur l'allure du relief. Une pente forte à l'origine (vers les plus basses altitudes) indique souvent des plaines ou des pénéplaines; si la pente est très forte, il y a des chances pour qu'on ait de vastes zones d'inondation. Une pente très faible dans la même région révèle au contraire une vallée encaissée. Une pente forte dans le milieu ou dans les hautes altitudes indique probablement un grand plateau, etc.

Pour le bassin Boumessaoud les histogrammes des fréquences altimétriques (**Fig.12**) montrent que plus de 80 % de la surface du bassin versant se situe entre 900 et 200 m. Dans cette frange d'altitude environ 60 % de la surface du bassin se trouve répartie équitablement entre les tranches d'altitudes (900 – 700 m) et (500 – 300 m). Une accentuation de la pente vers les basses altitudes prouve la présence de la plaine d'Henaya. En revanche la forte inclinaison de la courbe vers les hautes altitudes entre 1246 et 900 m évoque bien la présence du plateau de Terny au sud du bassin versant. La forme de la courbe hypsométrique du bassin de l'oued Boumessaoud présente bien l'état d'équilibre du bassin, offrant un potentiel érosif moyen à faible.

Le bassin de Boukiou présente vers les hautes altitudes une pente assez forte en descendant du Djebel Fellaoucène qui culmine à 1200 m. Il montre une diversité de reliefs, avec des formes structurales, des ravins et des formes d'accumulation représentées par les terrasses alluviales. Vers les basses altitudes (100 à 200 m), la plaine de Boukiou et l'état d'érosion assez avancée du bassin sont bien illustrés par la courbe hypsométrique.

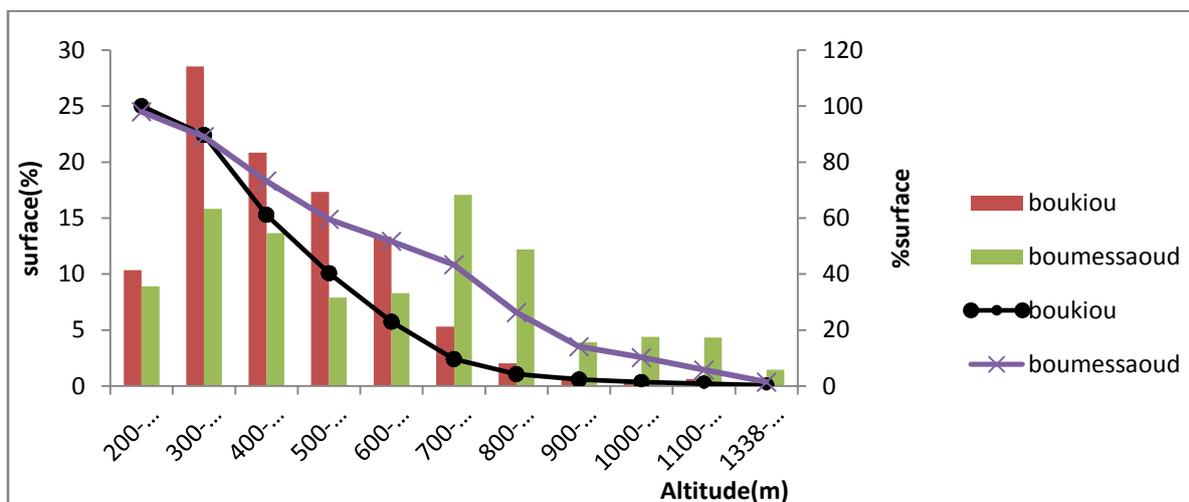


Figure. 12 Courbe hypsométrique et histogrammes des fréquences altimétriques des bassins de Boukiou et de Boumessaoud (Tafna NW Algérie)

Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Sa disposition est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (Bouanani, 2004). La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux : la structure géologique qui prédomine dans le bassin, le climat qui règne sur la région, la pente des terrains et l'influence de l'action humaine sur le tracé du réseau par l'implantation des différents aménagements hydrauliques. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique parmi eux les plus importants sont : la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport des longueurs (Rl). Avec des valeurs sensiblement élevées de la densité (2.39 et 2.97), les deux bassins d'étude sont assez bien drainés. En effet l'ampleur du drainage dépend de la géologie (essentiellement en présence de failles qui favorisent la genèse des cours d'eau), de la nature des affleurements superficiels (faible perméabilité des formations carbonatées, gréseuses, schisteuses et alluvionnaires favorisant les grandes exportations des terres résultant du ruissellement), des caractéristiques topographiques (relief montagneux assez fort) des deux bassins versants et dans une certaine mesure des conditions climatiques (pluies violentes et irrégulières). Quand au temps de concentration des eaux, celui-ci est non seulement fonction de la surface mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief. En effet les deux bassins ayant pratiquement la même superficie ne se comportent pas forcément de la même façon.

4) Couvert Végétal

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, etc.). La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement. Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue : en effet, lorsque la végétation est développée, le ruissellement est retardé et la pointe de crue est atténuée, l'écoulement étant plus long, la part d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de la crue diminue. La forêt, par exemple, intercepte une partie de l'averse par sa frondaison. A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention favorise un ruissellement très rapide. L'érosion de la terre va généralement de pair avec l'absence de couverture végétale. Cette influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion.

Pour le bassin Boumessaoud les aires d'irrigation sont localisées essentiellement dans la plaine d'Henaya et au niveau de la vallée de l'oued. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères, les vignes et quelques vergers d'agrumes et d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts de Terny et de Djebel Tefatisset.

Le bassin Boukiou est occupé en amont dans sa partie centrale par des maquis, broussailles et quelques vignes et céréaliculture avec peu d'arboriculture. En aval les monts de Trara sont couverts de forêt avec une proportion de parcours et cultures annuelles.

A l'instar des autres bassins du nord de l'Algérie, le paysage végétal des deux bassins a été considérablement dégradé et défriché en zone montagneuse par les incendies, l'agriculture intensive et le surpâturage endémique (Bouanani, 2004).

Pour caractériser le couvert végétal, on utilise le pourcentage des surfaces occupées par chaque type de végétation (Tab.5) :

Tableau. 5 Distribution du couvert végétal dans le bassin O. Boumessaoud et O. Boukiou

Source : Direction des services agricoles de Tlemcen (2012/2013)

Occupation des sols	bassin Boumessaoud		bassin Boukiou	
	Surfaces (km ²)	% des surfaces	Surfaces (km ²)	% des surfaces
Cultures extensives	35.28	29.9	20	18
Arboriculture	5.12	4.33	4.5	4
Vigne	10.15	8.6	8	7
Couvert forestier	13.57	11.5	40	35
Prairies et terrains de parcours	15.87	13.45	25.5	22
Couvert mort	38	32.2	16	14

5) Cadre géologique

a) Introduction

Les formations géologiques d'un bassin versant influencent non seulement l'écoulement de l'eau souterraine mais également le ruissellement de surface, l'infiltration, l'érosion et le transport solide.

Les divers types de roches et leurs structures donnent une indication précieuse sur la capacité d'infiltration des zones occupées par les roches et par les sols et en conséquence sur la quantité de terre susceptible d'être érodée (FAO, 1994 ; Demmak, 1982). Le bassin de la Tafna est caractérisé par trois formations géologiques bien distinctes (Khaldi, 2005) :

Dans le nord les massifs montagneux des monts des Beni-Snassen et des Traras sont constitués de formations du jurassique moyen et inférieur qui se prolongent sous les puissantes assises marneuses du Miocène à faciès tantôt argileux, calcaire-marneux ou encore grés-marneux comme au centre de l'Isser. Au centre du bassin on rencontre une dépression inter-montagneuse de la région de la plaine des Amglas et de Maghnia causée par les dépôts marins du Miocène supérieur et inférieur ainsi que des alluvions de sable et de gravier. Vers le sud affleurent les massifs calcaires des monts de Tlemcen qui sont constitués par des dépôts carbonatés du jurassique supérieur calcaires et gréseux avec deux rides anticlinales SW-NE, sensiblement parallèles, formées à l'Ouest par les Djebels d'Ain El Hout et Hadid, à l'Est par les djebels Talet et Abiod.

b) Géologie des bassins d'étude

Le bassin versant d'Oued Boukiou présente à l'Ouest un substrat rigide de roches anciennes du Dj. Fellaoucène culminant à 1138m qui est caractérisé par des formations schisto-quartziques très compactes du Dévonien (**Fig.13**). Le centre est constitué par des argiles et des marnes plus ou moins dolomitiques et gypseuses datant du trias et du jurassique moyen. Par ailleurs on rencontre à l'Est des formations du miocène inférieur et moyen avec une alternance de poudingues formés d'éléments calcaires dolomitiques à ciment calcaréo-gréseux et des séries argilo-marneuses au sein desquelles s'intercalent des bancs décimétriques de grès ferrugineux friables (**Bouanani, 2004**).

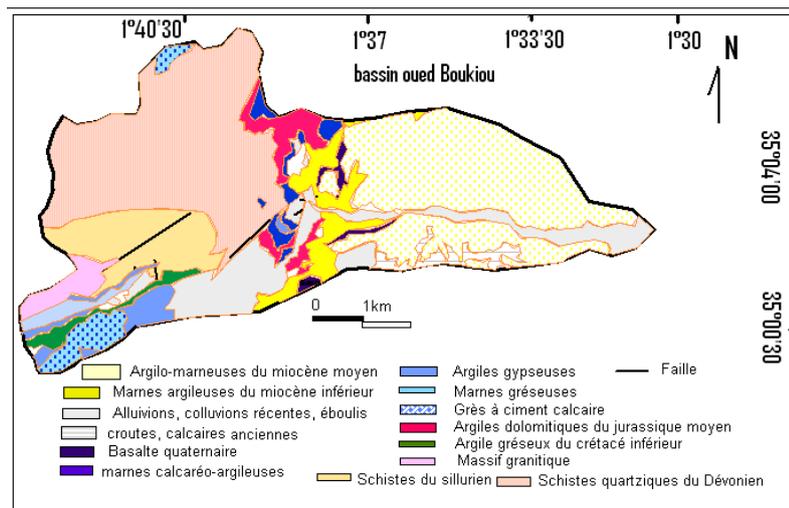


Figure 13. Carte géologique du bassin oued Boukiou

Le bassin versant d'Oued Boumessaoud peut être subdivisé en trois parties (**Fig. 14**) :

Au Sud, une zone montagneuse caractérisée par les dolomies de Tlemcen et calcaires bleus avec quelques associations de marnes et calcaires à Prétoceras. Dans cette partie le cours d'eau prend le nom d'oued bou Ennag caractérisé par la manifestation de nombreuses ramifications creusées dans des monts jurassiques dolomitiques tel que Djebel Tefatisset, Djorf el Eugab et Dhahar Mendjel, qui descendent de crêtes atteignant 835 m.

Au centre, une zone intermédiaire où le relief s'accroît brusquement donnant une limite nette entre les terrains calcaréo-dolomitiques du Jurassique et les formations marneuses du Miocène. (Abdelali, 1983). Dans cette partie l'oued Boumessaoud prend le relais à partir de Ain El Hammam avec de grès tortoniens suivis de travertins anciens. L'oued suit son cours ensuite dans une vallée encaissée et se creuse dans des formations marneuses et gréseuses du Miocène et des alluvions du Pliocène. Le plus important affluent dans cette traversée est celui d'oued bou Madjmar (rive gauche) au niveau des vergers de Si Messaoud à une altitude de 231 m.

Au Nord, une dépression remplie de sédiments tertiaires et quaternaires, formant le plateau de Zenata. Dans cette partie l'oued devient temporaire sur son chemin vers le point de confluence avec l'oued Zitoun au lieu dit Douar Oudafla à 162 m d'altitude. La ramification ainsi formée entre les deux oueds continuera son cours pour constituer un affluent rive droite du cours d'eau principal oued Tafna.

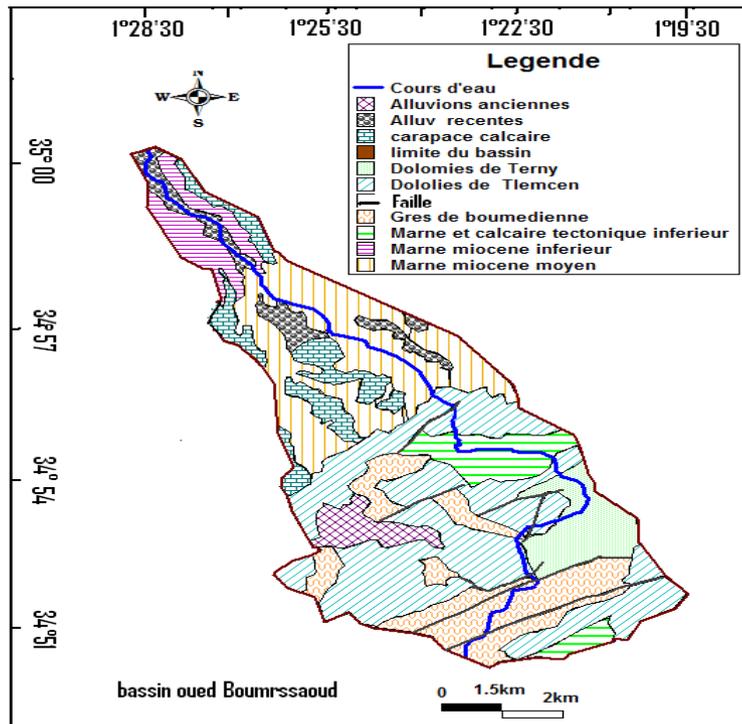


Figure 14. Carte géologique du bassin oued Boumessaoud.

2) Contexte hydrogéologique

L'hydrogéologie met l'accent sur la relation entre les eaux souterraines et l'environnement géologique, c'est-à-dire la chimie, les modes de migration des substances chimiques, l'accumulation de l'eau, etc. La connaissance des structures hydrogéologiques permet de fixer les limites du bassin versant, de vérifier la concordance du bassin hydrographique avec le bassin des eaux souterraines, de localiser les couches aquifères aux différentes profondeurs et d'établir les relations entre elles et avec les eaux de surface. Rappelons encore que le système des eaux souterraines est lié au cycle hydrologique par différents processus : infiltration par la zone non saturée, apport souterrain par percolation et drainance, évaporation par la zone non saturée et finalement sous-écoulements. Les Monts de Tlemcen sont caractérisés par la présence essentiellement d'aquifères karstiques dont les réserves permanentes de ces aquifères sont très limitées, car les exutoires occupent souvent les points bas du mur des roches carbonatées. Il existe au nord du massif tlemcenien, quelques nappes situées dans les épandages conglomératiques du Plio-Quaternaire. Celles-ci acquièrent un intérêt particulier du fait des formations alluvionnaires datant de cette ère qui prédominent dans notre zone d'étude. Les écoulements souterrains transitent principalement par les alluvions plus ou moins cimentées et les conglomérats, forment ainsi une nappe libre ou de type captive.

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

la nappe alluviale (inféro-flux de l'oued Boukiou) qui est très exploitée par les agriculteurs et les fabricants de parpaings au niveau de la vallée. Cette nappe qui est aussi bien alimentée par les eaux de pluie mais aussi par les eaux qui transitent dans les granites et les roches volcaniques du bassin. Au niveau du bassin de Boumesaoud là aussi on distingue principalement les aquifères jurassiques des grès de Boumediene et ceux karstiques des dolomies de Tlemcen qui donnent naissance à de nombreuses sources dans le bassin.

3) Conclusion

L'étude hydromorphométrique nous a renseigné sur les différents paramètres physiques des deux bassins versants. Ces derniers sont caractérisés par un relief variant entre fort et assez fort et une forme allongée. La courbe hypsométrique des bassins reflète un état d'équilibre allant vers la maturité offrant un potentiel érosif moyen à faible. Les bassins sont assez bien drainés avec une densité de drainage dépassant $2.30\text{km}/\text{km}^2$ qui est une conséquence de l'influence du relief abrupt, de l'agressivité des pluies intenses et d'une importante activité érosive. La faible occupation de la masse forestière ne représente que 11.5% de la surface du bassin. L'étude géologique a révélé l'existence de formations carbonatées perméables représentées essentiellement par les poudingues du Miocène inférieur et moyen à l'est du bassin de Boukiou ou encore les dolomies de Tlemcen et les grès de Boumediene au sud de l'oued Boumesaoud, ainsi que des formations semi perméables marno-alluvionnaires ou argilo-marneuses du Miocène moyen et inférieur dans la partie centrale et aval des deux bassins.

CHAPITRE : V Hydro-Climatologie de la Zone D'étude

1) Introduction

L'évaluation des ressources en eau de surface (vitales pour les sociétés humaines) à l'intérieur d'un bassin-versant nécessite une bonne connaissance de son fonctionnement hydro-climatique. En effet il importe de comprendre comment la variabilité pluviométrique à long terme, module l'écoulement fluvial et dans quelle mesure la relation entre pluie et écoulement évolue au cours des décennies.

Les précipitations qui jouent un rôle important dans les processus du cycle de l'eau, déterminent la variabilité ou l'irrégularité inter-saisonnière et interannuelle de l'écoulement de surface. Elles connaissent en effet de fortes fluctuations qui se traduisent par l'existence d'années sèches et d'années humides, des séquences exceptionnellement sèches ou au contraire, très humides. Les conséquences d'une telle variabilité se marquent dans l'abondance annuelle, dans les régimes fluviaux saisonniers et dans les formes extrêmes de l'écoulement (crues et étiages). Ainsi le climat et les variations hydro-climatiques (températures, précipitations et drainage) représentent l'un des principaux facteurs de contrôle des processus de la géodynamique externe d'un bassin versant.

En milieu semi-aride les précipitations sont souvent de type convectif : courte durée, forte intensité et hétérogénéité spatiale, elles permettent la constitution d'un stock d'eau qui va être soumis à plusieurs processus de vidange et particulièrement les processus d'évapotranspiration, de ruissellement de surface et de pertes par infiltration. L'évapotranspiration recycle 80% des précipitations en milieu semi-aride et 95% en région aride (Pilgrim et al., 1988), le ruissellement de surface rapide qui a lieu pendant et juste après un événement pluvieux contribue au débit de façon majoritaire. Les fortes intensités des événements, conjuguées à la faible capacité d'infiltration des sols (due à des sols souvent compactés et recouverts d'une croûte et une végétation peu abondante) expliquent la prépondérance du ruissellement hortonien dans les zones semi-arides (Chaponnière, 2005). Propres aux milieux arides et semi-arides, les pertes par infiltration dans le lit des cours d'eau peuvent représenter des volumes d'eau importants et le principal mécanisme de recharge des aquifères.

A cet égard nous entamons ce chapitre en vue de déterminer l'influence de ces aléas sur les ressources en eau superficielles et leur impact sur le comportement hydro-sédimentaire des deux bassins d'étude. L'analyse statistique des séries hydro-pluviométriques menée sur une période de temps assez longue permet d'évaluer la sensibilité des bassins aux variations du climat.

2) Caractérisation hydro-pluviométrique des deux bassins d'étude

Un aperçu sur le climat de l'Algérie fait ressortir qu'il se caractérise par des contrastes importants avec une étendue de types de climats très différents et ce en relation avec les particularités géographiques et écologiques du pays en l'occurrence l'influence conjuguée de la mer, du relief et de l'altitude. De type méditerranéen, ce climat est caractérisé par des pluies torrentielles, irrégulières aussi bien dans

l'espace que dans le temps. Ces précipitations qui accusent une grande variabilité mensuelle et surtout annuelle, surviennent surtout en saison froide (plus de 90 % des précipitations annuelles se produisent entre les mois de septembre et de mars), peuvent être très violentes, et atteindre des intensités instantanées très fortes (100 millimètres à l'heure, et même plus). Elles provoquent alors un ruissellement considérable, qui peut entraîner deux formes d'érosion : l'érosion diffuse en nappes, et l'érosion concentrée, dans les ravines, les torrents ou les oueds. Le climat du bassin de la Tafna où se situent les deux bassins d'étude s'apparente à celui de toute la région méditerranéenne de l'Afrique du Nord, il est doux et humide. La température moyenne annuelle est d'environ 15.5 °C en été. Les deux mois les plus chauds sont juillet et août, et ont une température moyenne de 26 °C (Dekiche ; 1993). Le régime général des pluies est celui des zones semi-arides méditerranéennes. Il est caractérisé par des précipitations d'hiver avec des maxima en décembre, janvier et février, et une longue période de sécheresse, pratiquement sans pluie de juin à septembre. Les vents sont modérés à prédominance Nord et Nord-Ouest (Khaldi, 2005).

Pour caractériser le comportement hydro-pluviométrique de la zone d'étude, on a analysé les variations des apports pluviométriques comparés aux données hydrométriques recueillies auprès de l'agence nationale des ressources hydriques (A.N.R.H). Les hauteurs des précipitations utilisées sont enregistrées au niveau de trois stations pluviométriques pour le bassin oued Boumessaoud et une seule station pour le bassin de l'oued Boukiou. Les caractéristiques de ces stations sont résumées au tableau 6. Les données hydrométriques représentent les débits liquides instantanés et sont enregistrés à l'exutoire de chaque bassin versant.

Tableau 6. Caractéristiques des stations pluviométriques des deux bassins oued boumessaoud et oued Boukiou (NW- Algérie).

Station	code	coordonnées			Période d'observation
		Altitude(m)	latitude	longitude	
Tlemcen	160712	650	34°53'22"	1°19'58"	1973/2000
Hennaya	160509	452	34°54'25"	1°23'58"	1985/2005
Zénata	160506	250	34°59'35"	1°29'50"	1981/2010
Benchouachi	160517	320	35°03'25"	1°41'20"	1985/2005

Pour déterminer de façon plus ou moins précise les caractéristiques pluviométriques des deux bassins d'étude, il est indispensable d'effectuer une extension et un test d'homogénéisation pour les données pluviométriques des différentes stations entre elles. Cela est possible par la méthode de doubles masses pour vérifier l'homogénéité des totaux annuels, ensuite par la méthode de la corrélation linéaire pour reconstituer par extrapolation les données manquantes dans les stations pourvues de lacunes. En prenant la station de Tlemcen comme station de référence, on peut considérer les stations de Zénata, d'Hénaya et Benchouachi comme homogènes.

La présentation des variations interannuelles des précipitations révèle une tendance globale à la baisse dans les apports pluviométriques (fig. 15).

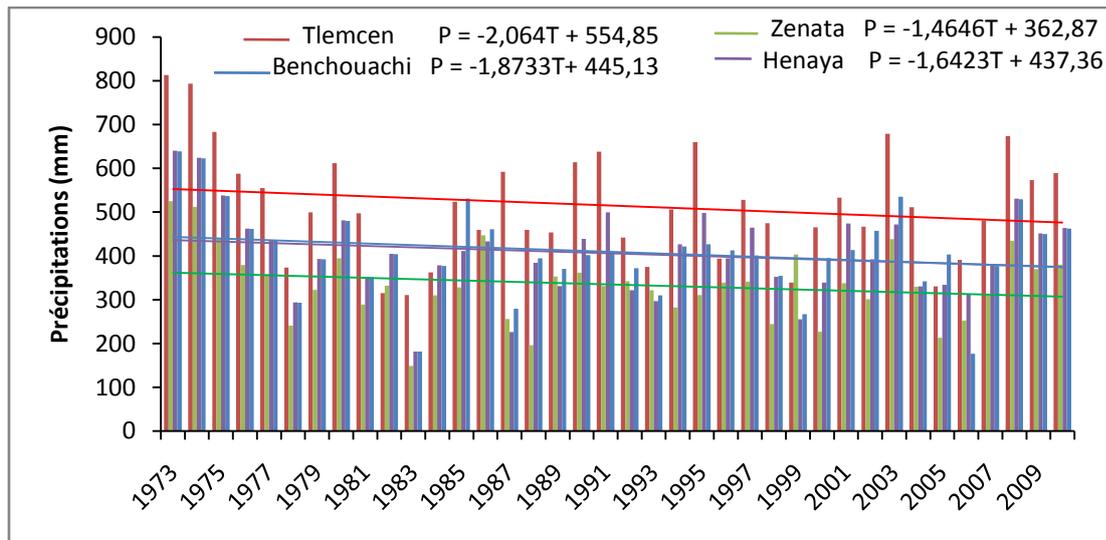


Figure 15. Variabilité interannuelle de la pluviométrie annuelle moyenne des deux bassins oued Boumrsaoud et oued Boukiou durant la période (1973/2010).

Les coefficients angulaires négatifs des droites de régression reflétant la tendance pluviométrique dans les quatre stations permettent de quantifier cette baisse.

A la station de Tlemcen, pour la période allant de septembre 1973 à Août 2010, on note une réduction moyenne de l'ordre de 2 mm par an, ce qui représente 0,39% de la moyenne annuelle estimée à 515 mm. Aux stations d'Henaya, Zenata et Benchouachi la baisse observée durant la même période est de 1.64, 1.46 et 1.87 mm soit 0,4%, 0,43% et 0,45% de la moyenne annuelle estimée à 405, 334 et 408.6 mm respectivement.

Il est évident que le manque en apport pluviométrique engendre une diminution de l'écoulement des cours d'eau. Cependant, le déficit enregistré dans les cours d'eau est plus important que ceux des apports pluviométriques. En effet, les débits liquides spécifiques enregistrés à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Boumessaoud et de celui d'oued Boukiou montrent une réduction annuelle moyenne de l'ordre de $0.11 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$ et de $0.15 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$, soit 4% et 7% par rapport à la moyenne interannuelle évaluée à $2.95 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$ et $2.17 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$ respectivement (**fig. 16**). Le taux de réduction est ainsi de 9 et 15 fois plus important que celui des apports pluviométriques enregistrés dans les stations de Zenata et Benchouachi.

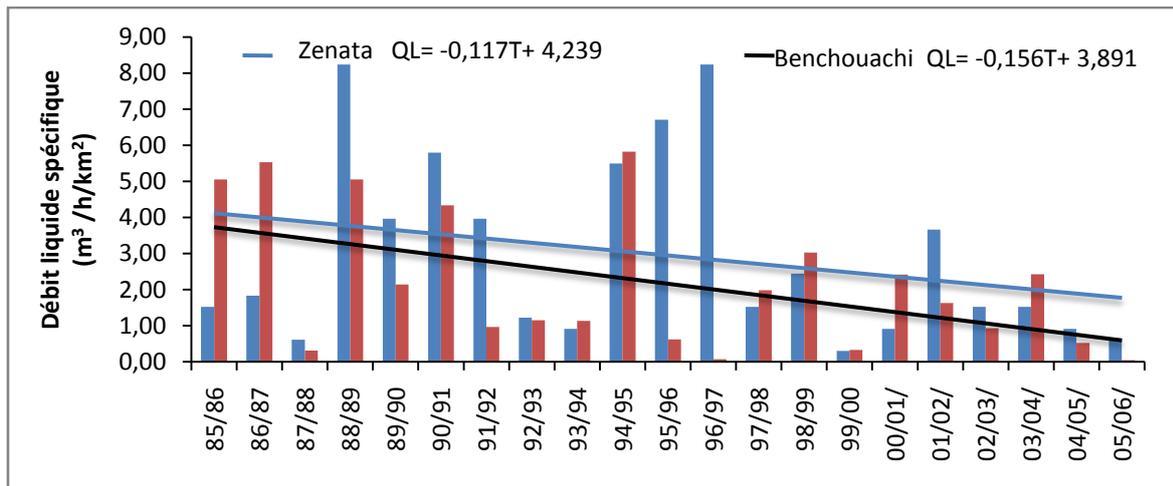


Figure 16. Variabilité interannuelle débits liquides spécifiques à l'exutoire des deux bassins durant la période (1985/2005) : Bassin oued Boumessaoud : Station Zenata 160507 (longitude=1°28', latitude=34°59', Altitude=205m) . Bassin oued Boukiou : Station Benchouachi 160503 (latitude=35°02', longitude=1°30', Altitude=102 m).

Afin d'extraire les fluctuations importantes qui ont affecté le climat de la région, on applique un test d'homogénéité aux deux séries pluviométriques étendues caractéristiques des stations d'Henaya et de Benchouachi. Le test se base sur l'évolution de la variable cumulée SPI (l'indice standardisé des précipitations), celui-ci a été développé par [McKee et al., \(1993\)](#) et [Hayes\(1996\)](#) en vue de quantifier le déficit des précipitations pour des échelles de temps multiples. L'impact de la sécheresse sur la disponibilité des différents types de ressources en eau est ainsi mis en évidence par cet indice (**fig. 17**). Il est exprimé mathématiquement comme suit :

$$SPI = (P_i - P_m) / S$$

P_i : Pluie de l'année i

P_m : Pluie moyenne de la série sur l'échelle temporelle considérée

S : Ecart-type de la série sur l'échelle temporelle considérée.

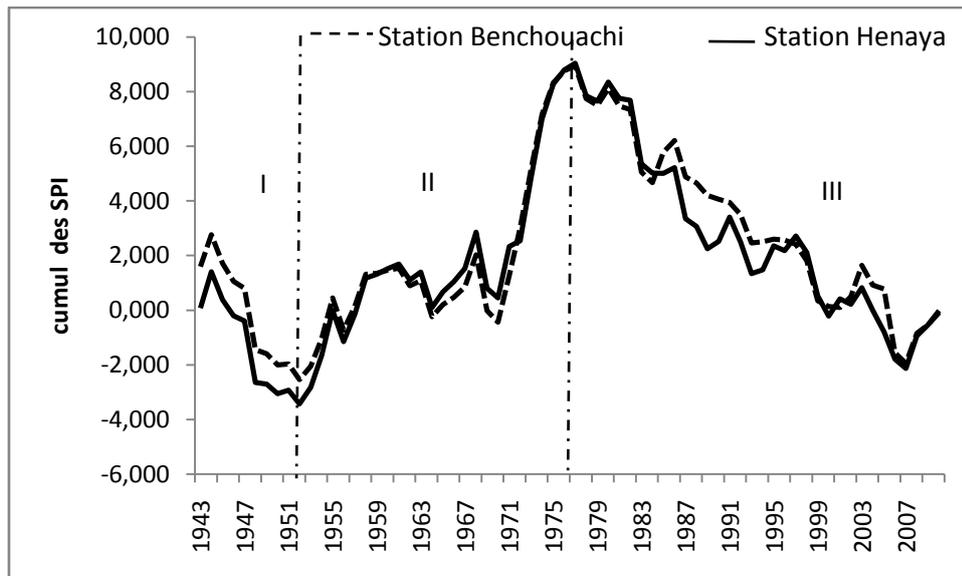


Figure 17. Variation des cumuls partiels des précipitations SPI centrées et réduites (1943-1944 à 2009-2010) dans les deux bassins oued Boumrssaoud et oued Boukiou.

En examinant la figure 17, l'évolution de la variable cumulée SPI des deux stations permet d'identifier globalement deux grandes périodes sèches et une période humide. Le début des années 1950 et la fin des années 1970, marquent un changement dans la tendance des apports pluviométriques. La période humide correspond à la courbe croissante (zone II) et commence vers 1952 pour se terminer vers 1976 en passant par une courte durée de trois années sèches soit 1956, 1964 et 1970. Les courbes décroissantes représentent la période sèche (zones I et III).

Il est à noter que la sécheresse qui a sévit depuis les années 1980 a eu un impact négatif sur les ressources hydriques dans la région d'étude. En effet la sécheresse favorise le ruissellement superficiel au détriment des infiltrations vers les nappes phréatiques (Jansson 1982 ; Barthes & Roose, 2001). A l'échelle d'un bassin versant cette perturbation du comportement hydro-climatique se manifeste par un accroissement des débits de pointes de crues. Par ailleurs Megnounif (2007) en étudiant un bassin versant de la Tafna celui d'oued Sebdou, a conclu que l'aptitude aux écoulements durant la période sèche (1975-1998) est plus importante qu'en période humide (1945-1974). Malgré l'occurrence d'une période humide qui a duré près de 30 ans (1950-1980), les deux bassins d'étude ont enregistré une décroissance pluviométrique plus ou moins importante après 1980. Ce déficit évalué à 18% pour le bassin de Boumessaoud et 20% pour Boukiou sur les trente dernières années, est responsable d'une baisse des apports liquides de 36% et 58% respectivement.

Le caractère aride à semi-aride du climat dans le nord de l'Algérie affecte davantage ces ressources en eau qui sont dépendantes de la pluviométrie. En étudiant les données de 120 postes pluviométriques du nord de l'Algérie, Laborde (1993) a mis en évidence quatre phases pluviométriques, dont une longue période sèche qui s'est affirmée dès la décennie 1970. Le déficit pluviométrique enregistré est plus accentué à l'Ouest du pays, alors qu'il est estimé à 30 % à l'Est et à plus de 50 % au centre et à l'Ouest (Ait Mouhoub, 1998 ; Meddi et Hubert, 2003). Le manque en pluviométrie a généré des écoulements de surface. Il a été estimé à près de 55 % pour les bassins du

Centre, entre 37 et 44 % pour la région Est du pays alors qu'elle oscille de 61 à 71 % pour les bassins de l'Extrême Ouest (Meddi et Hubert, 2003 ; Ghénim, 2010).

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année (fig. 18) et ses variations influence en grande partie l'écoulement saisonnier, ainsi les périodes humides et sèches durant l'année hydrologique seront facilement détectés suite à la contribution moyenne de chaque saison. Deux périodes climatiques caractérisent l'année hydrologique : une période correspondant aux mois secs de l'année (juin, juillet, août), et une autre pour les neuf mois restants dans laquelle les mois de novembre à mars sont considérés comme les plus pluvieux de l'année qui totalisent près de 74% de la hauteur annuelle.

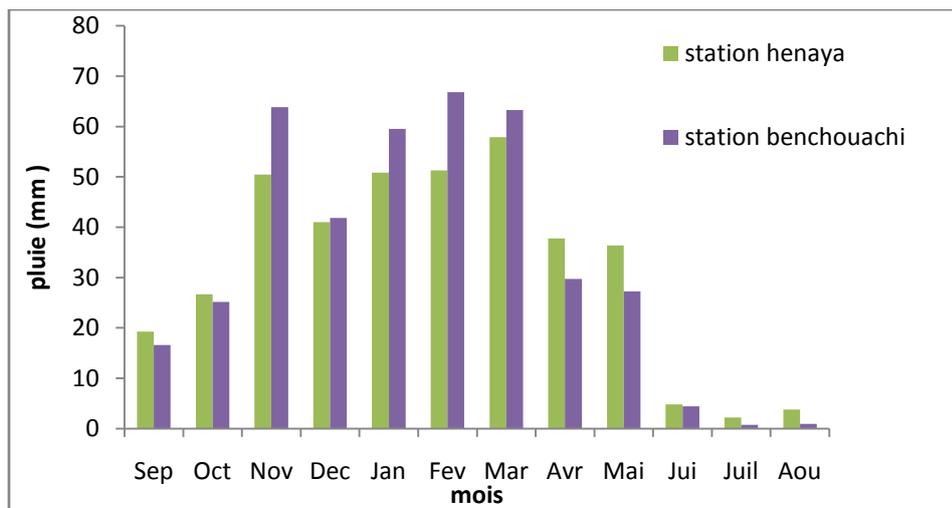


Figure 18. Variations des précipitations moyennes mensuelles dans les deux bassins oued Boumessaoud et oued Boukiou (1973/2010).

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

En analysant la variation de la lame d'eau précipitée par rapport à la lame d'eau écoulee (fig.19), il ressort que les débits ne suivent pas exactement les hauteurs mensuelles pluviométriques. L'alternance des saisons sur le bassin versant laisse distinguer une certaine divergence quant à la réponse hydrologique du bassin aux différents événements pluvieux. Pour le bassin d'oued Boumessaoud, on constate que la saison d'hiver qui a connu le plus fort taux de précipitations avec un cumul saisonnier de 161 mm, a engendrée une lame d'eau écoulee cumulée de 47 mm, alors qu'à l'automne la hauteur cumulée précipitée de 98 mm a donné lieu à un écoulement de 71 mm .Ce ci s'explique par le fait que l'eau précipitée dans ce bassin est infiltrée suite à l'existence de réseau de failles et de formations karstiques dans les dolomies jurassiques en amont du bassin des monts de

Tlemcen et assure le remplissage des réserves souterraines. Par ailleurs les premières pluies d'automne trouvent un sol complètement sec, leur apparition sous formes d'averses intenses fait croître brutalement l'écoulement. Ce n'est qu'au mois de mars où les nappes aquifères sont pleines, le sol saturé, que les maxima des lames écoulées correspondent aux maxima des lames précipitées. Le maximum en mars s'explique par les dernières fortes pluies de l'hiver et l'apport de nombreuses sources qui voient leur débit tripler ou quadrupler (Bouanani, 2004). Pour le bassin d'oued Boukiou, cette disparité dans les écoulements (plus faibles par rapport à ceux de l'oued Boumessaoud) d'une saison à une autre se manifeste dans les deux mois de novembre et mars qui ont enregistré la même pluviométrie de l'ordre de 63 mm mais un écoulement deux fois plus important pour le mois de mars comparativement à celui de novembre. Le printemps se voit globalement la saison de l'écoulement abondant pour les deux bassins versants.

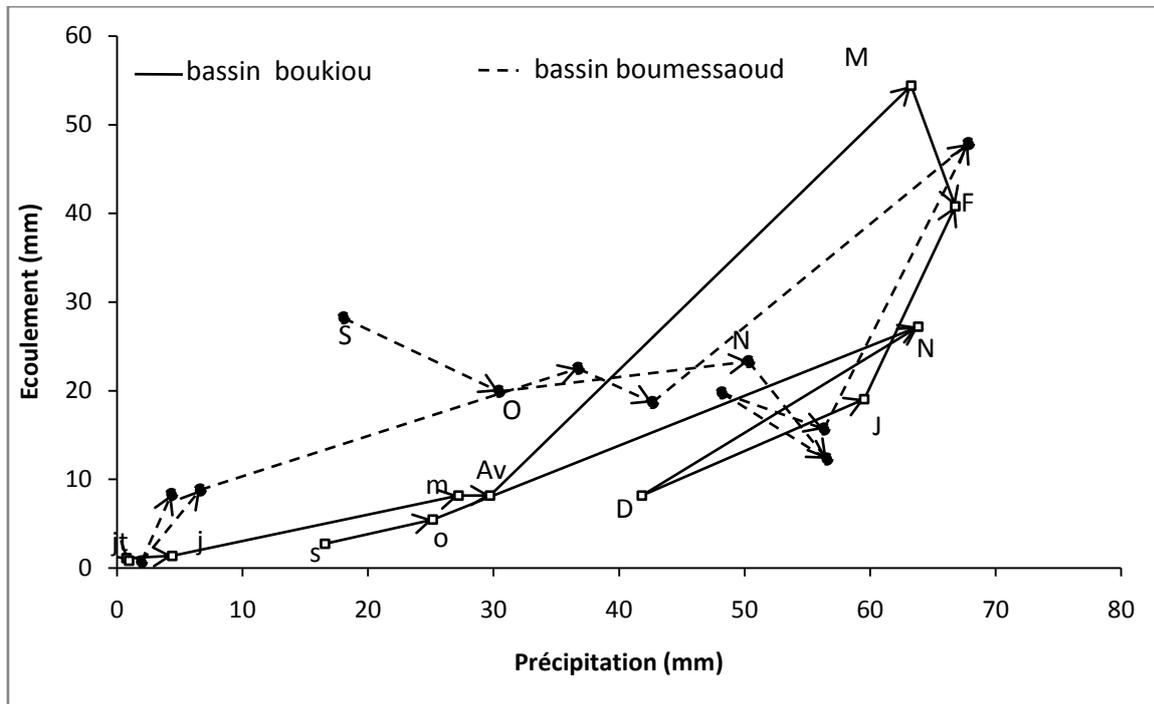


Figure 19. Variation mensuelle des lames d'eau précipitées et écoulée au niveau des deux bassins oued Boumessaoud et oued Boukiou : période (1985/86-2005/06).

3) *Bilan moyen annuel de l'écoulement*

Le phénomène continu du cycle de l'eau se schématise en trois phases : les précipitations, le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain, l'évaporation.

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique détermine ainsi le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps. Devant la difficulté de quantifier les variables qui caractérisent les processus hydrologiques, et si le bassin est considéré comme relativement imperméable, on se limite à donner une équation hydrologique simplifiée de la forme : $D = P - E$

Avec $D(\text{mm})$: déficit moyen annuel de l'écoulement. $P(\text{mm})$: hauteur d'eau précipitée dans le bassin. $E(\text{mm})$: lame d'eau écoulée équivalente. Le déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. On introduit un autre coefficient représenté par le rapport (E/P) appelé coefficient moyen annuel de l'écoulement " C_e ". Les données qui expriment ces paramètres sont présentées dans le tableau 7.

Tableau 7. Bilan moyen annuel de l'écoulement.

Station	Période	P(mm)	E(mm)	D(mm)	$C_e(\%)$
Tlem-Hena-Zena	88/89-03/04	420	172	248	40.95
Benchouachi	85/86-05/06	400	177	223	44.25

Il apparaît que 248 mm et 223 mm des eaux précipitées ne soutiennent pas l'écoulement dans l'Oued Boumessaoud et l'oued Boukiou respectivement. Les coefficients moyens annuels de l'écoulement sont assez proches vu la forme semblable et la taille égale pour les deux bassins. Leur valeur met en évidence que moins de 45 % de la lame d'eau précipitée s'écoule dans les oueds, par contre plus de 55% restant s'évapore ou contribue à l'alimentation des écoulements de surface pendant les périodes sèches par l'intermédiaire des eaux des sources qui se sont infiltrées et transitées souterrainement dans la nappe. Ceci justifie davantage la perméabilité du type du sol des bassins, cette particularité est appuyée par une autre caractéristique spécifique à toute l'Algérie du nord qui est le climat semi-aride régnant sur cette région et son influence sur l'écoulement. Plusieurs auteurs ont déduit le même constat sur l'écoulement et son étroite dépendance avec la pluviométrie.

4) *Etude des crues*

L'étude des crues permet de mettre en évidence la réaction du bassin versant pendant un pas de temps réduit à une averse ou une séquence pluvieuse donnée. Les crues, constituent avec les étiages une situation extrême dans le comportement des cours d'eau. Il s'agit de gonflement fluviaux exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide, période de hautes eaux qu'en saison chaude, période de basses eaux (Frécaut, 1971).

a) **Genèse des crues**

Les crues qui surviennent sous climat méditerranéen sont occasionnées par des orages violents et fréquents, elles sont accompagnées de pluies torrentielles dont l'intensité atteint jusqu'à (120 mm à 190 mm/h) dans certaines régions de l'ouest algérien comme le cas du bassin versant de l'oued Mekkera (Borsali et al., 2005). La crue engendre un débit de pointe exceptionnel qui dépasse parfois 1000 m³/s et provoque d'énormes inondations. La réponse hydrologique des bassins pendant ces séquences pluvieuses est très particulière (Achite & Ouillon, 2007). Cette particularité est due à la manifestation d'averses brutales qui provoquent des crues dévastatrices dont la période d'apparition concerne généralement la saison de l'automne et celle du printemps.

b) **Débits extrêmes**

Une crue annuelle est le débit le plus fort observé dans l'année (Remenieras, 1976). La crue est un phénomène qui peut être valablement représenté par l'une ou/et l'autre des variables suivantes (Dubreuil, 1974) : Débit maximal instantané (ou sur une courte période journalière par exemple) -

Volume au-dessus d'un certain seuil (débit critique ou débit de base)- concentrations importantes en particules solides dans l'eau. Nous avons exploité les données disponibles des débits instantanés de crues dans les deux bassins pour différentes périodes d'observation. Toutefois, ces séries restent lacunaires eu égard à la difficulté d'échantillonnage et des prélèvements de mesures. Le tableau 8 ci-dessous regroupe le nombre de crues apparues suivant chaque classe de débit.

Tableau 8. Fréquence d'apparition (%) des crues des deux bassins d'étude.

Classes de débits (m ³ /s)	Fréquence d'apparition (%)	
	Bassin Boumessaoud : station hydrométrique d'Henaya (88/89-03/04)	Bassin Boukiou : station hydrométrique de Benchouachi (72/73-04/05)
>100	0	3
100-50	0.05	7
50-25	0.4	6
25-10	4	18
<10	95	66

La progression de la crue dépend principalement de l'abondance des précipitations et de leur répartition, ainsi que de l'intensité de l'averse, et de sa durée. Sa vitesse de propagation est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, les paramètres morphométriques du bassin et la densité du chevelu hydrographique (Cosandey et Robinson, 2000). En effet on peut citer à titre d'exemple pour la période (88/98), des bassins de la Tafna comme c'est le cas de nos bassins d'étude, les valeurs extrêmes des débits instantanés ont connus une grande variation de leur distribution annuelle. Des crues généralisées telle que celle du 20 mars 1989, en est bien la preuve : cette crue a donné un débit de pointe de 104.6 m³/s à Sebdou, 230 m³/s à Mouilah, 143.4 m³/s au niveau de l'Isser, 13.2 m³/s au Sikkak, 12.72 m³/s à Boumessaoud et 22.35 m³/s à Boukiou. Les crues recensées pour chaque année hydrologique sont données au tableau 8.

Tableau 9. Caractéristiques des crues recensées à l'oued Boumessaoud et l'oued Boukiou.

Année	a		b		c		d		e	
	Boumess.	boukiou	Boum.	Bouk.	Boum.	Bouk.	Boum.	Bouk.	Boum.	Bouk.
72/73		28-mars-73		87.25		35.7		2.44		8.10
73/74		29-mars-74		53.8		17.53		3.07		5
74/75		21-avr-75		94		38.03		2.47		8.73
75/76		12-févr-76		9.4		2.04		4.61		0.87
76/77		12-janv-77		2.63		2.58		1		0.24
77/78		18-janv-78		1.66		1.27		1.3		0.2
78/79		27-févr-79		10.65		1.61		6.6		1
79/80		05-mars-80		105		38.4		2.7		9.7
80/81		29-déc-80		105		28.97		3.7		9.7
82/83		23-déc-82		2.38		1.34		1.8		0.2
83/84		04-janv-84		23		8.53		2.7		2.1
84/85		10-nov-84		6.8		3.35		2		0.6
85/86		09-févr-86		72		19.10		3.8		6.7
86/87		18-nov-86		42.3		8.75		4.83		3.93
87/88		01-oct-87		10		1.54		6.49		0.93
88/89	20-mars-89	20-mars-89	12,72	22.35	5,93	11	2,15	2.03	1,88	2.08
89/90	14-janv.-90	04-janv-90	11,08	14.55	1,65	4.54	6,72	3.2	1,64	1.35
90/91	14-mars-91	08-nov-90	80	5.2	11,48	2.78	6,97	1.87	11,80	0.48
91/92	4-mai-92	15- mai-92	9,99	6.52	2,78	1.9	3,59	3.43	1,47	0.61
92/93	6-mai-93	06-mai-93	9,37	17.8	4,65	5.32	2,02	3.35	1,38	1.65
93/94	20-janv.-94	19-janv-94	9,35	3.06	3,17	1.80	2,95	1.7	1,38	0.28
94/95	13-mars-95	21-mars-95	16,8	4.03	9,09	2.15	1,85	1.87	2,48	0.37
95/96	8-mars-96	12-janv-96	23,2	4.56	2,61	1.59	8,89	2.87	3,42	0.42
96/97	9-avr.-97	11-sep-96	42,02	2.46	4,44	0.28	9,46	8.79	6,20	0.23
97/98	29-mars-98	03-mai-98	10,87	9.05	1,11	1.39	9,79	6.51	1,60	0.84
98/99	18-janv.-99	16-mars-99	12,1	9.6	3,5	6.31	3,46	1.52	1,78	0.89
99/00	24-mai-00	24-mai-00	7,97	3.24	1,94	0.22	4,11	14.73	1,18	0.3
00/01	23-oct.-00	28-févr-01	11,17	6.95	2,31	4.69	4,84	1.48	1,65	0.65
01/02	10-nov.-01	10-nov-01	15,02	94	7,52	18	2,00	5.22	2,22	8.73
02/03	8-oct.-02	18- févr-03	11,05	2.10	0,74	0.63	14,93	3.33	1,63	0.19
03/04	14-oct.-03	11- nov-03	9,82	47	0,74	3.24	13,27	14.51	1,45	4.36
04/05	5-mars-05	10- févr-05	2,05	0.93	0,91	0.17	2,25	5.47	0,30	0.09

a : date du débit de pointe ; b : débit instantané maximal (m^3/s) ; c : débit moyen journalier maximal (m^3/s) ; e : coefficient de crue en (m^2/s) : $e = b / \sqrt{S}$; S : aire réceptrice du bassin ; d : Moyenne (b/c).

Pour le bassin Boumessaoud, on constate que plus de 58 % des débits instantanés maximums sont enregistrés durant le printemps, dont 60% concernent le mois de Mars. Le débit maximal le plus marqué est de l'ordre de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ enregistré le 14/03/1991. Alors que 44% des crues dans le bassin Boukiou sont survenues en hiver et 34% au printemps fréquemment apparues au mois de janvier et mars où des débits exceptionnels ont dépassés $100 \text{ m}^3/\text{s}$.

Notons que les débits de crues appartenant à la classe de moins de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ restent très faibles pour être pris en considération. Ce qui nous a amené à retenir seules les crues dont le débit instantané influe par sa valeur correspondant à une concentration assez élevée, soit une crue par année.

c) Analyse fréquentielle des crues maximales annuelles

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction permettant l'étude des événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologique ou autre), afin d'en définir les probabilités d'apparition future. La validité des résultats d'une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus particulièrement de son type. Diverses tests peuvent contribuer à faciliter et orienter ce choix, Les lois de probabilité les plus usuelles sont les suivantes : - Loi normale ou de Gauss : Concernant les débits annuels et mensuels de certaines rivières où l'écoulement est plus ou moins régulier d'une année à l'autre ; - Loi de Galton Gibrat (loi normale des logarithmes) : Elle est utilisée pour la description de débits annuels, mensuels et journaliers où la variation de ces débits est plus ou moins irrégulière ; -Loi de Gumbel : Elle est utilisée pour décrire des valeurs extrêmes (notamment de crues); - Loi de Gamma Incomplète, ou de Pearson III. En régime fluvial nord méditerranéen, les débits maximums annuels suivent plutôt une loi de Galton, Gumbel ou Pearson III (Dubreuil, 1974 ; Laborde, 2000). L'analyse fréquentielle de la série des débits maximums annuels montre que la loi Log-Normal de Galton est la plus représentative des deux séries d'observation (Fig.20). En effet, le test du khi-carré ($P(\chi^2)=0.0863$) indique que l'adéquation est très satisfaisante pour l'application de cette loi, sachant que ($P(\chi^2)>0.05$; 0.05 : Seuil de risque d'adéquation). L'application de la loi Log-normal pour le calcul des débits extrêmes à des récurrences données donne pour les deux bassins (Tableau 9).

Tableau 10 . Estimation des Quantiles de crues pour différentes périodes de retour.

Période de retour		2	10	50	100	200	1000
Fréquence au dépassement		0.5	0.9	0.98	0.99	0.995	0.999
Q_L (m^3/s)	Boumessaoud	12.68	31.06	53.25	64.33	76.63	109.51
	Boukiou	11.6	67.8	196.17	284.75	402.06	812.73

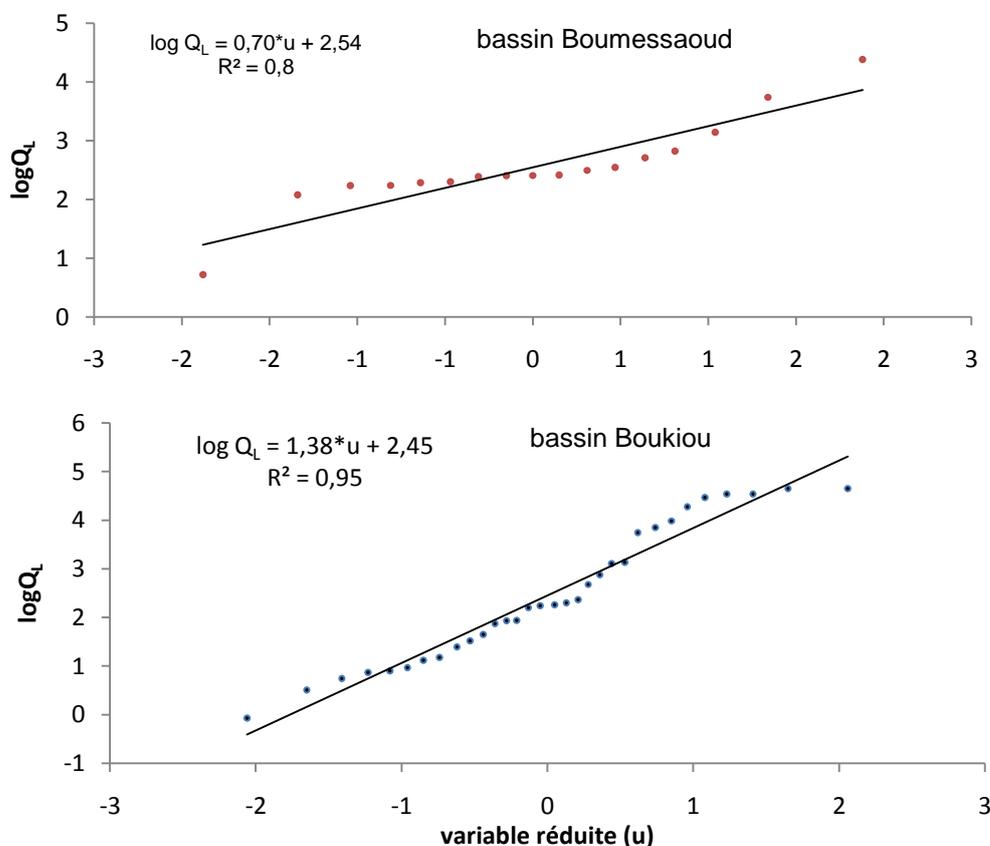


Figure 20. Ajustement graphique de la série des débits maximums instantanés à une loi log-normale. (u : variable réduite de Gauss et R^2 : coefficient de corrélation).

Le tableau 9 indique que dans le bassin Boumessaoud une crue a pu dépasser par son débit maximal ($Q_{max}=80 \text{ m}^3/\text{s}$) la crue bicentennale, alors que dans le bassin Boukiou la crue maximale pour un débit de $105 \text{ m}^3/\text{s}$ revient environ sur une période vingt fois moins de celle enregistrée à Boumessaoud, ce qui dénote de la puissance et l'intensité des crues dans le bassin d'oued Boukiou aussi bien pour des fréquences rares, très réduites que pour des périodes de retour centennales et millénales.

d) Apports des crues

Les volumes totaux écoulés pendant les crues, ainsi que les volumes écoulés en une année moyenne, ont été résumés dans le tableau 10. On remarque que pour le bassin de Boukiou, la décennie 1970 est considérée comme une période humide où l'écoulement est abondant dépassant en moyenne de trois fois le reste des 25 années restantes où les crues ont majoritairement contribué à l'écoulement avec des taux très élevés de 75 à 95 % comme dans les années 82/83, 87/88, 97/98, 95/96 et 01/02. Quant au bassin de Boumessaoud, l'apport d'une seule crue oscille entre 3 % et 68%

de l'apport annuel. La crue dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie. L'évolution de la crue obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse (Bontron & Obled, 2003). Nous pouvons tout de même conclure que les crues n'affectent pas les deux bassins d'étude avec la même puissance ni la même durée.

Tableau 11. Apports d'eau moyens annuels et contribution des crues dans les deux bassins.

Année	A		B		C		D		E	
	Boumess.	boukiou	Boum.	Bouk.	Boum.	Bouk.	Boum.	Bouk.	Boum.	Bouk.
72/73		28-mars-73		87.25		36,8		163,2		23%
73/74		29-mars-74		53.8		19,1		110,1		17%
74/75		21-avr-75		94		49,25		63,4		78%
75/76		12-févr-76		9.4		8,85		23		38%
76/77		12-janv-77		2.63		12,1		99		12%
77/78		18-janv-78		1.66		0,55		14,55		4%
78/79		27-févr-79		10.65		3,2		10,3		31%
79/80		05-mars-80		105		35,15		89,05		39%
80/81		29-déc-80		105		26,7		57,9		46%
81/82		05-mars-82		0.016		4,45		5,65		79%
82/83		23-déc-82		2.38		14,2		19		75%
83/84		04-janv-84		23		1,65		27,65		6%
84/85		10-nov-84		6.8		3,5		15,75		22%
85/86		09-févr-86		72		22,5		41		55%
86/87		18-nov-86		42.3		14		43		33%
87/88		01-oct-87		10		7,35		9,7		76%
88/89	20-mars-89	20-mars-89	12,72	22.35	1.8	5,9	8.94	19,6	20%	30%
89/90	14-janv.-90	04-janv-90	11,08	14.55	0.41	4	6.26	36,25	7%	11%
90/91	14-mars-91	08-nov-90	80	5.2	9	1,65	13.2	22	68%	8%
91/92	4-mai-92	15- mai-92	9,99	6.52	0.58	5,2	7.44	13,2	8%	39%
92/93	6-mai-93	06-mai-93	9,37	17.8	4.71	5,85	9.04	10,35	52%	57%
93/94	20-janv.-94	19-janv-94	9,35	3.06	2.9	6,55	11.48	15,6	25%	42%
94/95	13-mars-95	21-mars-95	16,8	4.03	6.5	0,185	13.11	29,6	49%	1%
95/96	8-mars-96	12-janv-96	23,2	4.56	1.29	13,75	18.65	15,3	7%	90%
96/97	9-avr.-97	11-sep-96	42,02	2.46	5.64	0,45	19.45	13,4	29%	3%
97/98	29-mars-98	03-mai-98	10,87	9.05	1.61	31,85	10.55	43	15%	74%
98/99	18-janv.-99	16-mars-99	12,1	9.6	2.6	12,1	11.65	30,3	22%	40%
99/00	24-mai-00	24-mai-00	7,97	3.24	0.54	0,085	5.74	7,4	9%	1%
00/01	23-oct.-00	28-févr-01	11,17	6.95	0.14	4,975	4.56	14,65	3%	34%

01/02	10-nov.-01	10-nov-01	15,02	94	1.35	8,05	6.8	8,4	20%	96%
02/03	8-oct.-02	18- févr-03	11,05	2.10	1.08	0,25	5.58	7,25	19%	3%
03/04	14-oct.-03	11- nov-03	9,82	47	1.46	1,35	7.05	12,35	21%	11%
04/05	5-mars-05	10- févr-05	2,05	0.93	0.81	0,05	4.06	6,7	20%	1%

A : Date de la crue, B : Débit maximal instantané en (m^3/s), C : Volume total écoulé pendant la crue en (Hm^3), D : Volume total écoulé pour une année en (Hm^3), E : (%) du volume de la crue par rapport au volume annuel.

5) *Conclusion*

L'étude hydroclimatique de la zone d'étude révèle que les deux bassins sont sujets à une variabilité irrégulière de la pluviométrie annuelle ces quarante dernières années avec une tendance à la baisse d'environ 1 à 2 mm par an depuis les années 1980. Le test d'homogénéité appliqué aux séries pluviométriques indique une baisse du cumul du SPI depuis 1975 d'où un déficit pluviométrique en hausse dans les deux bassins. Ceci a eu une répercussion sur les apports liquides qui ont été marqués par cette période de sécheresse avec une réduction de l'ordre de 4 à 7% par rapport à la moyenne. La répartition saisonnière des pluies met en évidence une saison humide qui s'étale de novembre à mai avec des écoulements atteignant leur maximum au mois de mars.

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

CHAPITRE : VI Etude Du Transport Solide Dans Les deux cours d'eau

1) Introduction

Le transport des sédiments dans un cours d'eau bien défini est régi par des relations plutôt compliquées entre l'hydrodynamique de l'écoulement et les caractéristiques des sédiments. Dans les limites physiques du lit du cours d'eau, il y a également une interaction qui se manifeste entre ces composants de base, l'eau et les sédiments, par les formes du lit, les pertes de charges, les turbulences dues aux affouillements localisés et la morphologie du cours d'eau (Bogardi, 1974 ; Graf, 1971 ; Shen, 1971). Devant la complexité des nombreuses variables impliquées dans les processus d'érosion au sein des bassins versants (variables climatiques, géomorphologiques et hydrosédimentologiques), de nombreuses formules de transport solide sont alors apparues pour prédire les modifications des cours d'eau. Les équations et variables communément proposées et utilisées comme outil de prédiction pour décrire l'érosion, le transport ou le dépôt de sédiments dans le réseau de drainage sont similaires à ceux qui se développent dans les cours d'eau et rivières (Cerdan, 2001). Ces équations prédisant les changements dus aux forces érosives sont très généralement désignées par l'expression : "équations de transport de fond" (UNESCO, 1986). La plus ancienne d'entre elles est celle de Du Boys (1879), utilisant la contrainte de cisaillement. suivie par les équations de nombreux chercheurs dont une développée par Einstein (1950) parmi celles qui font le plus appel aux méthodes statistiques. Ces formules font appel à un ensemble d'informations sur les caractéristiques hydrauliques du cours d'eau telles que la largeur, la profondeur, la pente, la température de l'eau et la vitesse de l'écoulement, et sur les caractéristiques des sédiments telles que la répartition granulométrique des matériaux du lit. Le type de données disponibles est très souvent déterminant pour choisir une équation convenable. Le prélèvement d'échantillons des matériaux du lit nécessite l'intervention d'un spécialiste familiarisé avec l'emploi des formules de transport solide. Certaines équations comme celle d'Einstein (1950) calculent le transport solide pour chaque taille de grains, tandis que d'autres comme celle de Engelund et Hansen (1967) fournissent le mouvement des sédiments en fonction du diamètre moyen. Par ailleurs, il est important de souligner que lorsqu'on utilise des équations de transport solide le calcul fournit la capacité potentielle de transport du cours d'eau ou sa compétence. Toutes ces considérations ci-dessus sur l'utilisation des formules de calcul du transport solide seront abordées brièvement dans ce chapitre.

A l'échelle du bassin versant dans les pays maghrébins, c'est essentiellement par la mesure des flux de matières en suspension dans le cours d'eau qui transitent à l'exutoire en un temps donné que l'on parvient à mieux quantifier le transport solide. Cette charge solide résulte d'un grand nombre de phénomènes de mise en mouvement, de dépôt, et de reprise des sédiments qui se font sur les versants ou au niveau des berges et du lit des cours d'eau. Cette quantification contrairement à celle prédite par les méthodes empiriques, nécessite d'effectuer des prélèvements de concentrations en continu, événementielle ou ponctuelle dans le temps. Cette opération est difficile à réaliser en Algérie du fait que l'intervalle de temps séparant deux prises consécutives dépasse parfois les vingt quatre

(24) heures donnant des séries de concentrations-débits liquides lacunaires et parfois des mesures erronées (Achite et Ouillons, 2007; Ghénim, 2008). D'autre part, l'arrêt des stations de jaugeage d'un temps à l'autre ou l'absence de ce type de stations dans quelques oueds représente une contrainte à la collecte de données recherchées. Pour pallier à ce problème on a recours à la modélisation du transport solide en suspension qui s'articule dans la plus part des cas sur les méthodes dites de régression. Ce deuxième volet sera échafaudé en étudiant deux bassins versants du nord-ouest de l'Algérie où l'on expose une analyse critique des résultats de la quantification et de la modélisation.

2) Description physique du transport solide

Le transport solide est par définition la quantité de sédiments transportée par un écoulement. Le flux de sédiments qui atteint l'exutoire pendant un certain intervalle de temps d'observation est appelé production d'érosion du bassin versant. La meilleure méthode pour connaître la production d'érosion est la mesure du volume des sédiments en suspension et en charriage transités jusqu'à la station de mesures, mais cette méthode est chère et demande une longue période d'observations pour qu'on puisse en tirer des conclusions. En général, trois procédures sont disponibles pour évaluer la production d'érosion d'un bassin versant (Borges, 1993) :

- l'emploi des équations de prédiction tel que l'équation universelle de perte de sol (USLE).
 - l'adoption du taux de restitution de sédiments (rapport entre la production d'érosion mesurée à l'exutoire du bassin et l'érosion totale (perte en sols) qui a eu lieu sur les versants à l'amont de la station de mesures).
 - les mesures de la charge solide dans une section de contrôle ou de la sédimentation des réservoirs.
- Souvent, les équations de prédiction se basent sur des lois statistiques déterminées à partir des paramètres caractéristiques du bassin, comme par exemple: la pluie totale, l'intensité de pluie, le volume écoulé, le débit de pointe, la surface et la pente. Elles gardent un très fort caractère régional, ce qui rend difficile leur application à d'autres bassins versants.

Au sein du réseau hydrographique, le transport solide sera régi par deux propriétés à savoir : la compétence et la capacité du cours d'eau. Les sédiments seront transportés par le courant si celui-ci en est capable, sinon ils se déposeront pour constituer la partie affouillable du lit des rivières. Compte tenu des caractéristiques spécifiques des matériaux transportés appelés aussi charge solide ou débit solide et des caractéristiques de rugosité du lit, la possibilité de transport de la rivière, exprimée par exemple en tonnes par jour, dépend de la répartition des vitesses dans la section considérée, c'est-à-dire la plupart du temps du seul débit liquide (Roche, 1963). Cette possibilité est appelée capacité de transport solide; elle varie constamment d'amont en aval de la rivière, puisque la loi de répartition des vitesses n'est pas la même pour un débit donné à toutes les sections. Elle varie également dans le temps, à une section donnée, avec le débit liquide. Les modifications des lits des cours d'eau sont dépendantes du rapport entre la capacité de transport et la disponibilité des sédiments. Dans le cas d'un écoulement permanent, le bilan net entre le flux de matériaux érodés et le flux de dépôt est nul. Les formules de transport sont établies en général dans des conditions d'équilibre local et représentent la quantité maximale de sédiments que peut transporter l'écoulement, elles décrivent le mouvement des sédiments non-cohésifs d'une certaine granulométrie et font apparaître plusieurs paramètres, tels

que la masse spécifique du fluide, la masse spécifique du sédiment, la viscosité dynamique du fluide, la contrainte de cisaillement, le diamètre caractéristique du sédiment et la profondeur de l'eau (Recking, 2010).

3) Les différents modes de transport solide

Sous l'effet d'un flux liquide, les éléments constitutifs du lit sont susceptibles d'être déplacés au-dessus d'un seuil critique de mise en mouvement. Si l'on considère un lit plat au repos, constitué de sédiments homogènes non cohésifs, de taille uniformément représentée par un diamètre moyen D_{50} , il y a mise en mouvement des particules lorsque les forces déstabilisatrices (trainée et portance) deviennent supérieures aux forces stabilisatrices (poids immergé). Shields (1936), dans des conditions expérimentales bien précises, établit une courbe semi empirique reliant deux variables adimensionnelles : $\tau_{cr} = f(Re_{cr})$.

τ_{cr} : La contrainte de cisaillement au fond ou paramètre de Shields (*Shields stress*).

$$\tau_{cr} = \frac{\tau_0}{g(\rho_s - \rho)D_{50}} \quad (5.1)$$

Re_{cr} : Le nombre de Reynolds caractérisant l'écoulement sur le lit du canal.

$$Re_{cr} = \frac{u_{cr} * D_{50}}{\nu} \quad (5.2)$$

ρ_s et ρ sont les masses volumiques de la particule solide et du fluide ; $u_{cr} = \sqrt{\tau_0 / \rho}$ est la vitesse critique de frottement appliquée à la particule, ν la viscosité cinématique du fluide, D_{50} le diamètre médian (0.36-3.44 mm), g l'accélération de la pesanteur et $\tau_0 = \rho g R_h J_f$ est la tension de frottement appliquée par l'eau sur la particule, exprimée en fonction du poids de la particule, du rayon hydraulique R_h , et de la pente de l'écoulement, J_f .

Pour rendre l'utilisation du diagramme de Shields plus facile, Yalin (1972) propose d'éliminer la vitesse de frottement u_{cr} de l'axe des abscisses en introduisant le diamètre adimensionnel des particules D^* qui se définit comme : $D^* = D_{50} [g(s-1)/\nu^2]^{1/3}$ avec $s = \rho_s / \rho$

Guo (1990) a résumé la courbe de Shield-Yalin par la relation suivante :

$$\tau_{cr} = \frac{0.23}{D^*} + \left[1 - \exp\left(-\frac{(D^*)^{0.85}}{23}\right) \right] \quad (5.3)$$

Le critère de Shields permet ainsi de calculer le frottement critique de cisaillement dans le cas d'un écoulement permanent, sur fond plat horizontal, au-dessus duquel on a un début d'entraînement des sédiments.

On distingue différents modes de transport suivant la valeur du frottement exercé par l'écoulement :

Le charriage désigne le transport sur le fond d'éléments non cohésifs. L'effet des forces hydrodynamiques exercées par l'écoulement d'eau se traduit sur les particules par un mouvement de roulement, de glissement, ou de saltation (petits sauts successifs). Le transport par charriage est dominant pour des particules relativement grossières (sables, gravier, galets et blocs) et des frottements modérés. En général, le lit devient instable et le transport par charriage se manifeste

par la présence de formes de fond (2D, devenant 3D) dont les dimensions augmentent lorsque l'écoulement s'intensifie (Villaret, 2003). On passe d'un régime de rides à l'apparition de dunes, puis pour des écoulements très intenses, les formes de fond disparaissent à nouveau.

Pour le deuxième type de transport il s'agit de la mise en suspension des particules fines. Au fur et à mesure que la vitesse du courant s'accroît dans un cours d'eau, l'intensité de la turbulence et l'épaisseur de la couche turbulente s'accroissent également. On arrive finalement à un stade où les particules en saltation atteignent une hauteur au-dessus du fond où les forces ascensionnelles fluctuantes dues à la turbulence dépassent le poids des particules. Il s'agit de particules fines (argiles, colloïdes et quelquefois de silts limons, sables fins) qui se déplacent sur de grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval. Un des critères usuels pour définir les conditions dans lesquelles se produit un transport en suspension est le paramètre limite de mobilité défini comme étant le rapport entre les forces de cisaillement et les forces de gravité (White et al., 1978). Einstein (1944) donne une limite plus restrictive à savoir $v^* > 0,85w$ où v^* est la vitesse d'arrachement et w la vitesse de chute d'une particule.

La distinction charriage/suspension est souvent arbitraire et les différents modes de transport coexistent sur l'ensemble de la colonne d'eau. (Graf, 1971) a donné quelques valeurs indicatives, permettant de délimiter les deux modes de transport. Ces valeurs utilisent le rapport entre la vitesse de l'écoulement (V) sur le lit du cours d'eau, et la vitesse (W) de chute des particules au repos.

$V/W > 0,10$: Début de transport par charriage ; $V/W > 0,40$: Début de transport en suspension.

4) Les formules du transport solide en charriage, en suspension et total

L'insuffisance de données de mesures pour évaluer surtout le transport en charriage a contraint plusieurs chercheurs ces cent dernières années la mise au point de beaucoup de méthodes fondées à la fois sur des résultats expérimentaux et une explication théorique.

La plupart des formules en variables adimensionnelles utilisées pour le calcul du charriage ont été développées suivant trois approches différentes : soit basée sur les forces de frottement sur le lit du canal (Meyer-Peter et Mueller, 1948 ; Englund et Hansen, 1967), soit en utilisant des relations débits liquide-débit solide (Sogreah, 1991), ou encore sur des considérations statistiques concernant les forces hydrodynamiques et les vitesses d'écoulement (Einstein, 1950). Le tableau 10 ci-dessous résume les équations de calcul :

Tableau 12. Principales caractéristiques des formules de transport solide par charriage (d'après Recking, 2010).

Formule	Calculs intermédiaires	Données nécessaires	Conditions expérimentales et domaine de validité	Auteurs
$q_v = 8 \sqrt{g(s-1)D_{50}^3} \left[\left(\frac{K}{K'} \right)^{3/2} \theta - 0.047 \right]^{3/2}$	θ, K, K'	$U, R, D_{50}, D_{90}, S, L$	Données de laboratoire 0.4<S<2.4%, 0.4<D<29mm	[Meyer-Peter et Mueller, 1948]
$q_v = \frac{0.1}{f} \sqrt{g(s-1)D_{50}^3} \theta^{5/2}$ <p>Le facteur de rugosité f étant défini par $f = 2gRS/U^2$</p>	θ, f	R, U, D_{50}, S, L	Transport total (charriage + suspension) Laboratoire, lit à sable, transport important, lits plats et dunes, 0.15<D<1.6mm, Pentes faibles	[Engelund et Hansen, 1967]
$Q_{vapparent} = Q4.45 \left(\frac{D_{90}}{D_{30}} \right)^{0.2} \frac{S^{1.5}}{s} \left[1 - \left(\frac{Q_{cr}}{Q} \right)^{0.375} \right]$ $Q_{cr} = 0.0776 \sqrt{gD_m^5} \frac{(s-1)^{8/3}}{S^{13/6}} (1-1.2S)^{8/3}$	Q_{cr}	$Q, D_{30}, D_{50}, D_{90}, S, L$	Ajustement données de Laboratoire, à partir de la formule de Smart et Jaeggi avec l'hypothèse L/H=18, 0.25<S<20%	[Sogreah, 1991]
$q_v = \sqrt{g(s-1)D^3} \left[\sqrt{\frac{36v^2}{g(s-1)D^3}} - \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{g(s-1)D^3}} \right] f(\theta)$ <p>$f(\theta) = 2.15e^{-0.391/\theta}$ si $\theta < 0.18$ $f(\theta) = 40\theta^3$ si $\theta > 0.18$</p>	θ	R, D_{50}, S	Laboratoire, sables et graviers 0.3<D<29mm	[Einstein, 1950]

g : pesanteur, S : pente du lit, s : Densité relative $s = \rho_s / \rho$, K : Coefficient de résistance de Strickler de l'écoulement, K' : Coefficient de résistance de Strickler pour les grains défini par $K' = 26/D_{90}^{1/6}$,

θ : Paramètre de Shields $\theta = \frac{\tau_0}{g(\rho_s - \rho)D}$, f : Coefficient de frottement de Darcy Weisbach, Q : débit,

q_v : Débit solide volumique unitaire ($= Q_s / [\rho_s W]$), D_m : Diamètre moyen arithmétique = $\Sigma(diPi) / P$ (di diamètre, Pi poids), ν la viscosité cinématique du fluide, L : Largeur du lit ou du canal, R : Rayon hydraulique, U : Vitesse moyenne.

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

Le taux de transport en suspension Q_s est égal, par définition, au flux de concentration intégré sur la verticale, depuis $z=a$, a étant la hauteur de la sous-couche de charriage, jusqu'à $z=h$, la surface libre :

$$Q_s = \int_a^h C U dz \tag{5.4}$$

C étant la concentration volumique des sédiments en suspension et U la vitesse moyenne.

Moyennant certaines hypothèses, il est possible d'exprimer Q_s de manière analytique en faisant intervenir en particulier le nombre de Rouse Z (Rouse, 1937), défini comme le rapport entre la vitesse de chute (W_s) et la diffusivité turbulente (Ku_*) : K étant la constante de Karman et u_* : la vitesse de frottement.

Pour une estimation directe du transport solide total sans distinction entre les deux modes de transport (charriage et suspension), certains travaux ont proposé des formules qui sont établis selon certaines considérations fonction de paramètres de l'écoulement et les caractéristiques des sédiments. On citera à titre d'exemple deux formules :

Formule d'Engelund et Hansen (1967) :

$$Q_s = 0.05 \rho_s g U^2 \sqrt{\left[\frac{\tau_{cr}}{g(\rho_s - \rho)} \right]^{3/2} \frac{D_{90}}{g(S-1)}} \quad (5.5)$$

Q_s : débit solide total en volume par unité de temps et de largeur.

ρ_s : masse volumique de la matière solide transportée

- U : vitesse moyenne de l'écoulement

- D_{90} : diamètre d'un grain, 90% sur la courbe granulométrique

- S : densité des particules solides

- τ_{cr} : contrainte critique de Shields

Cette formule a été validée sur des mesures de terrain et de laboratoire sur un canal de 50 m de long et de 2.40 m de large et de D_{50} entre 0.19 et 93 mm.

Formule de Karim et Kennedy (1981, 1990) :

Karim et Kennedy (1990) ont suggéré une nouvelle formule de transport solide total sous la forme :

$$\frac{q_t}{\sqrt{g(s-1)D_{50}^3}} = 0.00151 \left[\frac{U}{\sqrt{g(s-1)D_{50}}} \right]^{3.369} \left[\frac{U_* - U_{*cr}}{\sqrt{g(s-1)D_{50}}} \right]^{0.84} \quad (5.6)$$

q_t : débit volumique unitaire (par unité de poids) des sédiments.

5) Quantification du transport solide en suspension

La quantification du transport solide peut s'opérer de deux manières à savoir : Les mesures directes ou les équations universelles. Ces dernières sont issues de méthodes empiriques qui exigent un grand nombre de paramètres physiques ou hydrologiques spécifiques du bassin d'étude et qui sont souvent sujet à des critiques qui limitent leur utilisation et leur interpolation à d'autres bassins versants. Pour expliquer les processus qui conditionnent le transfert des sédiments, plusieurs auteurs dans le monde ont utilisé la méthode directe d'estimation basée sur l'analyse de l'évolution de la charge solide en suspension en fonction des débits liquides (Ludwig et Probst, 1998; Walling et Fang, 2003; Hudson, 2003). Nous détaillerons cette démarche à nos deux bassins d'étude.

Les mesures directes sont en effet basées sur le recueil des valeurs instantanées des débits liquides Q_L (m^3/s) et celles des concentrations des sédiments en suspension C_s (g/l) correspondantes. La fourniture de ses données est du ressort de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (A.N.R.H). Ces mesures sont effectuées au niveau de la station hydrométrique de contrôle des bassins versants. Le débit liquide est calculé après lecture de la hauteur d'eau sur une échelle limnimétrique posée sur la rive de l'oued et à l'aide de la courbe de tarage adéquate (régulièrement contrôlée et actualisée). La charge solide en suspension obtenue à partir d'échantillons d'eau prélevés dans la

section mouillée sur la rive de l'oued au moyen d'un conteneur de (50 cl). La boue recueillie sur un papier filtre est pesée après séchage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélevé. Ce qui établit la concentration C_s donnée en (g/l).

La fréquence des prélèvements dépend de la variation de la hauteur d'eau. Cette fréquence s'effectue chaque heure en période de crue. Dans le cas où la crue est importante c.-à-d., la variation de la hauteur d'eau est rapide, la fréquence de prélèvement augmente jusqu'à trente (30) minutes. En effet la règle adoptée est de procéder à un ou deux prélèvements par 24 heures en période normale et avec une fréquence plus grande (observation toutes les 15 ou 30 minutes par exemple) lors des crues (Fournier, 1960 ; Touat, 1989). Le débit solide en suspension est donné par la formule suivante: $Q_{ss} = C_s \cdot Q_L$. Toutefois, il est à noter le caractère approché de cette méthode dans le calcul de l'apport solide en suspension car la fiabilité des prélèvements d'échantillons à travers la section du cours d'eau est mise en cause. En effet, la concentration des sédiments varie le long d'une section de mesure, du fond du cours d'eau vers la surface et d'un instant à l'autre (Molinier 1979 ; Olivry, 1989).

Le flux annuel des matières solides A_s (tonne) en suspension exporté par l'oued est donné par :

$$A_s = \sum_{j=0}^N \frac{[(Q_{j+1} \cdot C_{s_{j+1}}) + (Q_j \cdot C_{s_j})]}{2} \cdot (t_{j+1} - t_j) \quad (5.7)$$

Où : (C_{s_j}) et $(C_{s_{j+1}})$: sont les concentrations relevées aux instants (t_j) et (t_{j+1}) correspondant respectivement aux débits liquide (Q_j) et (Q_{j+1}) ; N est le nombre de prélèvements effectués sur l'année considérée; $(t_{j+1} - t_j)$ est le pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs. De même, l'apport liquide annuel A_L (m^3), engendrant le flux A_s est calculé par la formule:

$$A_L = \sum_{j=0}^N \frac{(Q_{j+1} + Q_j)}{2} \cdot (t_{j+1} - t_j) \quad (5.8)$$

a) Résultats et discussions

i Variabilité annuelle des apports liquides et solides

Les variations interannuelles des apports liquides et solides ont connu une irrégularité importante durant les périodes d'observation relatives aux deux bassins d'étude. Le bassin d'oued Boukiou enregistre un apport annuel moyen de 33.36 Hm³ durant la période allant de 1972/73 à 2004/05, correspondant à une dégradation spécifique moyenne de 437 t/km²/an. Dans ce bassin, les concentrations annuelles des sédiments en suspension sont en majorités comprises entre 0,02 et 24g/l. Les plus fortes concentrations ne sont pas nécessairement mesurées durant les années de forte hydraulité. A titre d'exemple l'année 1987/88, avec un apport liquide moyen égal au tiers de la moyenne interannuelle, enregistre la concentration la plus élevée de la série de l'ordre de 24.18 g/l soit dix fois la moyenne interannuelle.

L'apport liquide moyen annuel véhiculé par l'oued Boumessaoud a été évalué à 7,95 Hm³, il a engendré un apport solide moyen de 23851 tonnes soit une dégradation spécifique de 518 t/km²/an. Les dégradations spécifiques ont subi une irrégularité importante ($C_v = 0,79$), cela est due à la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Avec une concentration moyenne annuelle de 6,7 g/l, l'année 90/91 a été celle qui a charrié le plus grand apport solide de toute la série d'étude (fig. 21), soit 20 % de la charge globale. La dégradation spécifique est de 1550 t/km²/an, soit trois fois la valeur moyenne annuelle de la période (sept 88- août 04). En effet durant cette année hydrologique la crue

survenue le 14/03/1991 a été la plus exceptionnelle avec un débit spécifique de pointe atteignant $1,74 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ et un débit solide correspondant de $0.025 \text{ t}/\text{s}/\text{km}^2$. Elle a drainé à elle seule un apport liquide considérable de 9 Hm^3 représentant 68 % du volume global écoulé la même année. L'apport solide engendré lors de cet événement était de 70660 tonnes soit une contribution de 95% du flux total annuel en sédiments. Toutefois il est à noter que l'année hydrologique 94/95 jugée par son apport liquide considérable soit $13,10 \text{ Hm}^3$, a enregistré un faible apport solide soit une contribution de l'ordre de 2%. Ce résultat semble être dû à un ensemble de facteurs hydroclimatiques qui génèrent l'effet érosif des crues ainsi que leur période d'occurrence.

Les valeurs des dégradations spécifiques trouvées pour nos deux bassins sont proches de celles estimées par beaucoup d'auteurs qui ont travaillé sur des bassins de la région sud de la méditerranée en l'occurrence des taux d'érosion allant de 269 à $2569 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$ proposés pour le Maghreb par Heusch et Millies-Lacroix (1971), des valeurs aussi de dégradations variant de 240 à $5900 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$ (Lahlou, 1994) au niveau des bassins du Maroc, ou bien encore des estimations entre 165 et $450 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$ sur les bassins du Mouillah, de Sebdou, de l'Isser et de Sikak de l'ouest algérien (Bouanani, 2004).

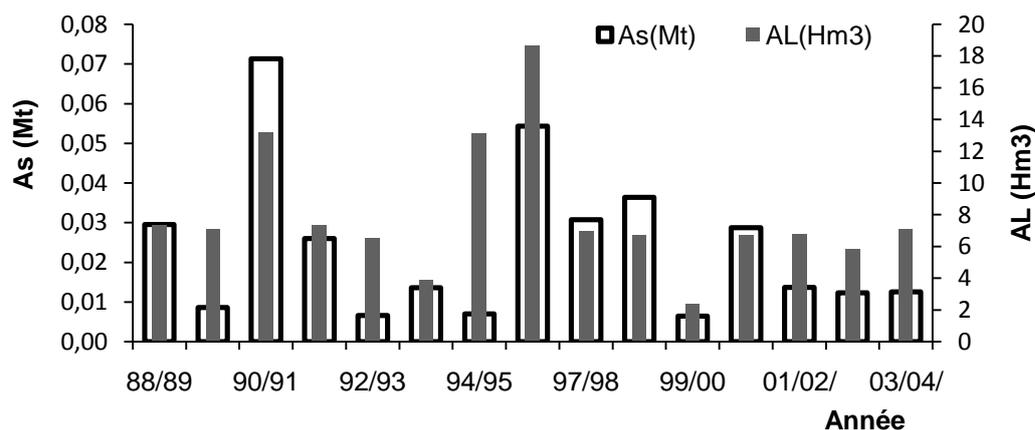


Figure 21. Variation interannuelle des apports liquides (AL) et solides (As) de l'oued Boumessaoud, station d'Henaya, (période 1988/89-2003/04)

b) Variabilité intra-annuelle des apports liquides et solides

Les variations des apports liquides moyens mensuels et les charges solides en suspension qui leur correspondent, donnent un aperçu quant à la tendance globale de la susceptibilité du bassin versant à la production des sédiments. Au printemps, la charge en suspension n'augmente pas proportionnellement avec les apports en eau, si bien que le flux saisonnier reste inférieur à celui mesuré en automne malgré une hausse très significative des écoulements dans le cours d'eau. En effet, pour l'Oued Boukiou, bien que les apports en eau soient relativement importants au printemps, avec une contribution annuelle de 40%, ils n'ont transporté que 31% de la charge solide annuelle alors qu'à l'automne 40% des apports solides ont été charriés par seulement 20% des écoulements annuels moyens (fig.22).

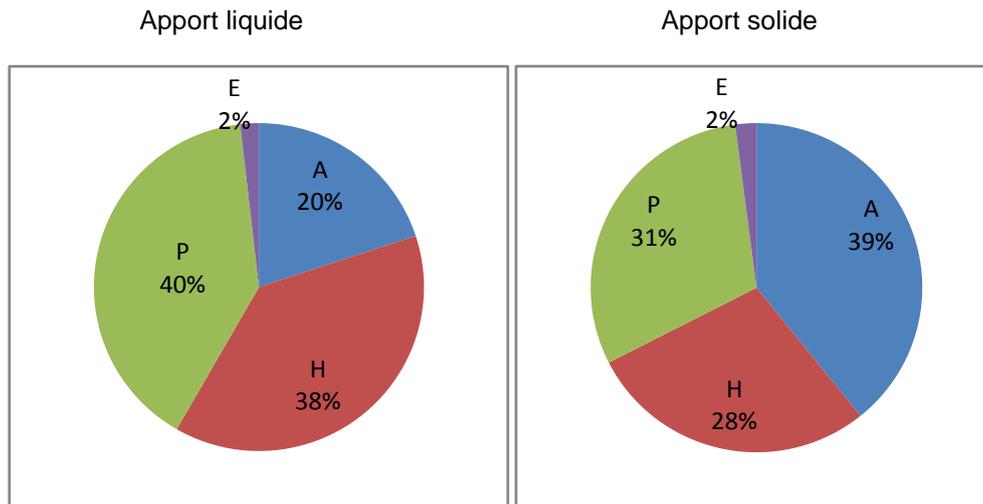


Figure 22. Contribution des apports liquides et solides moyens suivant les différentes saisons, bassin versant de l'Oued Boukiou, station Benchouchi : (septembre 1972/73– août 2004/05).

Deux phases sont à distinguer : une phase de grande mobilisation et entrainement de sédiments qui s'étale du mois d'octobre au mois de mai soit une contribution qui s'élève à 96% de la charge moyenne annuelle (**fig.23**). Une autre phase pauvre en perte en terre durant la saison estivale chaude et sèche dont les effets hydromorphologiques et climatiques se prolongent jusqu'au mois de septembre. En effet dans la première phase on enregistre une pluviométrie importante durant l'hiver et le printemps, d'autre part les coefficients mensuels de débits (rapport du débit moyen mensuel au module interannuel de la période considérée (cmd)) et les coefficients d'écoulements (rapport entre la lame d'eau écoulée et la hauteur d'eau précipitée correspondante dans le bassin en mm (C_e)) sont élevés plus particulièrement au mois d'octobre et mars avec respectivement 1,19 et 2,96 pour le cmd ainsi que 45% et 64 % pour le C_e .

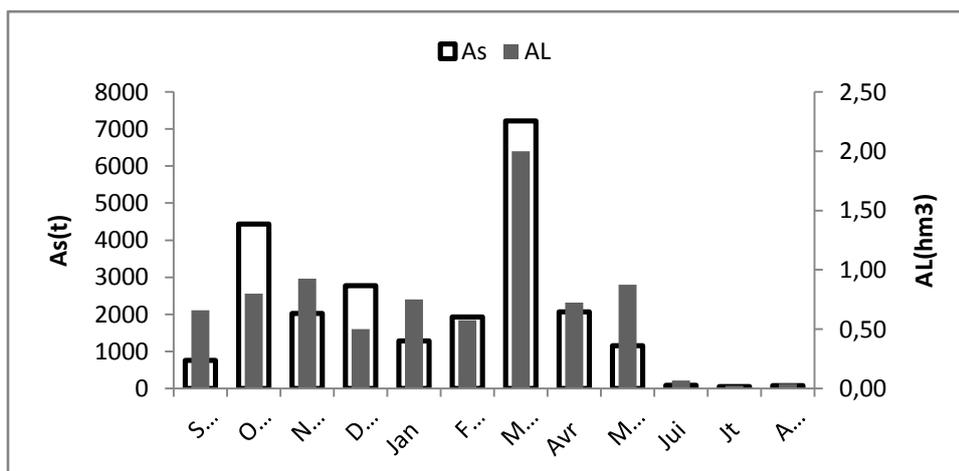


Figure 23. Variabilité mensuelle des apports liquides et solides dans l'oued Boumessaoud : station d'Henaya (1988-2004).

Dans le bassin d'oued Boumessaoud, le printemps est la première saison de l'érosion (**Fig. 24**) avec un apport solide de 10000 tonnes soit 43% de la charge globale, pour un apport liquide aussi important de 3,6 Hm³ soit 45% du volume total annuel écoulé. Les sapements des berges et des différents mouvements de masse des bas-versants qui atteignent les limites de liquidité en fin de printemps en sont la principale cause. En effet les pluies du printemps assez abondantes survenues après un hiver assez pluvieux et froid avec une succession de gels et dégels favorisant la déstabilisation de la structure du sol le rendant plus vulnérable à l'érosion, trouvent un sol meuble et déclenchent alors des écoulements fortement chargés. La succession des crues générées durant cette période de l'année ont charrié la quasi-totalité des sédiments en suspension soit une contribution de 97%. L'automne avec 30% de transport solide, l'impact des crues a été considérable totalisant une part de 71% du flux de sédiments transportés durant cette saison. Les quantités de sédiments évacuées par l'écoulement à ce moment de l'année sont influencées par les phénomènes de glaçage et de splash provoqués par les premières averses violentes de l'automne. Les crues qui surviennent en hiver n'ont pas un impact érosif comparable à celui des deux autres saisons, cela s'explique par le fait que des quantités importantes de particules solides ont été transportées par les premières crues d'automne (Achite & Meddi, 2005 ; Stephen, 2000), en revanche elle contribuent beaucoup plus à la reconstitution des nappes aquifères et participent au soutien des écoulements de surface jusqu'au mois de juin. L'été reste une saison sèche avec un transport quasi nul (environ 1% du flux global annuel).

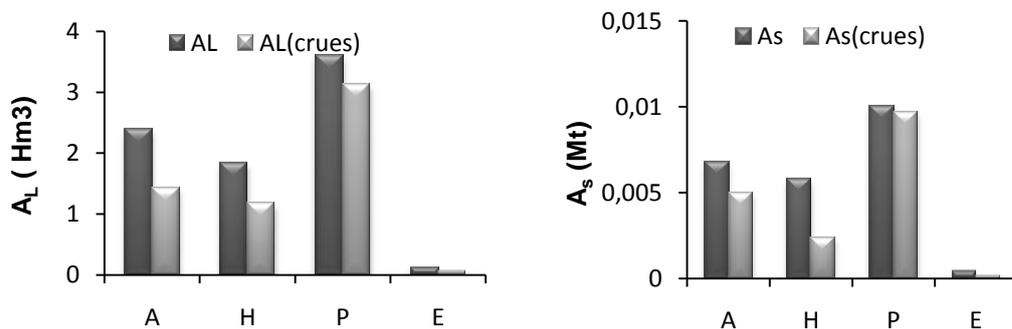


Figure 24. Apports saisonniers de l'oued Boumessaoud (88/89 – 03/04) : (a) Apports liquides (A_L) ; (b) Apports solides (A_s).

6) Quantification du caractère épisodique du transport solide en suspension

Dans le but de mettre en évidence le caractère épisodique du transport en suspension, on s'est intéressé aux courbes des flux cumulés liquides et solides sur la période d'étude (1972/73-2004/05) relative au bassin versant oued Boukiou. Ces courbes présentent une forme caractéristique en relief avec une pente régulière surtout pour les apports liquides. Le flux solide cumulé a une progression très irrégulière d'une année à une autre, il augmente brutalement durant certaines périodes de l'observation pour atteindre un nouveau palier. Ces augmentations soudaines des flux cumulés sont directement liées aux crues qui peuvent transporter des quantités importantes de sédiments en très peu de temps. On distingue clairement que la décennie 1978/79-1989/90 marque bien le palier le plus

productif en charge solide (**fig. 25**). Les événements suivants sont ceux qui ont contribué de manière très importante au cumultotal : le 21 et 22 octobre 1979, 27125 tonnes de sédiments ont transité à la station Benchouachi avec des pics de concentrations s'élevant à 145g/l, 80000 tonnes le 20/12/1979, 225000 tonnes le 3/10/1987 avec des concentrations dépassant 170g/l. La courbe cumulée des flux solides charriés en période de crues montre que quatre années hydrologiques ont connu les forts apports solides des crues soit les années 1974/75, 1979/80, 1987/88, 1997/98 avec des valeurs de 129720 t, 98900 t, 225700 t, 58350 t respectivement, ce qui représente environ 48.45% des $1.056 \cdot 10^6$ t du cumul solide de toutes les crues durant 33 années d'observation.

Ces exemples montrent bien l'importance que peuvent prendre quelques événements majeurs de transport en suspension dans le bilan sédimentaire de l'Oued Boukiou. Le reste des sédiments provient d'autres crues, moins violentes mais plus fréquentes. On peut également remarquer l'impact des crues sur les apports liquides cumulés, leur forme en escalier est moins marquée que pour le transport solide en suspension. Les volumes d'eau augmentent plus régulièrement, y compris en dehors des périodes de crues et les paliers sont moins nets. 33% des apports liquides cumulés liés aux crues ont fait transiter 63% des cumuls solides annuels.

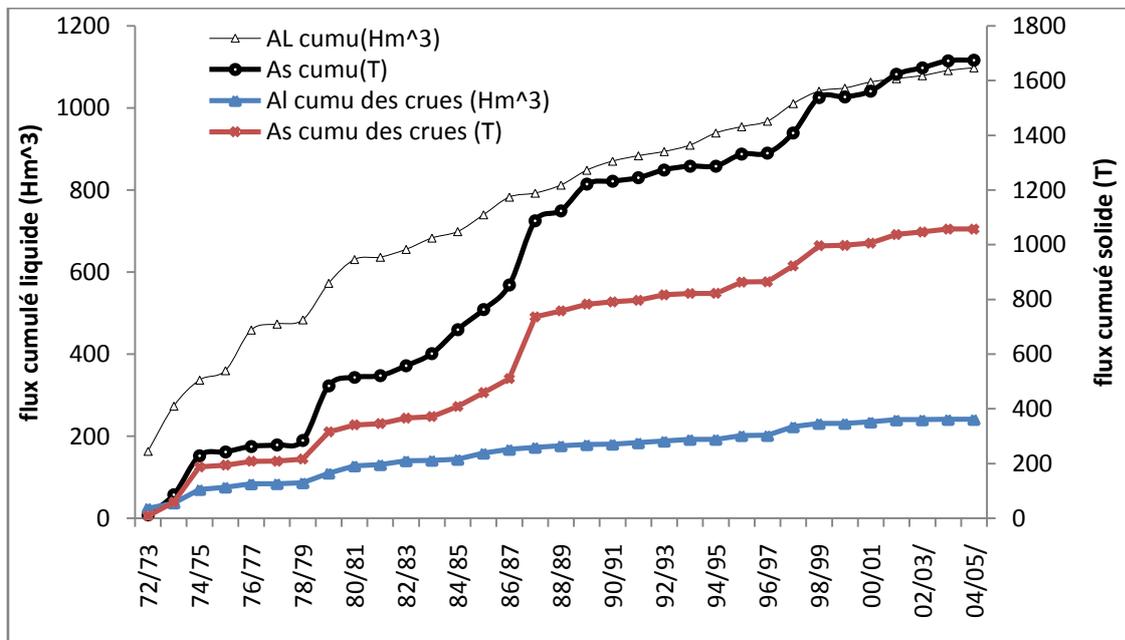


Figure 25. Evolution du flux de sédiments et des volumes d'eau annuels cumulés à l'oued Boukiou :station Benchouachi (1972–2005).

En calculant la distribution statistique empirique des flux solides instantanés sur la période d'étude, on peut définir le 50ème et le 95ème centile de leur distribution, c'est-à-dire le flux de sédiments non dépassé pendant 50% et 95% du temps. Les flux sont inférieurs à 10 t sur 50% de la période de mesure. En revanche, pendant 5% du temps, soit environ 18 jours par an, ils sont supérieurs à 2000t. Un rapport de plus de 200 est donc observé entre les flux non dépassés pendant plus de 50% du temps et les flux solides véhiculés au cours des événements de fort transport. Ces derniers sont peu

fréquents au cours de l'année et sont répartis sur des périodes où surviennent les pluies les plus intenses mais les apports solides correspondants sont très importants (**Fig.26**).

Les courbes bi-féquences représentent le pourcentage du flux de sédiments qui transite en fonction du pourcentage du temps et du pourcentage des flux liquides. Ces courbes permettent de confirmer et de quantifier le caractère épisodique du transport solide en suspension à l'échelle du bassin versant étudié (**Fig. 27**). En effet, le temps nécessaire pour faire passer 50% du flux sédimentaire est inférieur à 0,055 %, ce qui représente moins de 7 jours de fort transport solide au cours de la période d'étude. Il faut en revanche 3,25% du temps, soit 392 jours (environ 12 j/an) pour faire transiter 90% du volume total de sédiments. Les sédiments sont transportés dans des volumes d'eau relativement peu importants. En effet, la moitié des flux sédimentaires sur la période de mesure est transportée par moins de 0.8% des volumes d'eau totaux écoulés, et 20% des flux d'eau sont nécessaires pour faire transiter 95% des sédiments. La figure 25 permet d'autre part de calculer les temps de transfert des flux liquides, ou pourcentage du temps qu'ils mettent pour s'écouler dans l'Oued Boukiou. Les durées nécessaires pour faire transiter 50% des flux liquides sont 15 fois supérieures à celles du transfert de 50% des sédiments. Ce qui dénote un écoulement des flux liquides plus régulier que celui des flux solides dans le bassin versant.

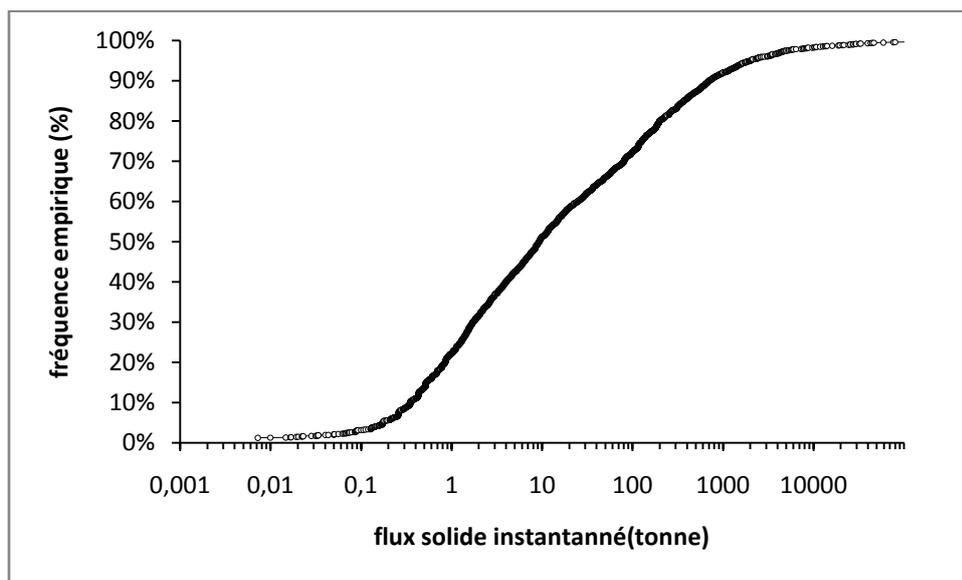


Figure 26. Fréquences cumulées empiriques des flux solides instantanés sur le bassin versant de l'Oued Boukiou (1972–2005).

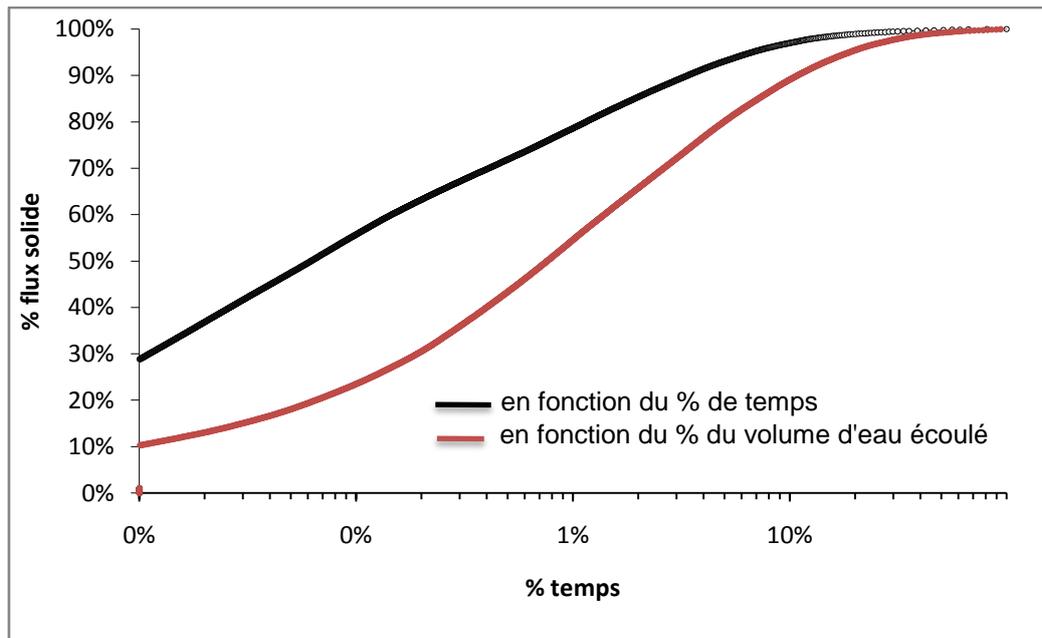


Figure 27. Courbes bi-fréquence pour le bassin versant de l'Oued Boukiou (1972–2005).

7) Modélisation Du Transport Solide

a) Introduction

Dans les régions arides et semi-arides, caractérisées par des précipitations relativement faibles et souvent à caractère torrentiel, les facteurs hydro-climatiques jouent un rôle primordial dans l'érosion des sols à l'échelle des versants. De nombreux travaux menés sur l'érosion en Algérie ont montré que les sols sont particulièrement sensibles au ruissellement et à l'érosion (Tixeront 1960, Demmak 1982, Meddi 1992, 1999, Roose *et al.* 1999, Chebbani *et al.* 1999, Terfous *et al.* 2001, Bouanani 2004, Achite *et al.* 2005, 2007, Meguenni et Remini 2008). Outre la grande sensibilité des roches à l'érosion, les fortes variations pluviométriques et hydrologiques, la présence d'un relief accidenté et la pauvreté de la végétation constituent des conditions favorables à l'entraînement et au transport des matériaux (Gartet *et al.* 2005). La majeure partie de l'exportation des matériaux solides est effectuée par les cours d'eau lors des crues. Le flux des matières en suspension transportées par les oueds atteint des valeurs très importantes. Pour comprendre le comportement des variables écoulement-concentration des sédiments en suspension durant ces événements exceptionnels diverses approches de modélisations ont été élaborées pour expliquer la relation qui existe entre le transport solide et d'autres paramètres physico-climatiques et hydrologiques (Zhang, 2004 ; Khanchoul, 2006 ; Kane et Julien, 2007 ; Zekai, 2014 ; Meddi, 2015). L'analyse du bilan qui régle le processus pluie–ruissellement–transport solide montre de bonnes relations, notamment entre la lame d'eau écoulée et la quantité de charge solide transportée (El Mahi *et al.*, 2012). D'autres modèles utilisent des indices statistiques dont l'indice de Fournier (Cemagref, 1982) ou celui d'Arnoldus (Arnoldus, 1978) pour définir l'érosivité des pluies et traduire le contraste saisonnier des précipitations. Ce contraste, très marqué dans la partie septentrionale algérienne, contribue fortement à accroître le pouvoir érosif des précipitations (Meguenni et Remini, 2008). Chaque fois qu'on se propose de modéliser l'érosion d'un bassin versant on doit avoir une idée des processus hydrologiques responsables de la transformation

pluie-débit, car si la première est responsable de la mise en disponibilité des sédiments, ce sont les deuxièmes qui se chargent de les transporter vers l'exutoire (Borges, 1993). A petite échelle (parcelle ou unité élémentaire), l'érosion est fortement liée à la pluie. Au fur et à mesure que l'écoulement cesse d'être diffus pour se concentrer en ruisseaux et canaux, le débit liquide devient un facteur important, car il agit sur les sédiments de manière à les mettre en mouvement. Ainsi, la connaissance de la production d'érosion d'un bassin versant, nous oblige à connaître les débits liquides instantanés ou, au minimum, le débit de pointe et le volume liquide écoulé.

b) Le modèle des courbes de transport sédimentaire

L'estimation à l'échelle temporelle et spatiale de l'apport solide d'un cours d'eau nécessite des mesures ponctuelles des concentrations des sédiments en suspension et des débits liquides. Cette opération est difficile à réaliser en Algérie du fait que l'intervalle de temps séparant deux prises consécutives dépasse parfois les vingt quatre (24) heures (Achite et Ouillons, 2007; Ghénim, 2008). D'autre part, l'arrêt des stations de jaugeage d'un temps à l'autre ou l'absence de ce type de stations dans quelques oueds représente une contrainte à la collecte de données recherchées. Tous ces problèmes nous donnent des séries de concentrations-débits liquides lacunaires et parfois des mesures erronées (Terfous et al., 2001; Bouanani, 2004; Achite et Mehdi, 2005). Dans ce contexte plusieurs chercheurs ont travaillé sur la modélisation du transport solide dans différents bassins à travers une relation reliant soit le débit solide au débit liquide (Q_s-Q_L) comme celles proposées par (Bouanani, 2004; Achite et Mehdi, 2005; Ghénim et al., 2007), soit la concentration au débit liquide (C_s-Q_L), telle que celles proposées par (Walling & Webb, 1981; Probst & Bazerbachi, 1986; Asselman, 2000; Ghénim, 2001; Terfous et al., 2001; Benkhaled et Remini, 2003; Megnounif et al., 2003; Achite et Mehdi, 2005; Ghénim et al., 2007).

La relation entre l'écoulement et le débit solide dépend en effet de plusieurs paramètres. S'il est difficile toutefois, d'établir une formule reliant les différentes variables, du moins peut-on, en utilisant les méthodes de corrélation, espérer établir une expression mathématique qui mette en évidence la relation entre ces deux phénomènes. C'est dans ce contexte que nous allons aborder dans ce chapitre, la modélisation par régression simple à différentes échelles temporelles du transport solide par des relations reliant le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q_L). Les modèles proposés tentent de prévenir la quantité des matières solides transportées par les cours d'eaux, combler les lacunes des séries de données au niveau des sites destinés à un aménagement et éventuellement prévoir le taux de l'envasement des barrages. Des diverses méthodes développées pour définir ces courbes de transport sédimentaire, les régressions de type puissance ($Q_s=aQ_L^b$) restent les plus courantes (Campbell et Bauder, 1940; Crawford, 1991). Cependant, le modèle proposé est de type « boîte noire » où il est difficile de donner des explications physiques aux paramètres empiriques a et b (Asselman, 2000; Rovira et al., 2006). Néanmoins, quelques corrélations ont été faites. Elles relient les paramètres a et b aux caractéristiques physiques et hydrauliques des bassins versants drainés.

(Heusch, 1970) a observé que la relation (Q_s-Q_L) n'est pas stable au cours de l'année hydrologique et que ces paramètres sont influencés par les changements saisonniers. La représentation de la variation de la charge solide par ce type de modèle devient faible suivant l'augmentation de la surface

du bassin (Touaibia, 2000). Selon Léopold et al. (1953), la valeur de b fluctue entre 1 et 2 et représente la puissance érosive du cours d'eau. Flemming (1969) montre que le paramètre a dépend de la taille des bassins versants et de la couverture végétale. Probst & Bazerbachi (1986) estiment que l'exposant b varie suivant les caractéristiques physiques et hydro-climatiques. Vanoni (1977) conclut que le paramètre a représente un indice d'érodabilité du sol, tandis que b exprime la surface de drainage en période de crue. D'après Probst (1986), la valeur de b varie très peu d'un cycle hydrologique à un autre et représente un indice de la sévérité de l'érosion sur les versants. Terfous et al. (2001) montrent que les paramètres a et b varient suivant les saisons. (Benkhaled & Remini, 2003), montrent que pour les zones semi-arides, le paramètre a exprime d'une manière générale l'état du sol d'un bassin et son degré de saturation. Les auteurs ont constaté qu'il y a une très forte relation entre a et l'hydraulicité notamment pour les années sèches. En particulier, la relation entre le paramètre a et les pluies moyennes mensuelles est très bonne. Les faibles valeurs de a signifient un état de saturation du sol. L'utilisation de ce modèle a fait l'objet d'un certain nombre de critiques. En effet la courbe d'estimation peut significativement surestimer ou sous-estimer le flux de la charge solide en suspension (Horowitz, 2003).

L'intérêt qu'a suscité l'utilisation d'un tel modèle, notamment pour le contrôle du flux sédimentaire dans les cours d'eau non jaugés, a contraint plusieurs chercheurs d'améliorer la courbe d'estimation par des approches stochastiques (Megnounif, 2007). On introduit dans le modèle des coefficients correcteurs (Duan, 1983 ; Ferguson 1986, Asselman, 2000). (Ferguson, 1986) a démontré que le modèle peut sous-estimer le débit solide jusqu'à 50%. L'auteur propose un facteur correctif basé sur des considérations statistiques. D'autres études, proposent des modèles séparés pour chaque saison (Walling & Webb, 1983 ; Mossa 1996 ; Tefous et al., 2001, Khanchoul, 2006). Alors que quelques auteurs, concluent qu'il n'y a pas de relations empiriques entre le flux de la charge solide en suspension et le débit liquide (Rovira & Batalla, 2006).

Dans la présente étude, une analyse détaillée aborde les sources d'erreurs potentielles, qui entachent l'utilisation du modèle, dans l'estimation des apports solides en suspension. L'approche utilisée est du type déterministe et utilise des modèles régressifs simples dont l'objectif est de trouver une ou plusieurs relations entre le débit solide et le débit liquide.

c) Analyse des résultats et discussions

Le tableau 13 résume les différents modèles statistiques retenus pour chaque groupement de données. Le choix du modèle est basé sur la valeur la plus élevée du coefficient de corrélation R qui mesure l'éloignement des points expérimentaux de la droite de régression. Ce coefficient est calculé par la méthode des moindres carrés en faisant optimiser la somme des carrés des résidus (Bois et Obled, 2007). En outre un coefficient de corrélation R assez élevé, signifie que, dans les bassins d'étude, le modèle en puissance est représentatif pour la relation : débit solide - débit liquide, mais pas le plus adapté pour l'estimation du transport solide en raison des erreurs qu'il induit. En effet, l'utilisation de la fonction puissance ne s'est pas révélée être la plus pertinente pour décrire les relations $Q_s = f(Q_L)$. Différents auteurs ont montré que la relation concentration-débit pour les valeurs extrêmes pouvait être différentes selon les épisodes (Wood 1977, Meybeck et al. 2003, Coynel 2005,

Moatar *et al.* 2007), et c'est pourquoinous analyserons dans la section suivanteci-dessous la relationconcentration/débit pour différents épisodes de crue.

Une première observation (**Fig.28, a**) laisse découvrir qu'à de faibles débits liquides (moins de 0,5 m³/s) peuvent être associés des débits solidesassez importants (près de 10 kg/s) déclenchés surement suite à des orages violents.La dispersion des points trouve des explications dans les variations climatiques qui affectent la configuration du bassin versant le long des saisons.

On notera que les valeurs de l'exposant *b* de nos modèles varient globalement entre 1 et 2 et sont proches de celles trouvées par bon nombre de chercheurs ayant travaillé sur des régions semi-arides (Muller et Forstner, 1968 ; Wood, 1977 ; Walling et Webb, 1981,1982; Meybeck, 1984; Achite, 2002 ; Ben Khaled et Remini, 2003; Bouanani, 2004 ; Megnounif, 2007).

Tableau 13. Résultats de l'analyse statistique de la relation $Q_s = f(Q_L)$.

Echelle temporelle	Nbre d'observation		Coeff. de corrélation R		Modèle retenu	
	Boumes.	Bouk.	Boumes.	Bouk.	Boumes.	Bouk.
Série complète	1310	2372	0,83	0,82	$Q_S=1,59Q_L^{1,64}$	$Q_S=2,07Q_L^{1,42}$
Automne	263	515	0,84	0,81	$Q_S=2,95Q_L^{1,69}$	$Q_S=8,23Q_L^{1,52}$
Hiver	547	1018	0,83	0,83	$Q_S=1,60Q_L^{1,72}$	$Q_S=2,2Q_L^{1,4}$
Printemps	469	754	0,85	0,87	$Q_S=1,27Q_L^{1,57}$	$Q_S=0,9Q_L^{1,39}$
Été	31	84	0,49	0,51	$Q_S=0,48Q_L^{0,79}$	$Q_S=0,19Q_L^{1,11}$
Ensemb. de crues	144	658	0,60	0,68	$Q_S=3,15Q_L^{1,41}$	$Q_S=7,52Q_L^{1,17}$

En vue de mieux cerner la variation des deux paramètres de l'équation issue de la relation en puissance, il a été jugé utile d'appréhender le comportement et la réponse des bassins versants aux différentes sollicitations hydroclimatiques, à l'échelle saisonnière. En automne le facteur *a* semble être le plus élevé, de même on remarque que l'exposant *b* s'élève comparativement aux autres saisons, ceci peut expliquer l'importance de la dynamique érosive en cette saison. En effet à la saison sèche d'été où le sol se fissure et perd sa cohésion, succède l'automne avec des averses plus ou moins violentes sur un sol fragilisé. Il se produit alors pour de faibles écoulements des apports solides importants (**Fig.28, b**). Pour la saison d'hiver malgré la diminution des apports solides l'exposant *b* reste élevé, cela dénote qu'à de forts débits liquides sont associés de faibles débits solides. En effet l'écoulement en hiver est plutôt assuré par la vidange des nappes que par la pluviométrie, l'état du sol doit se trouver avec une certaine saturation qui limite les effets de la pluie (Bouanani, 2004). Au printemps, quoique les deux paramètres *a* et *b* présentent des valeurs inférieures à celles de l'hiver et de l'automne, le transport solide a été beaucoup plus important. En effet durant cette période de l'année, les écoulements sont générés par des séquences pluvieuses relativement abondantes mais de faibles intensités, ces pluies couvrent l'ensemble du bassin versant. De plus, les crues, bien que

modérées, peuvent provoquer des affouillements aux pieds des berges et par voie de conséquence fournissent une charge solide supplémentaire à l'écoulement. Cet état de fait explique l'exhaussement de la quantité des flux sédimentaires pendant cette saison (**Fig.28, d**). L'été se distingue des autres saisons, par ses valeurs très dispersées, les valeurs de a et b chutent considérablement, cela explique que les transports solides sont faibles pour un écoulement donné. Les concentrations en sédiments diminuent en cette saison, ceci revient aux faibles disponibilités de sédiments d'un côté et des propriétés de l'écoulement caractérisant les cours d'eau d'un autre côté. En effet celui-ci n'a pas connu de crues estivales assez importantes, les crues survenues subitement sont très rares et leur débit de pointe assez faible n'a pas eu d'impact sur la dynamique érosive des bassins versants. Pour l'échelle des crues le paramètre a de la relation en puissance est très élevé, cela témoigne davantage qu'en périodes de crues l'érodibilité des sols augmente considérablement. Par ailleurs le coefficient de corrélation d'une moyenne de 0,60 à 0,7 n'indique pas une étroite proportionnalité entre les débits liquides et solides en raison de la dispersion assez prononcée des points extrêmes pendant ces événements exceptionnels. Cette constatation révèle que d'autres variables explicatives interviennent durant les périodes de crues notamment celles liées à l'érosivité des pluies.

d) Critères d'évaluation des modèles utilisés

Il est important de détailler les données utilisées, la période d'enregistrement ainsi que les outils qui nous permettront d'évaluer et de comparer la qualité des modélisations. Les données utilisées dans cette partie sont celles des débits solides et liquides instantanés. Ces données serviront à caler les paramètres des modèles, afin qu'ils reproduisent au mieux les flux ou débits solides mesurés (période de calage). Une partie de ces données devra néanmoins être conservée hors de la période de calage afin de tester l'adéquation et la performance du modèle calé dans l'estimation de la charge annuelle avec les données mesurées (période de validation). Il faut signaler que le choix de la période de validation nécessite de bien inclure les années de fort transport solide et celles de faibles à moyen transport. L'évaluation d'un modèle consiste à comparer les valeurs simulées aux valeurs observées. Des critères statistiques objectifs sont utilisés pour caractériser globalement la qualité de l'estimation. Parmi les paramètres de choix d'un modèle adéquat, on cite ceux les plus utilisés :

- Coefficient de corrélation linéaire de Pearson R : très utilisé comme premier indicateur de la qualité d'ajustement des points par rapport à la droite de régression.
- Coefficient d'efficacité ou coefficient de Nash : il exprime en pourcentage le rapport entre l'erreur relative aux valeurs estimées et mesurées avec la fluctuation des valeurs observées par rapport à la moyenne.
- Erreur d'estimation E : c'est un des paramètres qui sert à mesurer la fiabilité d'un modèle en terme de précision de l'estimation de la charge solide.

Les résultats de calage et validation adaptés à différentes échelles temporelles sont résumés dans le **tableau 14**. Les résultats montrent que dans les deux bassins d'étude, les coefficients de corrélation dépassent globalement 0,80 aussi bien pour la période de calage que celle de validation, excepté pour la période de l'été et celle des crues. Les critères de Nash ne sont guère satisfaisants et ne

dépassent pas 0,45 (dus certainement au manque de données inhérent à nos séries d'observation), toutefois les meilleurs résultats du critère de Nash(0,87) sont obtenus pour le printemps. Quant au troisième critère, celui représenté par l'erreur d'estimation, on voit bien qu'à l'échelle saisonnière et celle des crues cette erreur diminue en période de validation en ne dépassant pas 20 %. Notons bien qu'à travers cette analyse et tenant compte des contraintes d'échantillonnage qui affectent souvent la qualité d'estimation, la fiabilité d'un modèle ne peut être validée en associant les trois critères à la fois. En effet pour un même coefficient R on peut avoir des valeurs du critère de Nash et de l'erreur différentes. Ainsi les deux critères E et R par leurs valeurs moyennement satisfaisantes en période de validation, nous ont permis de justifier le choix de ces trois modèles pour leur application au niveau de la station de Zénata qui contrôle l'ensemble du bassin d'étude d'oued Boumessaoud avec une superficie de 118 km². L'objectif principal est de prévoir le taux de dégradation à l'exutoire du bassin.

Tableau 14. Résultats des critères statistiques d'adaptation des modèles.

periode	Echelle	R		Nash		E(%)	
		Bouk.	Boum.	Bouk.	Boum	Bouk.	Boum
Boumessaoud: Calage (1988-1999) Boukiou: Calage (1972-1995)	Inter	0.83	0,85	0.41	0.32	-25%	7%
	Autom	0.85	0,77	0.52	0,08	-35%	-50%
	Hiver	0.82	0,83	0.13	0,36	-17%	-5%
	Print	0.84	0,85	0.72	0,87	-42%	-37%
	Eté	0.54	0,51	0.05	0,12	-36%	42%
	Crue	0.69	0,58	0.30	0,72	-25%	56%
Boumessaoud: Validation (2000-2004) Boukiou: Validation (1996-2005)	Inter	0.81	0,84	0.33	0,46	-39%	54%
	Autom	0.83	0,9	0.43	0,36	-14%	-17%
	Hiver	0.75	0,83	0.26	0,71	-15%	-18%
	Print	0.78	0,81	0.48	0,30	-12%	5%
	Eté	0.51	0,57	0.10	0,015	-8%	10%
	Crue	0.58	0,65	0.20	0,04	-18%	-20%

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (\log x_i - \overline{\log x})(\log y_i - \overline{\log y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\log x_i - \overline{\log x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\log y_i - \overline{\log y})^2}}, \quad \text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_{ical})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}, \quad E(\%) = \frac{(y_{ical} - y_i) * 100}{y_i}$$

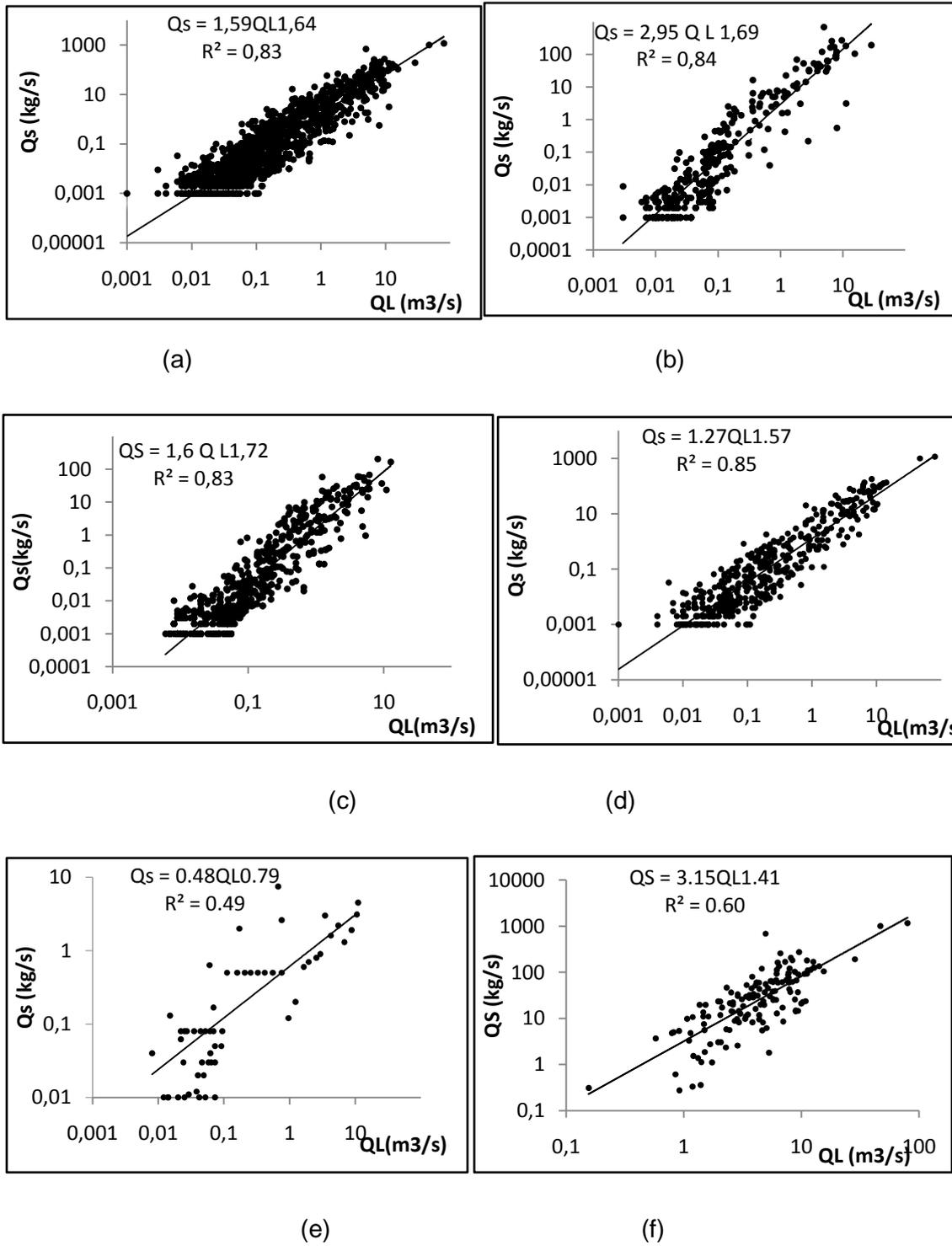


Figure 28. Relation entre les débits liquides et solides instantanés à différentes échelles: (a) série complète ;(b) Automne ;(c) Hiver ;(d) Printemps ;(e) Eté ;(f) ensemble de crues. Oued Boumessaoud, station d'Henaya (1988-2004).

e) Application des modèles validés

Le modèle en puissance représente la tendance globale des bassins versants méditerranéens à climat semi-aride où les conditions géomorphométriques et hydroclimatiques sont semblables (Achite

Et Meddi, 2005 ; Benkhaled Et Remini, 2003 ; Bouanani, 2004 ; Meguenni Et Remini, 2008 ; Terfous Et Al., 2001; Touaibia Et Al., 2001). L'utilisation de ce type de modèles au droit de la station hydrométrique de Zénata située à l'exutoire du bassin oued Boumessaoud et dépourvue de données concernant les concentrations, nous a paru convenable dans de telles conditions. Notons qu'à l'échelle logarithmique la régression liant le couple (Q_L, Q_s) s'écrit : $\log Q_s = a + b \cdot \log Q_L + \log \varepsilon$ où ε représente l'erreur commise log-normalement distribuée et a et b , les paramètres de la régression. Après re-transformation à l'échelle arithmétique, cette relation s'écrit :

$Q_s = a \cdot Q_L^b \cdot \varepsilon$ où ε est normalement distribuée. Cette distribution différente entre l'écriture à l'échelle logarithmique et celle obtenue après re-transformation est responsable de l'erreur ou biais donné par le modèle (Cohn et al, 1989). Les résultats de cette quantification sont résumés au **tableau 15**.

Les trois modèles testés pour leur application aux données de débits journaliers disponibles à la station de Zénata (bassin Boumessaoud) sur une période allant de 1988 à 2004, ainsi qu'à la station de Benchouachi (bassin Boukiou) sur une période allant de 1972 à 2005, ont dégagé des dégradations de 858 et 468, 1110 et 433, 541 et 901 t/km²/an pour les modèles annuels, saisonniers et des crues respectivement. Ces dégradations se situent dans la fourchette de celles estimées au niveau des autres bassins de la Tafna (Ghenim, 2001). Elles témoignent en effet d'une activité érosive de perte en terres due aux caractéristiques hydromorphométriques des bassins versants.

Tableau 15. Apport solide et dégradation spécifique dans le bassin versant oued Boumessaoud (Station de Zénata : 1988/2004) et oued Boukiou (Station Benchouachi :1972/2005).

Périodes	Bassin	Annuel	Automne	Hiver	Printemps	Été	Période crue	
Modèle retenu	Boum.	$1.59 Q_L^{1.64}$	$2.95 Q_L^{1.69}$	$1.60 Q_L^{1.72}$	$1.27 Q_L^{1.57}$	$0.48 Q_L^{0.79}$	$3.15 Q_L^{1.41}$	
	Bouk.	$2.07 Q_L^{1.42}$	$8.23 Q_L^{1.52}$	$2.2 Q_L^{1.4}$	$0.9 Q_L^{1.39}$	$0.19 Q_L^{1.11}$	$7.52 Q_L^{1.17}$	
Biais : ε	Boum.	3.98	4.07	3.63	3.72	4.9	2.57	
	Bouk.	1.5	0.87	1.24	1	1.05	1.01	
Modèle après re transformation	Boum.	$6.33 Q_L^{1.64}$	$12.02 Q_L^{1.69}$	$5.81 Q_L^{1.72}$	$4.72 Q_L^{1.57}$	$2.35 Q_L^{0.79}$	$8.1 Q_L^{1.41}$	
	Bouk.	$3.1 Q_L^{1.42}$	$7.16 Q_L^{1.52}$	$2.72 Q_L^{1.4}$	$0.9 Q_L^{1.39}$	$0.2 Q_L^{1.11}$	$7.6 Q_L^{1.17}$	
Débit liquide spécif. moyen (m ³ /h/km ²)	Boum.	20,16	20,88	10,80	46,80	2,16	122,4	
	Bouk.	20.52	16.36	31.47	32.72	1.51	239	
Débit solide spécif. moyen (kg/h/km ²)	Boum.	97.9	193.2	29.7	281.9	8.85	1752.44	
	Bouk.	53.47	83.97	86.08	30.06	0.22	2569.96	
Apport solide/période (tonne)	Boum.	101187	49241	7572	71852	2256	958300	
	Bouk.	54334.1	21039.5	21568.2	7531.8	55.1	3448598.5	
Apport solide	Boum.	101187	130922					63886

annuel (tonne)	Bouk.	54334.1	50194.6	104503
Dégradation spécif.(t/km ² / an)	Boum.	858	1110	541
	Bouk.	468	433	901

f) Proposition d'un modèle de débits classés

Pour une meilleure représentation de la dynamique érosive d'un cours d'eau et afin d'illustrer l'effet de l'échelle temporelle sur le transport solide additionnée à une autre échelle liée aux variations rapides des débits liquides, on procède à éliminer les valeurs similaires des variables explicatives qui influencent la méthode des régressions et qui ne donnent aucune information supplémentaire sur le comportement physique du phénomène (Megnounif, 2007). Pour se faire les couples de débits liquides et solides sont rangés en classes et les valeurs de chaque classe sont substituées par une valeur unique moyenne. Les résultats de cette approche par l'intermédiaire de classes de débits donnent une bonne corrélation entre les variables débits liquides et solides où le coefficient de corrélation dépasse 0.9. En outre l'erreur relative déduite pour ce groupement en classe de débits montre une nette amélioration dans l'estimation de la nouvelle valeur calculée. Cependant la combinaison du modèle ainsi trouvée à l'influence des fréquences cumulées des classes de débits solides a fait ressortir une erreur en dessous de 10% à différentes échelles temporelles (Tableau 16). Les bilans représentés dans ce tableau montrent que la procédure qui consiste à diviser la série d'observation en classe de débits, améliore la courbe d'estimation de manière très satisfaisante.

Tableau 16. Paramètres du modèle de débits classés

Echelle	R		Modèle		Er(%)	
	Bouk	Boum	Bouk	Boum	Bouk	Boum
Interannuelle	0.91	0.93	$Q_s=19.93Q_L^{0.91}$	$Q_s=6.03Q_L^{1.15}$	5.17	-7.5
Automne	0.96	0.97	$Q_s=35.65Q_L^{0.93}$	$Q_s=7.9Q_L^{0.96}$	-0.035	-1.97
Hiver	0.88	0.95	$Q_s=15.83Q_L^{0.84}$	$Q_s=5.3Q_L^{1.32}$	8.9	-4.3
Printemps	0.92	0.98	$Q_s=10.99Q_L^{1.04}$	$Q_s=4.88Q_L^{1.26}$	-2.86	-8.17
Crue	0.89	0.9	$Q_s=32.64Q_L^{0.82}$	$Q_s=4.76Q_L^{1.24}$	2.31	-6.7

g) Evolution de la concentration des sédiments en suspension en fonction des débits liquides durant les périodes de crues

L'analyse de la relation qui relie la concentration des sédiments en suspension (C_s) et le débit liquide (Q_L) à l'échelle d'un événement hydrologique de crue a énormément contribué à la compréhension du phénomène du transport des sédiments à travers le système de drainage d'un bassin versant (Dickinson & Bolton, 1992 ; Heidel, 1956 ; Irvine & Drake, 1987 ; Peart & Walling, 1982). La présente étude de l'hystérésis est basée sur les travaux de Williams (1989). L'auteur propose une classification de ces relations basées sur le rapport C_s/Q_L durant les phases de montée de crue et de décrue. Cinq modèles de relations sont ainsi établis, leur illustration graphique a été présentée dans divers articles,

nous nous contenterons de montrer la signification des différentes formes de courbes « $C_s=f(Q_L)$ » ci-dessous qui se sont manifestés lors des événements majeurs :

Forme I : courbe simple de type linéaire. Forme II : boucle dans le sens des aiguilles d'une montre dite hystérésis positive ou encore appelée « hystérésis rétrograde » Forme III : boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre dite hystérésis négative ou appelée aussi « hystérésis orthograde » Forme en huit : combinaison des deux formes II et III.

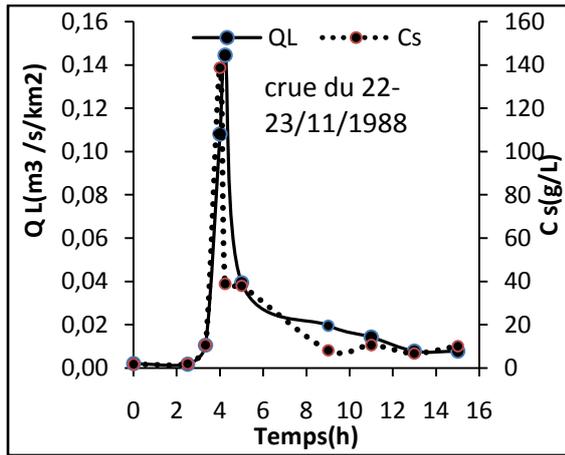
Les crues prises en considération sont celles qui se manifestent par une variation notable du débit liquide et de la concentration des sédiments. D'après Remenieras (1976), les crues sont des débits égaux ou supérieurs à un certain multiple du module annuel (3 à 5 fois le débit annuel). Ce critère ainsi adopté nous a permis de sélectionner 22 crues au total pour le bassin Boumessaoud et 66 crues pour le bassin Boukiou. L'approche par les hystérésis appliquée aux crues survenues au niveau des deux bassins d'étude a fait ressortir les différentes classes d'évolution de cette relation $C_s=f(Q_L)$ (Tableau 17). Celui-ci montre qu'à Boumessaoud 51% des crues ayant un impact érosif ont manifesté une forme en II, soit un maximum de charge solide atteint bien avant celui du débit. Ce décalage est lié à un épuisement du stock de sédiments disponible avant le maximum du débit (Walling, 1984 ; Wood, 1977) comme il a été constaté en automne durant la crue du 22/11/1988 très importante par sa plus forte concentration (138 g/L) de toute la série d'observation (Figure 29-b). Le bassin de Boukiou enregistre une prépondérance quasi égale des formes II et III à travers les trois saisons. Le bassin a connu une abondance de précipitations et d'écoulement en hiver et au printemps, ce qui a pour effet une alternance de crues de forme d'hystérésis différentes d'une saison à une autre. La forme II résulte aussi d'une activité érosive de remobilisation de particules fines (Kattan et al., 1987) ou d'une remise en suspension (Arnborg Et Al., 1967) comme par exemple la crue du 20 mars 1989 ou celle du 14 janvier 1990. Le printemps avec 23% de forme II a été la saison d'écoulement abondant dans le bassin de Boumessaoud avec des taux interannuels moyens de 64% au mois de mars et 52% au mois de mai. Cela montre davantage une concentration des crues dans cette saison, leur succession en nombre important permet d'affirmer une activité érosive de remobilisation de particules fines pour de faibles débits le long du lit fluvial et sur les terrasses latérales. L'hiver a été marqué par la même fréquence d'hystérésis positive que le printemps. En effet cette saison a connu une pluviométrie élevée d'une valeur moyenne de 161 mm soit 37% du total moyen interannuel. L'effet donc des averses sur le bassin versant après une longue phase de dessèchement très dure, facilite l'épuisement de stock de sédiments disponibles avant le maximum du débit. Les apports solides ont connu une diminution sensible car la plus grande partie des particules solides a été transportée par les premières crues d'automne (Achite & Meddi, 2005 ; Stephen, 2000). La forme III (Figure 29-d) très fréquente au printemps résulte du fait que le sol étant plus ou moins saturé et couvert résiste mieux à la pluie. L'érosion et le transport solide se verront légèrement retardés par rapport aux écoulements. Ainsi, ce n'est qu'après une érosion prolongée que la concentration en matières en suspension augmente, ce qui donne un pic des concentrations retardé par rapport à celui des débits. Pour la forme I (figure 29-f), les sédiments sont en grande partie arrachés des berges et du lit du cours d'eau (Megnounif, 2007), sa fréquence élevée au printemps dans le bassin de Boukiou atteste d'une dynamique érosive importante dans le réseau de drainage du bassin avec entrainement des

sédiments du lit où la concentration évolue proportionnellement aux fluctuations des débits liquides. La forme en huit (**figure 29-h**) survenue en automne permet de voir au départ que le pic des concentrations est atteint avant celui des débits, suite à la réserve de sédiments disponible après une longue période sèche. La tendance s'inverse avec le temps dès l'épuisement du stock de sédiments.

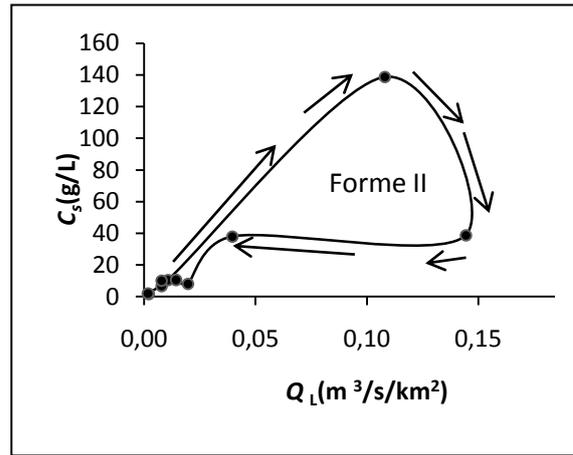
Tableau 17. Fréquences des classes d'hystérésis au niveau du bassin versant d'oued Boumessaoud (Station d'Henaya :1988/89-2003/04) et d'oued Boukiou (Station Benchouachi : 1972/2005).

Saison	Nbre crues		Forme I		Forme II		Forme III		Forme (huit)	
	Bouk	Boum	Bouk	Boum	Bouk	Boum	Bouk	Boum	Bouk	Boum
Automne	20	5	9%	5%	9%	5%	6%	5%	6%	9%
Hiver	29	7	8%	5%	18%	23%	15%	5%	3%	-
Printemps	17	10	12%	5%	6%	23%	5%	18%	3%	-
Total	66	22	29%	15%	33%	51%	26%	28%	12%	9%

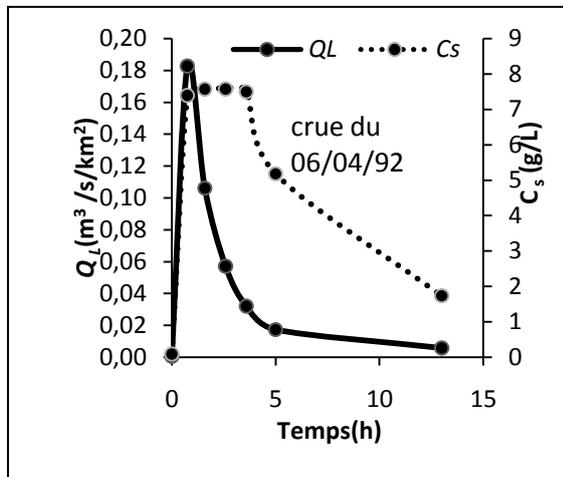
Pour tenter d'interpréter l'occurrence des crues durant les différentes saisons d'une part et de comprendre la genèse du transport solide lors de ces événements extrêmes d'autre part au niveau du bassin d'oued Boumessaoud, les paramètres caractéristiques des 22 crues survenues durant la période d'observation ont été analysées de manière systématique : le débit maximal, la concentration maximale, l'occurrence et la durée de la crue sont autant de paramètres qui interviennent lors de ces événements exceptionnels (**Tableau 18**).



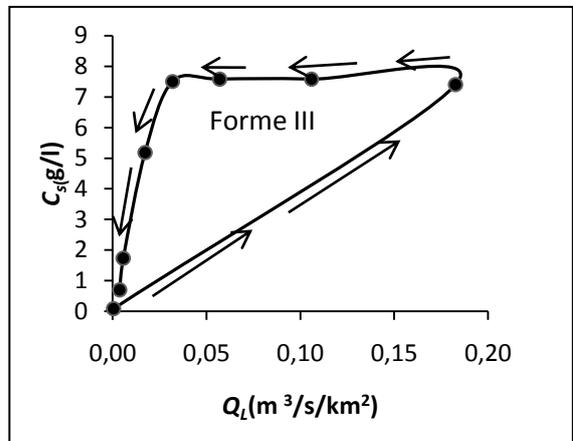
(a)



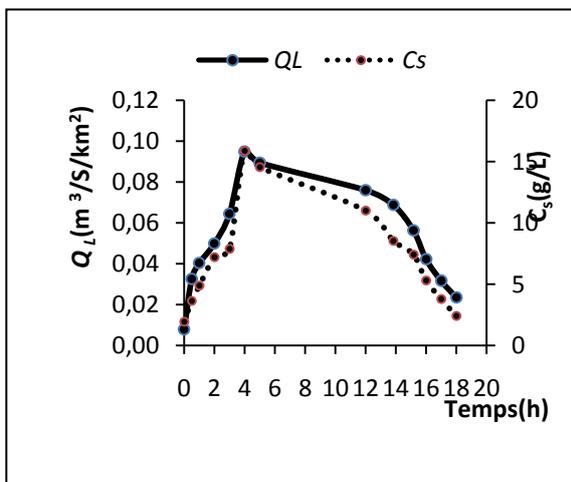
(b)



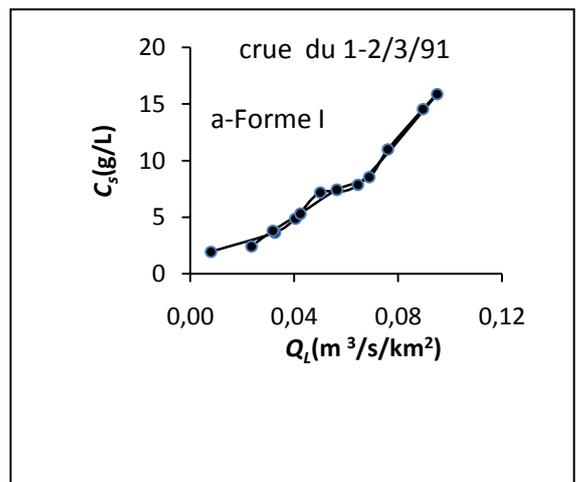
(c)



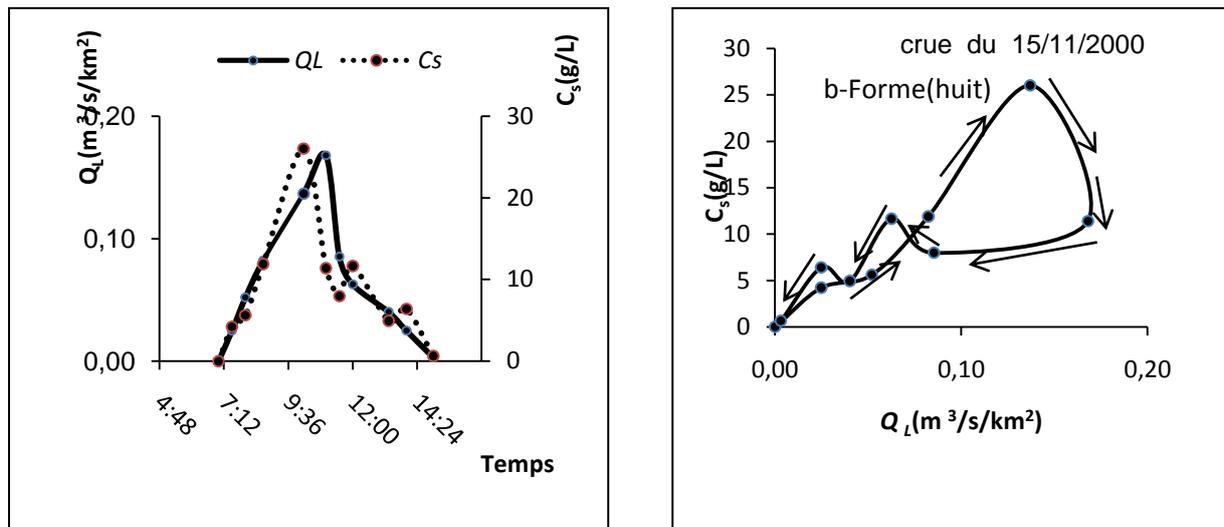
(d)



(e)



(f)



(g)

(h)

Figure 29. Graphe temporel de la concentration des sédiments(C_s) et du débit liquide (Q_L) et type d'hystérésis pendant les événements de crues à l'oued Boumessaoud : (a) et (b) la crue du 22 au 23/11/88 ; (c) et (d) la crue du 06/04/1992 ; (e) et (f) la crue du 1-2/03/1991 ; (g) et (h) la crue du 15/11/2000.

Tableau 18. Paramètres caractéristiques des 22 crues principales – oued Boumessaoud, période (1988-2004).

Date	Forme	durée(h)	$Q_L max$ ($m^3/s/km^2$)	($max C_s - max Q_L$)(h)	$C_s max(g/L)$	A_s (T/km^2)
22/11/1988	II	15	0,144	0,25	138,79	485
27/09/1997	III	3	0,622	0,5	6,8	313
14/10/2000	huit	7,66	0,243	0,5	28,56	353
15/11/2000	huit	8,66	0,165	0,5	26,02	302
25/11/2002	I	1,16	0,17	0	12,36	268
04/01/1990	II	13	0,113	1	14,56	132
14/01/1990	II	4,08	0,101	3,08	5,9	68
20/01/1994	II	6,4	0,275	13,34	4,4	93
18/01/1999	II	24	0,203	8,25	13,34	112

30/12/1999	II	9	0,03	1	1,04	23
27/02/2001	III	5,16	0,053	0,66	9,92	72
10/12/2003	I	16,5	0,177	0	25,48	274
20/03/1989	II	36	0,308	11,5	20,96	623
14/03/1991	II	9,3	1,74	2,75	21,55	1536
05/03/1992	III	21	0,183	0	21,68	226
06/04/1992	III	13	0,183	0,8	7,58	113
09/04/1992	III	6,8	0,083	3	9,31	95
04/05/1992	II	10	0,217	1,75	9,1	142
05/05/1993	II	22	0,204	3,5	11,84	210
03/05/1998	II	7	0,115	1	2,18	68
01/03/1999	I	11	0,134	0	15,14	336
07/05/2002	III	9	0,224	0,75	2,94	64

Les crues du printemps, ont une durée importante (9 - 36 heures), et un écart de temps ($C_s \text{ max} - Q_L \text{ max}$) plus long (1 à 11.5 heures). Le débit maximal atteint suit aussi le même ordre d'évolution avec une valeur record de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ le 14 mars 1991. En effet, la particularité du climat semi-aride très irrégulier en région méditerranéenne fait qu'il y a souvent des années hydrologiques où la saison sèche se prolonge jusqu'aux autres saisons, c'est le cas de l'année 90/91 où aucune crue notable n'est survenue avant le 14 mars 1991. La crue de forte puissance ainsi apparue a généré un apport solide conséquent soit 61970 t en 9 heures 18 mn.

L'hiver marqué par une modération des écoulements (1 à $12 \text{ m}^3/\text{s}$), l'occurrence des formes II en grand nombre témoigne de l'épuisement de stock de sédiments disponibles sur le bassin versant après une longue phase de dessèchement très dure. Les apports solides ont connu une diminution sensible car la plus grande partie des particules solides a été transportée par les premières crues d'automne. Les durées des crues et l'écart entre les deux pics varient proportionnellement.

Les crues de l'Automne (22-23 nov 1988) se caractérisent par un pic de concentration très élevé (138 g/l), les écarts ($C_{\text{max}} - Q_{\text{max}}$) ne dépassent pas 60 mn, cela justifie la brutalité de ces événements exceptionnels.

La forme III résulte de l'une des causes possibles qu'est le temps de parcours de l'onde de crue et du flux des sédiments particulièrement en raison de la distance entre la source de la crue et la station de

jaugeage (Heidel, 1956). L'intervalle de temps entre les crues du mois de mars et avril 1991 est très réduit ne dépassant pas les 30 jours, cela donne à la structure du sol une humidité suffisante pour maintenir une bonne cohésion des sédiments ce qui retardera le pic des concentrations (Le Bissonnais & Le Souder, 1995). D'autre part L'analyse des durées des crues et la synchronisation entre le maximum des concentrations et celui des débits liquides montre que ces deux caractéristiques évoluent inversement. En effet le retard de C_{max} serait davantage assez important pour des crues dont la durée est faible, ce type d'hystérésis est très affecté par l'état hydrique du sol. La forme I, en revanche donne des débits liquides max relativement importants (4-5 m³/s) qui coïncident avec les pics de concentrations dépassant 15g/L. On assiste à une quasi proportionnalité entre les valeurs du couple (Q_L, C_s) durant la montée et la descente des eaux. Les sédiments sont en grande partie arrachés des berges et du lit du cours d'eau. L'autre forme en huit de la crue du 15/11/2000 admet plusieurs pics de concentrations durant la montée ou la descente, elle a un caractère semblable aux crues de l'Automne soit des valeurs importantes des paramètres : durée, Q_{max} et C_{max} .

h) Relation entre les apports solides durant les crues et les sources des sédiments transportés dans le bassin d'oued Boumessaoud

La forme de l'hystérésis dépend de plusieurs facteurs comme la disponibilité des sédiments et leur distance à la station hydrométrique, l'intensité et la distribution des précipitations, l'abondance de l'écoulement, l'ampleur du ruissellement sur les versants et la saison d'occurrence de la crue.

i Relation en fonction du temps des valeurs C_s max et Q_L max pendant les crues

En mettant en graphe les valeurs de Q_L max et C_s max relatives aux 22 événements de crues recensées, on peut distinguer (Figure 30) que leur variation au cours des cycles hydrologiques est très contrastée. Quoique les concentrations maximales n'aient pas connues de fortes amplitudes dans leur variation, les apports solides restent particulièrement influencés par les valeurs maximales des concentrations de sédiments en suspension véhiculées et des débits liquides. Celles-ci se sont manifestées en automne comme la crue du 22/11/1988 avec un C_s max avoisinant 138 g/l et celle du 14/10/2000 ou au printemps comme la crue du 20/03/1989 et surtout celle du 14/03/1991 avec un Q_L max de 1.74 m³/s/km². Ceci dit la représentation des variations saisonnières des apports liquides A_L et solides A_s (Figure 31) durant les 22 crues laisse apparaître une prédominance de la saison du printemps sur les deux autres saisons tant en apport solide que liquide. Cette saison a favorisé la fourniture d'une grande quantité de sédiments de différentes sources en raison de la fréquence d'occurrence des crues égale à 45%. L'automne avec une fréquence des crues (23%) inférieure à celle de l'hiver (32%), mais d'un apport solide dépassant le double de celui-ci. C'est en effet la particularité de cette saison favorable à la combinaison des conditions hydro sédimentaire et climatique pour le déclenchement du transport solide au sein du bassin versant. Le ruissellement sur les versants participe de manière significative à cette dynamique érosive des sédiments.

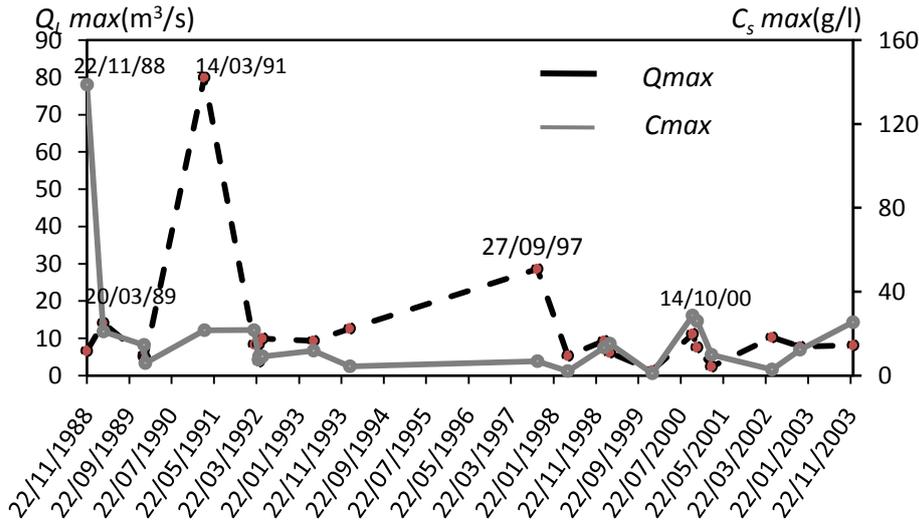


Figure 30. Variation de $C_s \text{ max}$ et $Q_L \text{ max}$ pendant les crues d'oued Boumessaoud (88/04)

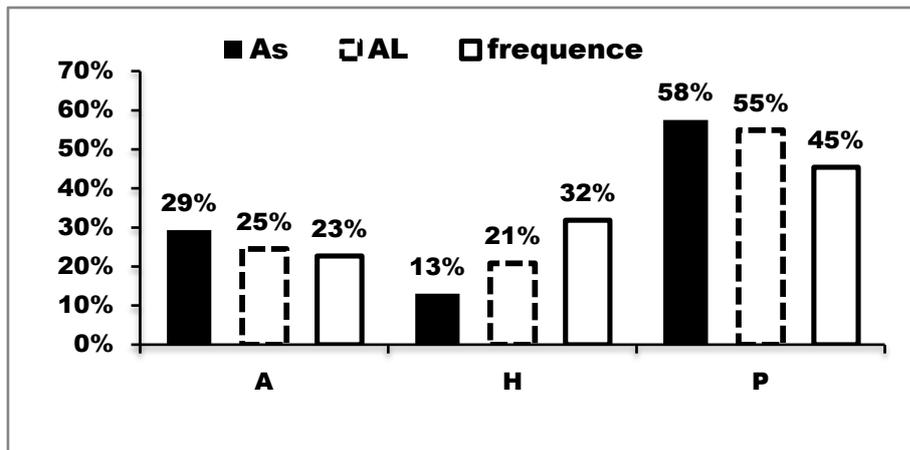


Figure 31. Contribution saisonnière des deux apports A_L et A_S durant les 22 crues d'oued Boumessaoud (88/04).

ii Calcul des apports solides et sources des sédiments pendant les crues

Les zones arides et semi-arides sont caractérisées par une agressivité du climat et spécifiquement à la saison de l'automne, celle qui succède à une longue période de préparation de matériaux allant de juin à septembre et qui peut même aller au-delà pour atteindre la saison d'hiver comme c'est le cas de notre série d'observation. En effet cette saison se caractérise par une multiplication des activités de labours sur les versants et tout près des rives de l'oued favorisant ainsi la production de matériaux en suspension provoqués par l'effet "splash" des pluies érosives et des eaux de ruissellement. Dans ces conditions les sédiments seront d'autant plus disponibles sur les versants (pour la forme huit) que dans le réseau de drainage (pour les formes II et III). Par ailleurs les deux autres saisons, l'hiver et le printemps, les écoulements deviennent importants et les précipitations par leur abondance arrivent à mobiliser de grandes quantités de sédiments. Les sources sont multiples et l'on assiste à une alternance d'entraînement des particules sédimentaires depuis les versants mais surtout du lit et des

berges de l'oued (pour la forme II) (Smith Et Dragovitch, 2009). La forme I sera régulée par une production continue de sédiments durant l'averse depuis le réseau de drainage. Etant donné le manque de données d'échantillonnage et son mode de prélèvements toujours limités et incomplets, les sources de sédiments pendant les crues et leur disponibilité avant d'arriver à la station de jaugeage sont influencés par beaucoup d'autres paramètres. En plus de ceux cités ci haut on souligne l'effet de l'état hydrique du sol et la cohésion des particules qui diffère d'une saison à une autre ainsi que l'amplitude du débit et de la concentration aussi bien en montée de la crue qu'à la décrue. Sans être trop exhaustive cette approche s'inspire de celles déjà avancées (Etchanchu Et Probst, 1986 ; Megnounif, 2007 ; Megnounif Et Al., 2013) et cherche à quantifier et identifier les sources saisonnières des sédiments durant la période des 22 crues en décomposant le solidogramme (graphe donnant la variation du débit solide au cours de la crue) de chacune des crues c'est-à-dire voir la part des sédiments provenant des versants et ceux résultant du réseau hydrographique et cela en se basant davantage sur les critères introduits ci-dessus. Le tableau 19 résume les différentes contributions des versants et du réseau de drainage dans le transport des sédiments au cours des 22 crues recensées. Il ressort que les sédiments en automne sont beaucoup plus disponibles sur les versants (20%) comparativement aux deux autres saisons et qu'au printemps la tendance s'inverse et c'est dans le fond du lit et des berges que l'écoulement puise l'essentiel des sédiments. Cela confirme le type de réaction des bassins versants soumis à des variables de forçage multiples en climat semi-aride contrairement aux bassins des zones tempérées et humides. Il faut noter que les résultats diffèrent d'une étude à une autre en raison de la disponibilité de données sur les événements exceptionnels et en raison aussi de la fiabilité des estimations sur le transport solide.

Tableau 19. Source de sédiments et leur contribution saisonnière (bassin versant oued Boumessaoud : période 88/04).

Apport solide saisonnier	Automne	Hiver	Printemps
Apport solide des versants	20%	3 %	13%
Apport solide du réseau hydrographique	9%	10%	45%
Apport solide total	29%	13%	58%

Au terme de cette partie, nous estimons avoir pu donner à l'échelle saisonnière, une notion approximative sur le rapport qui existe entre les sources de sédiments dans le bassin versant et leurs apports successifs pendant les 22 événements de crues durant la période d'observation (88/04), pour tenter ainsi d'expliquer la dynamique du phénomène de l'érosion qui reste très complexe et très aléatoire. On retient que les crues de la saison du printemps par leur importance et leur nombre mobilisent davantage des particules le long du réseau (45%) et sur les versants (13%) et contribuent à 58% de l'apport solide global.

8) CONCLUSION

Dans ce chapitre on s'est intéressé à la compréhension du fonctionnement hydro sédimentaire des deux bassins versants Maghrébins situés au nord-ouest de l'Algérie en l'occurrence le bassin versant oued Boumessaoud (118 km²) et oued Boukiou (116 km²). Cette région a été très affectée par l'érosion hydrique. En effet l'une des causes contribuant à l'accélération du phénomène est l'irrégularité des écoulements et l'accroissement de l'aridité qui s'est manifesté par une augmentation du volume d'eau ruisselé au détriment des infiltrations. Les dégradations spécifiques estimées pour le bassin oued Boumessaoud et oued Boukiou ont été de 518 et 437 t/km²/an respectivement. Elles sont élevées par rapport à celle du globe, l'Afrique et l'Europe. Elles se situent dans la fourchette de 269 à 2569 t/km²/an proposée pour le Maghreb (Heusch Et Millies-Lacroix, 1971). Une forte variabilité interannuelle des apports solides a été constatée avec une capacité d'érosion qui diffère entre les périodes humides et sèches. A l'échelle saisonnière, les contributions enregistrées ont donné 31% et 39% pour l'automne, 25% et 31% pour l'hiver et 43%, 28% pour le printemps pour l'oued Boumessaoud et l'oued Boukiou respectivement. Celui-ci connaît un taux important d'apports solides en automne suite à la survenue d'averses dans cette saison plus ou moins intenses qui s'abattent sur un sol fragilisé par une longue période sèche. Le potentiel érosif relativement élevé durant le printemps pour l'oued Boumessaoud témoigne d'une dynamique sédimentaire souvent déclenchée en cette saison. A l'échelle événementielle, on montre que les crues recensées à Boumessaoud durant la période d'étude (1988-2004) représentent en moyenne 10% du temps annuel. Elles contribuent à 57% en apport liquide sur un apport annuel moyen estimé à 7,95 millions de m³. Alors que le flux des matières solides transportées en suspension par ces dernières constitue en moyenne la quasi-totalité, soit 90% du flux moyen annuel évalué à 23851 tonnes. À Boukiou, il faut en revanche 3,25% du temps, soit 392 jours (environ 12 j/an) pour faire transiter 90% du volume total de sédiments. Les sédiments sont transportés dans des volumes d'eau relativement peu importants. En effet, la moitié des flux sédimentaires sur la période de mesure est transportée par moins de 0.8% des volumes d'eau totaux écoulés, et 20% des flux d'eau sont nécessaires pour faire transiter 95% des sédiments. La relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension est de type puissance ($Q_s = aQ_L^b$). L'amélioration de ce modèle empirique, souvent utilisée dans l'estimation de la charge solide en suspension mais entaché d'erreurs nous a amené à proposer un nouveau modèle qui s'adapte mieux aux variations des débits liquides et solides. Le modèle en classe de débits testé à différentes échelles temporelles dans les deux bassins d'étude a donné des valeurs satisfaisantes des critères d'évaluation R et E. Les corrections apportées au modèle ont permis de réduire les erreurs relatives jusqu'à 5.17 % pour Boukiou et 7.5 % pour Boumessaoud.

Pour comprendre le cheminement des particules solides le long de l'année, on a étudié le mode d'évolution des concentrations des sédiments en suspension en fonction des débits liquides à l'échelle événementielle. Quatre modèles de courbes ont été enregistrés : forme I, II, III et huit. L'hystérésis de type II (dans le sens d'une aiguille d'une montre) a été relativement la plus prépondérante soit 51% pour Boumessaoud avec une concentration des crues aux printemps et 33% pour Boukiou concentrées en hiver. Cette approche a permis d'identifier les sources de sédiments en décomposant

l'hydrogramme des crues en choisissant le bassin d'oued Boumessaoud. Trois périodes distinctes se font remarquer par des comportements différents dans le fonctionnement du système. En automne différents processus se conjuguent et favorisent la production des sédiments, essentiellement à partir des versants. Durant la période qui s'étale entre l'hiver et le printemps, où l'on a enregistré le plus de crues (79%), la production des sédiments a été relativement élevée, elle s'effectue principalement dans le réseau hydrographique (lit, berges et affluents). Les sédiments sont principalement arrachés des berges du cours d'eau ou résultent de la remise en suspension des dépôts antérieurs. A la fin du printemps, la charge solide est aussi importante qu'en automne. Les sols minces sur les reliefs accentués se saturent rapidement et déclenchent des mouvements de masse produisant une source potentielle de matières solides susceptible d'être transportée par le cours d'eau. Aussi, les effondrements des berges sont fréquents en cette période.

A la fin de cette partie et après avoir donné un aspect quantitatif du transport solide, une réflexion à l'échelle du bassin versant est essentielle et indispensable pour réduire significativement les risques de l'érosion hydrique. Pour augmenter l'infiltration du sol et faciliter la sédimentation ou laminier les crues ou encore gérer les débits, la combinaison de certaines pratiques culturales (déchaumage, binage et écroûtage) et d'autres techniques d'aménagements (reboisements, bandes enherbées, talus, haies, fossés...etc.) est donc nécessaire pour lutter efficacement contre le ruissellement superficiel et contre l'érosion des terres surtout à vocation agricole.

**3^{eme} PARTIE : SIG, TELEDETECTION,
CARTOGRAPHIE DU RISQUE D'EROSION
HYDRIQUE DE LA REGION D'ETUDE**

1) INTRODUCTION

Le nord de l'Algérie où règne un climat méditerranéen semi-aride, est particulièrement affecté par l'érosion hydrique. Ceci est dû à de longues périodes sèches suivies d'orages avec de violentes chutes de pluies érosives, tombant sur des pentes raides aux sols fragiles (roches tendres, couvert végétal dégradé). Les pratiques culturales inappropriées, la déforestation, le surpâturage et les activités anthropiques sont autant de causes qui accentuent l'érosion des sols au Maghreb.

En Algérie, le Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural estime que 14 millions d'hectares de zones de montagne au nord (soit 6% du territoire national) sont touchés par l'érosion hydrique, 32 millions d'hectares en zones steppiques (soit 13% de la surface globale du pays) sont directement affectés et/ou menacés par la désertification et 4,1 millions d'hectares de forêts (environ 2%) soumises aux menaces des effets des changements climatiques (Mostephaoui et al., 2013).

L'érosion constitue un grave problème environnemental, agricole et social qui affecte et menace d'immenses espaces de notre pays. Parmi les conséquences les plus remarquables on note la baisse de la fertilité des sols agricoles, la pollution des eaux, une aggravation des coulées boueuses sur les zones urbaines, l'envasement des barrages et une désertification du milieu naturel (FAO, 1980). Le phénomène se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant plus s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur la parcelle en emportant les particules de terre. Une fois le ruissellement déclenché sur la parcelle, l'érosion peut prendre différentes formes qui se combinent dans le temps et dans l'espace : l'érosion de versant diffuse ou en rigoles parallèles et l'érosion linéaire ou concentrée de talweg (Le Bissonnais et al., 2004). Deux sous bassins du nord-ouest algérien sous climat semi-aride, à savoir l'oued Boukiou et l'oued Boumessaoud connaissent les effets de fortes érosions avec toutes ses formes et ses aspects (en nappe, en rigole et en ravinement). Les bassins ont été ciblé afin de localiser et d'identifier les zones sensibles à l'érosion en fonction de l'influence d'un certain nombre de facteurs déterminants. Ceux-ci font maintenant l'objet d'un consensus entre plusieurs auteurs et regroupent le sol, l'occupation du sol, la topographie et le climat (Mazour, 2004 ; Morsli et al., 2004). Depuis les années 1990 (Bonn, 1998, EL Garouani et al., 2008), l'intérêt de cartographier les risques potentiels des sols à l'érosion sur de grandes étendues est devenu très répandu. L'exécution des mesures efficaces de conservation de sol doit d'abord être précédée par une identification et une évaluation dans l'espace du risque d'érosion (Moussa et al., 2002 ; Souchère et al., 2005).

La forte pression exercée sur les ressources naturelles exige donc une planification des activités et des interventions sur le territoire basée sur une connaissance plus précise des processus de dégradation des sols et du couvert végétal. Il est donc vital de développer des stratégies de surveillance et de gestion de l'environnement et de l'agriculture. Ces stratégies doivent reposer sur des moyens et des approches performantes en l'occurrence la télédétection et les systèmes d'information géographique. Cette étude s'inscrit dans ce contexte et nous proposons une approche cartographique qui porte sur l'intégration dans un SIG de quatre facteurs principaux influençant l'érosion hydrique que sont les précipitations, la pente, la nature des matériaux affleurant et le couvert végétal. Ainsi une

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

évaluation de l'érosion qualitative est établie grâce à divers croisements des cartes thématiques entre elles. Cette troisième partie de la thèse s'articulera sur les axes suivants :

- recherche bibliographique sur les modèles et les méthodes de cartographie du risque d'érosion.
- Exploitation des données satellitaires et de télédétection spatiale (ETM+ de LANDSAT, MNT), topographiques, pédologiques et pluviométriques.
- Utilisation de l'outil SIG pour la cartographie des facteurs déterminants dans l'érosion hydrique.
- réaliser des cartes de vulnérabilité à l'érosion hydrique de la région d'étude.
- Spécifier et délimiter les secteurs ou zones d'intervention pour lutter contre le phénomène d'érosion.

CHAPITRE : VII Revues Bibliographiques Sur Les Études De Cartographie Des Risques D'érosion Hydrique En Région Semi Aride

1) Cartographie des risques d'érosion : principe, mise en œuvre et potentialités

a) Contexte Historique de cartographie de l'érosion en méditerranée

Dans le contexte actuel, caractérisé par les changements climatiques globaux et les problématiques de développement durable, la gestion des territoires doit répondre à des nouveaux objectifs tels que la pérennité des ressources (eau, produits agricoles, énergie, ...). Pour y faire face, il devient nécessaire de proposer une gestion plus intégrée des écosystèmes, celle qui consiste à considérer l'écosystème dans sa globalité plutôt que de s'intéresser à chacune de ses composantes de manière individuelle. Par exemple, dans le cas d'une parcelle agricole, ne pas s'intéresser uniquement à la culture pratiquée mais aussi au sol, au climat, aux itinéraires culturels. Ceci est absolument nécessaire pour la protection de l'environnement et la planification d'une utilisation durable des ressources du sol d'un pays. Des dégâts immenses récents (glissements de terrains et inondations) ont mis en évidence l'importance d'avoir une information détaillée sur le sol. Dans certaines parties de la région méditerranéenne, l'érosion a atteint un niveau d'irréversibilité et dans quelques unes elle a pratiquement cessé car il n'y a plus de sol. Avec un taux très faible de régénération, toute perte de sol de plus de 1 t/ha/an peut être considérée comme irréversible dans une courte période de 50-100 ans. Des pertes de 20 à 40 t/ha lors d'orages ponctuels, ce qui peut arriver tous les deux ou trois ans, sont mesurées régulièrement en Europe et jusqu'à 100 t/ha lors d'événements particulièrement violents (Morgan, 1992). Dans le cadre de la promotion de la protection des sols visant essentiellement à préserver l'environnement dans les zones côtières méditerranéennes, beaucoup de pays méditerranéens, l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO), la direction générale de la conservation de la nature (DGCONA) à Madrid et le Centre arabe d'étude des zones

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

arides et des terres sèches à Damas, ont participé depuis 1984 à un programme ambitieux, le programme d'actions prioritaires (PAP) agissant dans le cadre du Plan d'action pour la Méditerranée (PAM) du PNUE. Ces organismes ont formulé une proposition d'un projet de coopération en matière de cartographie et de mesure de l'érosion dans les zones côtières méditerranéennes. Des Directives ont été émises sur la base des résultats de ce projet. Une des principales raisons qui ont motivé la décision de mettre en œuvre ce projet de coopération reposait dans le fait qu'une grande diversité de méthodologies et de démarches, bien souvent peu comparables les unes avec les autres, étaient utilisées pour cartographier et mesurer les processus d'érosion dans les zones côtières méditerranéennes. C'est pourquoi la nécessité a été ressentie de développer une méthodologie commune, consolidée et innovatrice et de la tester à travers des études de cas avant de la proposer pour usage général. Ce projet soutenu par trois pays en l'occurrence l'Espagne, la Turquie et la Tunisie, a été réparti en deux composantes: la première, dédiée à la cartographie, et réalisée dans la période 1991-1992 (avec une prospection supplémentaire de la zone de Vallcebre en 1995- 1996), et la seconde, dédiée à la mesure des processus d'érosion, dans la période 1993-1996. La composante cartographie a été appuyée par des exercices cartographiques réalisés dans les zones d'Adra et Vallcebre (Espagne), Essen (Turquie) et Oued Ermel (Tunisie). La composante mesure a été appuyée par des mesures effectuées dans les zones pilotes de Vallcebre (Espagne), Caybogazi (Turquie) et El Khairat (Tunisie). Les processus d'érosion des sols dans les zones côtières méditerranéennes ont de graves conséquences sur l'utilisation rationnelle des ressources et sur l'environnement côtier. La fragilité des écosystèmes méditerranéens, une population en constante augmentation dans les zones côtières, l'importance de l'agriculture méditerranéenne et la nécessité d'augmenter la productivité, associées à une pollution accrue, imposent une analyse et une évaluation intégrées des phénomènes d'érosion. La cartographie et la mesure de l'érosion dans les zones affectées fournissent des bases à la conception et à la mise en œuvre des programmes de lutte antiérosive et de gestion des sols dans le cadre du schéma plus large de gestion intégrée des zones côtières (PAP/CAR, 1998). Accroître la prise de conscience des scientifiques et des décideurs sur le problème de la dégradation des sols est maintenant une nécessité. L'identification des zones sensibles à l'érosion peut être utile pour améliorer nos connaissances sur l'étendue des surfaces que nous citerons plus tard.

b) Etat De l'érosion Hydrique Dans Les Zones Côtières Méditerranéennes

Dans les pays méditerranéens de l'Union européenne une superficie de 202.000 km² présente un risque élevé d'érosion (Giordano et al., 1992). D'autres données rassemblées par les Nations Unies font penser que pas moins de 20 millions d'hectares pourraient être exposés à la désertification en région méditerranéenne. D'après les cartes d'érosion établies par l'ICONA (1992), 57% (104.000 km²) des bassins méditerranéens d'Espagne accusent des taux d'érosion supérieurs à 12 t/ha/an, dont 25.700 km² enregistrent des taux très intenses de plus de 50 t/ha/an. Certaines recherches (CEMAGREF, 1988) dans le bassin versant de Bléone, situé entre Digne et Draix (Alpes Maritimes, France), montrent que deux petits bassins, l'un entièrement couvert de plantations artificielles et l'autre comportant des terres dénudées, présentent des taux d'érosion de 0,01 t/ha/an et 30 t/ha/an respectivement. En Turquie, 22,3% des terres sont gravement érodées (Topraksu et al., 1981). En Tunisie, l'érosion et la

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

désertification menacent la durabilité des ressources en sol. Les pertes de terres annuelles sont évaluées à 23 000 hectares, dont 13 000 ha de façon irréversible (CAR/PB- PAM/PNUE, 2000). Les principaux facteurs physiques qui provoquent l'érosion sont l'irrégularité des précipitations d'une année et d'une saison à l'autre et le relief montagneux. D'après la carte de l'érosion du nord de la Tunisie, qui couvre 120.000 km² sur un territoire national de 164.000 km², 70.000 km² sont directement menacés par l'érosion (Chevalier et al., 1995 ; Boussema, 1996).

Lors d'un essai pour quantifier l'érosion en Méditerranée à l'aide de techniques numériques modernes, un projet a été initié en Italie, visant à évaluer le risque d'érosion au niveau national. Les cartes finales ont indiqué que des taux de risque variaient entre 1 et 40 t/ha/an. L'explication de cette situation peut être trouvée dans des sols particulièrement érodibles et soumis à une culture extrêmement intensive. Le fleuve Drini en Albanie a une des charges de sédiments en suspension les plus élevées pour l'ensemble du bassin méditerranéen: 1.082 t/km²/an. Selon la FAO (1990), 35% des terres sont affectées par l'érosion en Grèce. En Syrie, au Liban et en Israël, les effets de l'érosion hydrique et éolienne sont associés et cumulatifs. L'érosion hydrique excède rarement 50 t/ha/an (FAO/PNUE/UNESCO, 1980). En Egypte, l'érosion pluviale est nulle ou négligeable, mais dans certaines zones désertiques (erg), sur une bande étroite bordant le delta du Nil et sur la côte égyptienne occidentale, elle peut mobiliser plus de 200 t/ha/an. En Libye, l'érosion pluviale est modérée dans la chaîne montagneuse bordant la mer (Jebel Akhdar et Jebel Nefhusa), alors que d'autres parties sont sujettes à une érosion éolienne généralisée (PAP/CAR, 1998). Dans une étude cartographique du bassin oued Djemaa dans le pré-Rif marocain, El Garouani et al. (2005) a estimé les dégradations moyennes dans ce bassin à 28 t/ha/an. Avec une érosion spécifique annuelle moyenne variant entre 2000 et 4000 t/km², l'Algérie est classée parmi les pays aux sols les plus érodibles du monde. On compte en moyenne annuellement entre 1 et 2 millions de m³ le volume de sédiments arraché au bassin et déposé en mer pour les seuls bassins tributaires de la Méditerranée (Demmak, 1982). L'érosion a des effets très importants pour l'environnement et l'économie en région méditerranéenne. Elle entraîne sur les terres affectées une perte de productivité des sols et une réduction des rendements agricoles. Les causes de cette situation sont à la fois d'origines physiques et anthropiques voir socio-économiques. Elles peuvent aussi avoir un effet sur l'accroissement de la sédimentation dans les cours d'eau et de l'envasement dans les barrages, ce qui compromet le cycle annuel de l'eau et diminue la capacité naturelle des terres en ce qui concerne la régulation des rivières dans une région où l'eau est un facteur critique qui limite le développement socioéconomique. Il est indispensable de bien comprendre les causes d'une pression démographique toujours en croissance face à l'érosion et à la désertification dans le milieu méditerranéen surtout le long de la rive sud. Depuis 1950, la population a triplé dans cette zone alors qu'elle s'est accrue de 30% à peine dans la rive nord. Comme la superficie irriguée reste inchangée, il a été nécessaire d'accentuer très fortement la pression de l'agriculture sur les terres marginales pour faire vivre la population. En conséquence, des terres sont surexploitées pour les cultures ou le pâturage de sorte que les rendements sont irréguliers et l'érosion se diffuse. La superficie des forêts recule d'environ un à deux pour cent et celle des steppes et des pâturages naturels d'un pour cent par an (PAP/CAR, 1998).

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

Une gestion efficace des zones côtières requiert une vue intégrée de tout le bassin versant, espace dans lequel se déroulent les cycles hydrique, écologique et géologique. La planification et la conception des mesures d'atténuation du phénomène d'érosion reposent sur la notion de restauration et de gestion des bassins versants, c'est-à-dire sur une analyse intégrée des ressources en terres du bassin et de son degré de dégradation qui doit servir de base pour formuler une proposition d'utilisation durable des terres du point de vue de la protection des sols et des eaux (Rojo Serrano, 1996). La cartographie de l'érosion serait un outil fondamental pour connaître la répartition et l'ampleur géographique du phénomène, ainsi que pour sa caractérisation qualitative dans les zones côtières méditerranéennes. Grâce à la cartographie, il est possible d'incorporer le phénomène de l'érosion comme un facteur dans le processus d'aménagement du territoire, et plus particulièrement dans le processus de gestion intégrée des zones côtières. Ainsi La carte finale du risque ou de vulnérabilité fournit des informations synthétiques et systématiques sur la nature, l'intensité et la répartition spatiale de l'érosion, et permet donc d'identifier les zones les plus affectées et les types d'érosion dominants.

c) Expérience acquise en matière de cartographie de l'érosion hydrique dans la région méditerranéenne

Différentes cartes ont été réalisées ces deux dernières décennies sur le risque d'érosion hydrique en région méditerranéenne ainsi que sur l'évaluation aussi bien quantitative que qualitative des processus d'érosion. Des méthodologies et des cartographies ont été avancées depuis les années 1980 afin de prédire les taux de dégradation des terres dans les zones à fort potentiel érosif. Diverses cartes d'érosion ont été produites et répertoriées selon leurs objectifs et selon l'approche adoptée, pour ensuite faire l'objet d'analyse critique et profonde qui permettra plus tard vers les années 1990 d'identifier les méthodologies et les cartographies les plus appropriées à une diversité d'échelles et de problèmes. Les taux actuels d'érosion hydrique, ainsi que les potentiels d'érosion, ont fait l'objet d'analyses particulières, déterminées sur la base de sept exemples de levés cartographiques (Rojo, 1988 ; Giordano, 1989). Les cartes comprenaient plusieurs aspects tel que l'évaluation de l'érosion des sols à partir des taux de sédimentation, les données sur l'érosion hydrique et éolienne (évaluation qualitative), l'érosion des sols, les glissements de terrain et les mouvements de masse actuels, le risque d'érosion éolienne, la désertification, la protection des ressources naturelles et des écosystèmes ou bien encore l'utilisation des techniques de télédétection. Parmi les exemples de cartographie quantitative de l'érosion hydrique, on citera la carte provisoire des taux actuels de dégradation (FAO/PNUE/UNESCO, 1980) concernant le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord (au 1:5.000.000), la Carte des états érosifs (ICONA, 1982) à l'échelle 1:400.000. Les deux cartes précitées sont basées sur l'utilisation de l'équation universelle de pertes en sols (USLE) modifiée, plus particulièrement en ce qui concerne l'érosivité pluviale; cette méthode exige toujours un calibrage progressif. Pour ce qui est de l'approche qualitative à l'érosion potentielle, il convient de mentionner la carte "Erosion potentielle des sols et importantes ressources terrestres dans les pays méridionaux de la commission européenne" (EC, 1989 Programme CORINE). Une autre approche basée sur la méthode du score factoriel a été utilisée pour évaluer l'aléa d'érosion (Morgan, 1995). Un exemple en

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

est l'estimation du risque d'érosion de la région méditerranéenne CORINE (CORINE, 1992). L'analyse est basée sur le score factoriel pour l'érodibilité (4 classes), l'érosivité (3 classes) et l'angle de pente (4 classes). Les points sont multipliés, donnant un point combiné qui représente l'aléa d'érosion. Pour estimer l'actuel risque d'érosion des sols, la carte du risque potentiel d'érosion est combinée au facteur de couverture végétale (2 classes). Montier et al.(1998) ont développé une méthode d'expertise pour l'ensemble de la France. Comme avec CORINE, la méthode est basée sur des points qui sont assignés à des facteurs apparentés à la couverture végétale (9 classes), à la capacité du sol à former une croûte de battance (4 classes), à l'angle de pente (8 classes) et l'érodibilité (3 classes). Une caractéristique intéressante de leur méthode est qu'ils prennent en compte les différents types d'érosion qui existent dans les zones cultivées, les vignobles, les zones de montagne et la Méditerranée. De cette façon, l'interaction entre sol, végétation, pente et climat rend bien compte du phénomène dans toute son étendue. L'objectif du programme CORINE est de créer un système modèle d'informations (SIG) sur l'état de l'environnement et des ressources naturelles dans les communautés européennes. Le projet "Erosion potentielle" n'est qu'une composante, quoiqu'importante, du programme CORINE qui traite des questions telles que les biotopes, la qualité de l'air, le couvert végétal, l'érosion côtière, etc. La méthodologie consiste en l'évaluation de deux indices, différents mais liés, de risque d'érosion, à savoir le "risque d'érosion potentiel" et le "risque d'érosion actuel" (PAP/CAR, 1998). A l'exception de CORINE, qui est à très petite échelle, il n'existait pas de cartes à moyenne ou grande échelle pour l'évaluation ni quantitative ni qualitative de l'érosion. C'est grâce aux efforts conjugués des experts du PAP (programme d'actions prioritaires) en collaboration avec d'autres organismes internationaux comme le PNUE (programme des nations unies pour l'environnement) ou la FAO (organisme international pour l'alimentation et l'agriculture) ainsi que l'aide d'institutions financières (Banque Mondiale, Banque Européenne d'Investissement), que la cartographie de l'érosion dans les zones côtières méditerranéennes a pu connaître un nouvel essor pour consolider et améliorer une utilisation commune de cartographie à moyenne et grande échelle, applicable dans l'ensemble des pays méditerranéens. A partir de 1995, une méthodologie commune et consolidée de cartographie des processus d'érosion hydrique a vu le jour dans les zones côtières méditerranéennes. Cette méthodologie est innovatrice, car elle permet de présenter sur une seule carte intégrée aussi bien les états érosifs que la dynamique de l'érosion. Comparée aux systèmes de cartographie traditionnels, elle présente des avantages considérables pour le contrôle des processus d'érosion et la gestion des zones côtières méditerranéennes. Suivant cette méthodologie, la démarche cartographique comporte trois phases (PAP/CAR, 1998): Une cartographie prédictive ou carte des états érosifs consistant en l'identification, l'évaluation et l'intégration des facteurs physiques de base, tels que la physiographie (pentes), la lithologie et/ou lessols, et le couvert végétal, dans le but d'établir des hypothèses de départ concernant le risque d'érosion (érodibilité – érosion potentielle); une cartographie descriptive consistant à décrire et à faire une évaluation qualitative des processus d'érosion actuels et actifs et une phase de consolidation et d'intégration, qui fournit le produit cartographique final identifiant et évaluant aussi bien le potentiel d'érosion (états érosifs) que les processus d'érosion actuels, leur intensité et tendance évolutive. La carte finale des états érosifs est le résultat de la superposition et de la corrélation des cartes de degrés de protection des sols et de

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

degrés d'érodibilité. Le processus de description de l'érosion sur un site donné, son étude et cartographie, se font en combinant la photo-interprétation et le contrôle sur le terrain. Parallèlement à ces opérations de cartographie, des mesures sont destinées à évaluer la perte actuelle en sol, grâce à la mesure du débit solide dans les parcelles et/ou sous-bassins expérimentaux. Un schéma des séquences de cartographie et de mesure qualitative de l'érosion hydrique est présenté à la **figure 32**. A la suite de ce programme ambitieux qui fait partie du Plan d'action pour la Méditerranée (PAM) et du Programme des Nations unies pour l'environnement (PNUE), d'autres projets et investigations à travers tout le pourtour du bassin méditerranéen ont connu des avancées remarquables aussi bien en matière de cartographie de l'érosion hydrique que sur le plan de la mise en œuvre des techniques de lutte contre l'érosion et la désertification et ce ci au profit du développement durable.

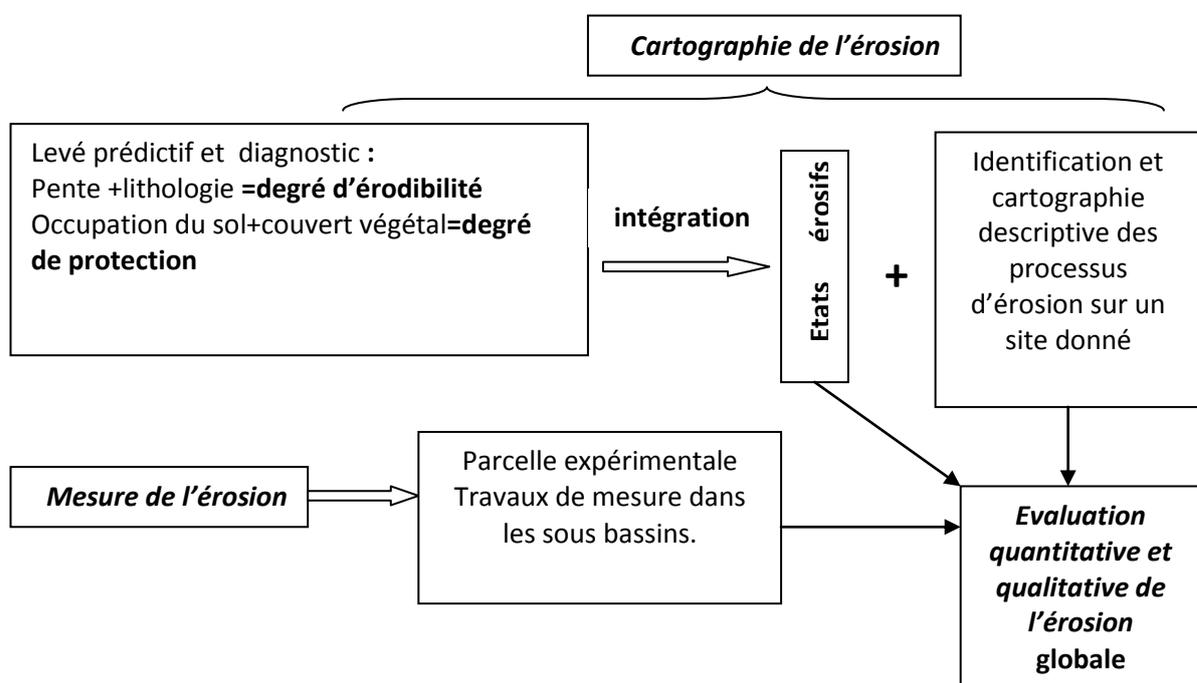


Figure 32. Méthodologie prédictive et descriptive de cartographie de l'érosion hydrique (PAP/CAR, 1998).

2) Evaluation du risque d'érosion hydrique par modélisation

Pour évaluer le risque d'érosion du sol, différentes approches ont été proposées. Une distinction peut être faite entre les approches basées sur l'expertise et les approches basées sur la modélisation. Le problème avec la plupart des méthodes basées sur le score factoriel est que les résultats dépendent de la façon dont les points sont définis. De plus, classifier les données-sources, par exemple les classes de pente, entraîne une perte d'information, et les résultats d'analyse vont fortement dépendre des limites de classes et du nombre de classes utilisés (Van Der Knijff, 2000). De plus, à moins qu'une pondération soit faite, on accorde un poids égal à chaque facteur, ce qui n'est pas réaliste. Si quelqu'un décide cependant d'utiliser des pondérations, le choix de valeurs réalistes

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

va être difficile. La façon dont les différents facteurs sont associés dans des classes en accord avec le risque d'érosion (addition, multiplication) peut aussi poser problème (Morgan, 1995). Enfin, comme le score factoriel produit des classes qualitatives d'érosion, l'interprétation de ces classes peut s'avérer difficile. Une large variété de modèles est disponible pour estimer le risque d'érosion des sols. Le choix d'un modèle particulier dépend largement des objectifs à atteindre, du temps et des données disponibles. Il est évident que la modélisation vise une rapidité dans l'évaluation du rythme des risques d'érosion dans une région comme elle doit répondre à une demande dans les priorités d'intervention de lutte anti-érosive par une identification des processus érosifs qui s'opèrent dans les bassins versants. Certains modèles sont conçus pour prédire les pertes de sol annuelles (donc sur le long terme), tandis que d'autres prévoient les pertes pendant un orage (donc événementielles). L'espace sur lequel va porter cette prédiction est aussi important. Par ailleurs une distinction entre les modèles empiriques et les modèles physiques ne saurait être négligée. En effet les modèles empiriques tiennent compte de l'incidence de la majorité des facteurs déclenchant le phénomène de l'érosion. Ils sont développés à partir des données sources acquises expérimentalement sur le terrain ou grâce à des données de télédétection et d'images satellitaires gérées par un système d'information géographique, or les travaux d'expérimentation locaux visant à estimer ces facteurs n'ont pas été menés avec la même importance dans les pays méditerranéens.

Selon Boukheir et al. (2001) les difficultés liées à l'utilisation des parcelles de ruissellement sont diverses: Les coûts d'installation et d'entretien sont très élevés, le suivi rigoureux des séquences d'événements exceptionnels qui n'est pas assuré en permanence, la collecte d'échantillons de terres qui fait souvent défaut et l'absence de tests expérimentaux pour vérifier les risques de ruissellement sous divers états de surface. Ce ci étant, l'extrapolation spatiale à une échelle plus vaste de ces variables localement identifiables devra être prise avec prudence dans l'estimation de l'impact de l'érosion hydrique sur les sols.

Tout a commencé par une équation bien connue développée par deux chercheurs américains, c'est l'équation universelle de perte en sol (USLE, Universal Soil Loss Equation) établie par Walter H. Wischmeier et Dwight David Smith (1978) sur des petites parcelles agricoles et visant à étudier l'érosion en nappe et en rigole sur des échéances de plus de 20 ans. Il s'agit d'un modèle empirique dans lequel l'érosion A exprimé en $t/ha/an$ est le produit de 6 facteurs : érosivité de la pluie (R), inclinaison de la pente (S), longueur de la pente (L), érodibilité du sol (K), couverture végétale (C) et mesures de prévention (P). Bien que l'équation soit largement utilisée dans le monde scientifique, son application dans la région méditerranéenne nécessite des paramètres de calibration non disponibles. D'autre part on ne peut pas attendre qu'un tel modèle, devant prédire des pertes en sol sur un simple terrain agricole, donne des estimations précises d'érosion quand on l'applique à l'échelle régionale. On doit aussi être conscient de quels processus on veut modéliser. Par exemple, l'équation USLE a été développée pour prédire l'érosion en rigoles et l'érosion diffuse. Ainsi, on ne peut pas espérer que ce modèle représente bien des systèmes où l'érosion par ravinement est très répandue, sans parler des mouvements de masse comme les glissements de terrain et les éboulements. Ainsi chaque pays doit mettre au point son propre modèle prévisionnel, adapté à ses conditions spécifiques et s'appuyant sur sa propre base de données. Devant cette situation de nombreux modèles se sont

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

succédés intégrant de nouvelles données acquises sur les processus érosifs pour améliorer l'équation USLE (Roose et Sarailh, 1989 ; Renard et al., 1997). On cite à titre d'exemple les modèles empiriques qui ont été proposés en Afrique, qu'il s'agisse du Revised USLE (RUSLE) dans lequel on a tenté d'affiner les paramètres pour les principaux sols et couverts végétaux du Maroc (Yassin et al., 1998) ou du Modified USLE où l'énergie des pluies a été remplacée par l'énergie du ruissellement (Renard et al., 1997). Il existe aussi des modèles européens d'estimation de l'érosion hydrique des sols tel que EUROSEM (Quinton, 1997), le modèle MESALES (Modèle d'Evaluation Spatiale de l'Aléa Erosion de Sols) (Cerdan et al., 2006), le modèle TURTEM « Turkey Soil Erosion Estimation Model » (Ozden et Ozden 1998), WEPP « Water Erosion Predict Project » (Laflen et al., 1991), le Modèle d'Érosion hydrique en milieu semi-aride de Forte Énergie de Relief (MEH-SAFER) (Tidiane et al., 2003), ARSEM « Ardeche Soil Erosion Model » et SAGATELE « Système d'aide à la gestion et à l'aménagement du territoire pour la lutte contre l'érosion » (Pouliot et al., 1994 ; Boussema et Chairat Benabdellah, 1995), MEDALUS « Mediterranean Desertification And Land Use » (Kirkby, 1995) et MEDRUSH (Thomes et al., 1996).

Parmi ces modèles il y a ceux qui sont conçus pour être utilisés dans le cas d'événements pluvieux exceptionnelles nécessitant un grand nombre de données et mesures continues de l'intensité et du volume des pluies durant tout le temps de la pluie comme c'est le cas du modèle ARSEM ou encore le modèle WEPP qui fournit des pertes en sol journalières. L'inconvénient avec ce type de modèles est la grande variabilité temporelle et spatiale des caractéristiques géomorphométriques, pédologiques, d'occupation du sol et climatiques, ce qui rend difficile leur application à une échelle plus large (1/100000). L'un des premiers modèles adaptés aux conditions méditerranéennes est le SEMMED « Soil Erosion Model for Mediterranean Areas » (De Jong et Riezebos, 1997). Les variables d'entrée sont déterminées à partir des données météorologiques standards, des cartes du sol, des images satellites multi-temporelles, des Modèles Numériques de Terrain et d'un nombre limité de données de terrain. Il permet l'identification de grandes surfaces vulnérables à l'érosion. Le modèle SEMMED a été utilisé pour produire des cartes régionales de risque d'érosion dans des zones de l'Ardèche et dans le bassin versant de Peyne dans le Sud de la France (De Jong, 1994, De Jong et al., 1998). Contrairement aux autres modèles cités ci haut ce modèle est complètement incorporé dans un système d'informations géographiques, il permet en outre d'élaborer des cartes intermédiaires comme la carte du ruissellement, la carte de la capacité du transport et la carte de détachement (Boukheir et al., 2001). S'inspirant de ce modèle, d'autres auteurs ont utilisé les données de la télédétection et l'outil informatique pour le suivi de l'érosion et l'estimation aussi bien qualitative que quantitative des pertes en sol dans certains bassins versants méditerranéens. Leur méthodologie consistait à identifier d'abord les facteurs disponibles les plus influençant dans les processus d'érosion en les préparant sous forme de cartes thématiques et de procéder ensuite à leur croisement via un SIG. Pour illustrer ce raisonnement on présente un organigramme (Fig. 33) des étapes du projet de réalisation d'une carte de l'aléa érosion dans le département de l'Aisne au nord de la France (Le Bissonnais et al., 2004). Un autre exemple de modélisation du processus de l'érosion hydrique en est l'étude portée sur le bassin oued Djemaâ dans le pré-rif marocain en utilisant l'équation universelle de perte de sol (USLE) dans sa version adaptée par Kalman (1967) aux conditions marocaines. Le modèle

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

empirique USLE est intégré dans le SIG Idrisi, pour l'estimation quantitative de l'érosion hydrique (EL Garouani et al., 2005). Une autre étude dont le but était le suivi spatio-temporel de l'occupation du sol et de l'érosion nette dans le bassin oued Tlata au Maroc, a permis d'introduire un algorithme de sédimentation pour modéliser le mouvement des pertes en sol vers l'exutoire (El Garouani et al., 2007).

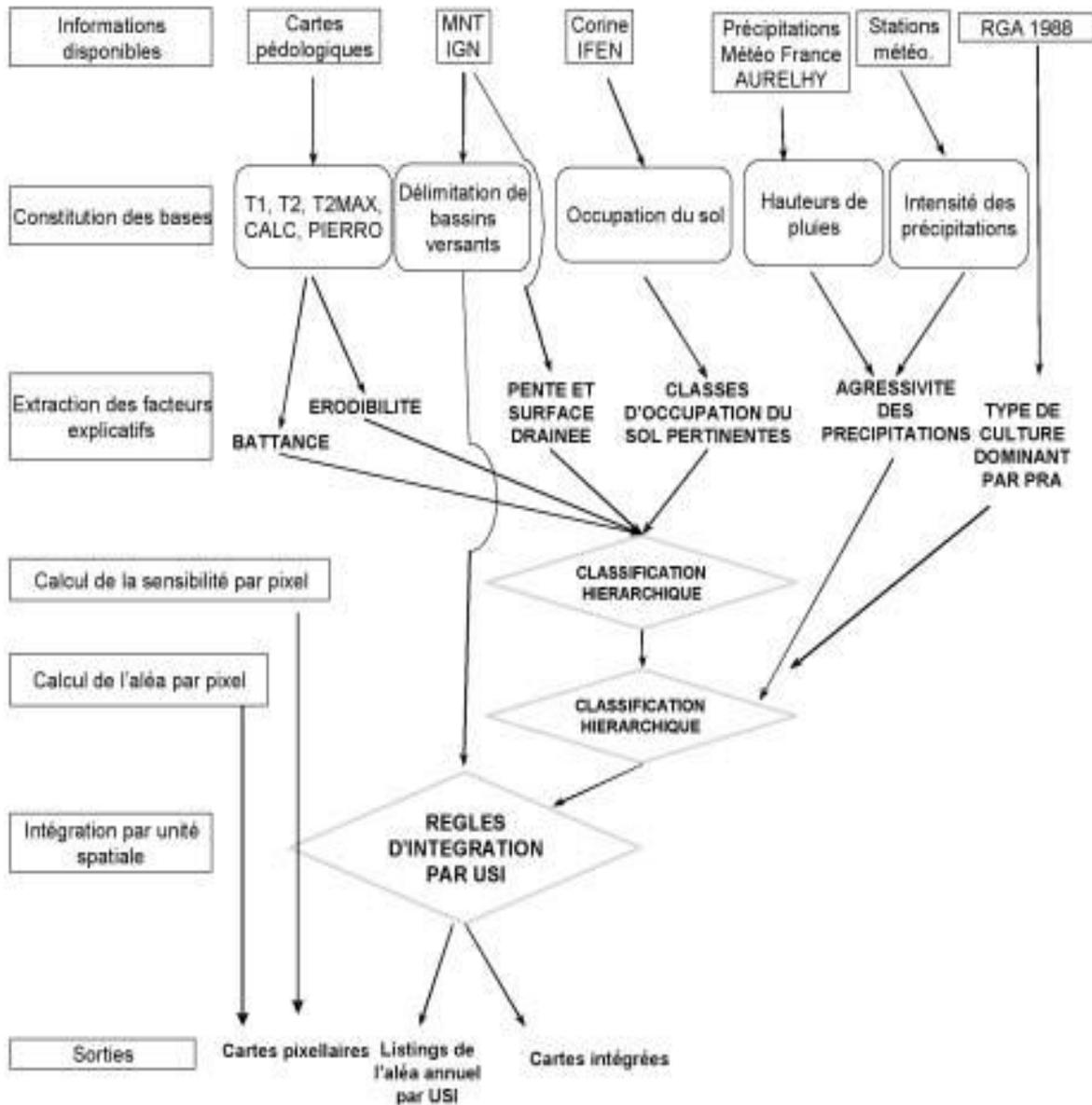


Figure 33. Organigramme des étapes du projet : cartographie de l'aléa érosion (Le Bissonnais et al., 2004). T1: texture de l'horizon de surface - T2: texture de l'horizon sous-jacent - CALC: teneur en calcaire - PIERRO: pierrosité.

Chapitre 7 Revues bibliographiques sur les études de cartographie des risques d'érosion hydrique en région semi aride

3) Avantages de la télédétection et des images satellitaires dans l'étude du risque d'érosion et de la dégradation des sols

Les travaux classiques réalisés dans le domaine de la prévention contre les phénomènes naturels d'érosion, de dégradations des sols et de la désertification étaient basées principalement sur des expériences de terrain et sur des traitements de photo-interprétations sur des photographies aériennes (Bensaid, 2006). Les photographies aériennes peuvent être utilisées pour l'étude et la représentation de divers paramètres d'un milieu naturel notamment la carte d'occupation du sol. Or ces méthodes s'avèrent coûteuses, fastidieuses et très longues surtout lorsqu'il s'agit de grandes superficies. De plus, elles sont effectuées d'une manière ponctuelle ce qui nécessite des procédures d'interpolation afin d'élargir la base de données. Toutefois, ces interpolations engendrent des informations incertaines qui ne peuvent être levées que par un renforcement d'observations et de mesures de terrain. La télédétection offre une vision synoptique de l'information à différentes échelles temporelles, elle permet aussi l'acquisition à distance de scènes terrestres homogènes avec une résolution spatiale, multi-spectrale et multi-date sur de vastes étendues. De cette façon il est possible de traiter n'importe quel problème, d'ordre naturel ou artificiel, selon les besoins exprimés soit par la nature du phénomène à étudier (étude à l'échelle régionale) soit par le manque de documents cartographiques et thématiques à une échelle imposée par les décideurs en vue d'un aménagement local.

Les images satellitaires constituent un outil important dont il faut tenir compte dans le cadre de la planification et de la gestion harmonieuse des aménagements anti-érosifs. Elles fournissent des ordres de grandeurs assez précis pour les facteurs nécessaires au fonctionnement des modèles tel que les facteurs topographiques (pente et longueur de pente), géologiques (affleurements, failles et linéaments), hydrologiques (chevelu hydrographique), pédologiques (structure et texture du sol, pierrosité et profondeur du sol) et climatiques (Boukheir et al., 2001). Aujourd'hui la télédétection par l'intermédiaire de satellites performants comme Landsat ou Terra, permet d'exploiter un grand nombre de données sur l'occupation et l'utilisation du sol grâce à des images de haute résolution spatiale. Par ailleurs, il est à noter que l'inconvénient avec les images satellitaires est qu'elles renseignent par exemple que sur la partie superficielle de la couverture pédologique (Escafadal et al., 1988) ou encore par leur particularité d'être instantanées, elles donnent des informations sur les objets existants qu'au moment de la saisie et donc à chaque date de prise correspondra une nomenclature dépendant des cycles naturels et des façons culturales. Les images de télédétection obtenues seront intégrées dans un SIG qui servira d'outil de traitement et d'exploitation de données multidisciplinaires ainsi recueillies, ils feront l'objet d'une analyse et d'une interprétation qui transforme les données contenues dans l'image en éléments d'information attachés à une localisation géographique. C'est dans cette intégration des données que le potentiel de développement des applications de télédétection est le plus important : l'élaboration de cartographies de zones vulnérables à l'érosion hydrique en est un des axes de recherches utilisant ce type de données. En région semi aride, selon la disponibilité des données thématiques, la résolution spatiale des images satellitaires (qui varie du mètre au kilomètre) et les limites méthodologiques, certaines régions méditerranéennes sont cartographiées à des échelles variant entre 1/50000 et 1/1000000 (Pachecho, 1977 ; Mitchell et al., 1978 ; FAO, 1979 ; Anys et al., 1992 ; Girard et Girard, 1999 ; Ben Amor et al., 1992).

4) CONCLUSION

Ce chapitre bibliographique nous montre comment les approches méthodologiques quantitatives et qualitatives pour l'étude et l'estimation de l'érosion hydrique, ont évolué à travers le temps ces trente dernières années. Depuis l'équation universelle de pertes en sol (USLE) suivies d'autres versions de ce modèle modifié et révisé en passant par les méthodes prédictives et descriptives des plans d'action pour la méditerranée, la modélisation spatiale du phénomène n'a connu son essor qu'avec l'avènement des techniques de la télédétection, source d'information, actuellement incontournable pour ce genre de recherche et d'investigation. En effet les images satellitaires portant sur un grand nombre de facteurs physiques dont va dépendre l'érosion, ont l'avantage aujourd'hui d'être intégrées comme base de données dans un SIG qui procède ensuite à leur analyse statistique rapide et objective en vue de réaliser une cartographie sur de larges étendues de terres érodées.

Les modèles diffèrent selon les facteurs sur lesquels ils sont établis et évidemment sur les objectifs et les types de résultats escomptés. Selon **Boukheir et al., (2001)**, on distingue trois cas :

- 1- Les entrées du modèle sont des facteurs stables ou évoluant sur une longue période : sol, morphologie, géologie, hydrographie, normales climatiques. La sortie est une carte de vulnérabilité définie par des classes explicitant les différents facteurs causant la vulnérabilité du milieu.
- 2- On intègre au cas précédent des données événementielles comme l'intensité des précipitations ou saisonnières comme l'évolution de la végétation ou les états de surface des sols. La sortie est le plus souvent exprimée en pertes de terre et dans certains cas quand il y a soit spatialisation soit extrapolation d'études ponctuelles, on obtient une carte des risques d'érosion hydrique.
- 3- On intègre au modèle les interventions de l'homme qui aggravent l'érosion (incendies, urbanisation, travaux culturels inadaptés) ou les aménagements de conservation des sols (terrasses, reforestation, cycle culturel adapté). La sortie constituera alors une base de données permettant une consultation ponctuelle ou spatialisée, relative à un système d'aide à la gestion territoriale de l'érosion.

Notons bien que les moyens de télédétection ont certaines limites dans le cadre de la modélisation, en effet des paramètres tels que l'infiltrabilité, la cohésion des sols, leur minéralogie et leur stabilité structurale ne peuvent être détectés. Les images malgré leur résolution multiples, sont instantanées et doivent être mises à jour régulièrement surtout pour la saisie des états de surface des sols, elles ne permettent pas la couverture de chaque événement climatique important pour l'érosion. Ce ci étant, il est indispensable de mener des études et des expériences sur le terrain afin de valider les modèles.

CHAPITRE : VIII Sources De Donnees Et Methodologie

1) Introduction

Les modèles d'érosion hydrique les plus utilisés dans la région méditerranéenne font appel à de nombreuses variables liés au climat et au milieu, qu'il est difficile d'obtenir quand on s'intéresse à un espace de type régional dépassant de loin l'échelon parcellaire (Boukheir et al., 2001). On sait par ailleurs que les processus d'érosion qui se manifestent au niveau d'un terrain agricole de quelque hectares ne sont pas les mêmes à grande échelle sur des surfaces dépassant les centaines de kilomètres carrés, ils dépendent d'une multiplicité de facteurs (topographiques, pédologiques, climatiques, d'occupation du sol) interagissant entre eux et sont de ce fait complexes à modéliser. Le cas de l'équation USLE en est un bon exemple, en effet l'équation bien connue pour prédire l'érosion en rigoles et l'érosion diffuse ne peut pas donner les mêmes résultats au sein des systèmes hydrographiques où le ravinement profond est le principal type d'érosion en plus des mouvements de masse comme les glissements de terrain et les éboulements. En fait, le choix de l'approche méthodologique conçue pour réaliser une cartographie du risque ou de l'aléa érosion d'une région quelconque sera donc fonction d'une part de l'existence de données spatialisées décrivant les facteurs physiques et climatiques, et d'autre part de l'existence de modèles opérationnels capables de décrire les processus et d'évaluer l'intensité de l'érosion à partir des données disponibles (Wischmeier et Smith, 1978; King et al., 1998; Kirkby et al., 2000). Le plus souvent, ces choix résultent d'un compromis entre la connaissance que l'on a des processus, et la disponibilité des différents paramètres caractérisant les facteurs d'érosion. Ainsi, à l'échelle d'un bassin versant ou d'une région, les données-sources ne sont pas mesurées directement sur le terrain (comme les paramètres sol et végétation). Généralement les paramètres du modèle sont approximés par des valeurs assignées aux unités de cartographie des cartes de sol ou de végétation, ou par des équations de régression entre, par exemple, la couverture végétale et un index spectral déterminé par satellite (Van Der Knijff, 2000). A cause de toutes ces contraintes, lorsqu'on veut adopter ou sélectionner un modèle d'érosion à l'échelle régionale ou nationale, il est préférable de tenir compte de la disponibilité des données-sources. Utiliser un modèle sophistiqué n'aurait aucun sens sans des données-sources disponibles. C'est pourquoi il ne faudrait pas utiliser un modèle «surparamétré » quand la qualité des données est faible, des incertitudes dans les données-sources se propagent ainsi dans tout le modèle (De Roo, 1993). Différents modèles empiriques (quantitatifs et qualitatifs) ont été adaptés pour prédire, caractériser et comprendre le phénomène de l'érosion hydrique et mettre en évidence les facteurs qui entrent en jeu tout le long de ce processus. La méthodologie entreprise dans notre étude vise à exploiter des données satellitaires, topographiques, géologiques et climatiques pour la restitution et la cartographie des zones exposées à l'érosion hydrique après les avoir intégré et analysé dans un environnement SIG. Les résultats de cette approche donneront un aperçu pour identifier et interpréter des formes d'érosion qui se sont manifestées sur de grandes surfaces dans le bassin, en relation avec les degrés de vulnérabilité des sols.

A l'instar des bassins du nord du Maghreb caractérisés par un climat semi-aride, le phénomène d'érosion se manifeste sur les deux bassins d'étude selon différentes formes. Pour donner un ordre de grandeur des impacts de l'érosion sur les sols, on cite qu'en Algérie entre 1985 et 1995, 60 % des banquettes n'ont jamais été entretenues et sont ravinnées ou presque effacées (Roose et al., 2012). Dans le bassin de l'Isser non loin de notre région d'étude, 75% des gabions (murs de soutènements en casier remplis de pierres) construits ont été affouillés ou emportés par les eaux de pluie (Mazour, 2004). Dans les deux bassins oued Boumessaoud et oued Boukiou, le ravinement et les glissements de terrain sont fréquents et marquent profondément les paysages méditerranéens (badlands, coulées boueuses et effondrements des berges). Quant à l'érosion en nappe qui se traduit par une diminution de la fertilité, elle reste faible au Maghreb (1 à 20 t/ha/an) (Roose et Barthes, 2006). L'acquisition des données a nécessité une approche bibliographique et des connaissances de terrain. Après traitement, il a été possible d'en réaliser une combinaison additive multi-sources dans un SIG.

2) *Choix de type de données sources*

L'érosion hydrique dépend de caractères actifs (intensité des précipitations) et passifs (texture du sol, couverture végétale, pente, etc.). En terme de risque les caractères actifs peuvent être assimilés à l'aléa et les caractères passifs à une partie de la vulnérabilité qu'il est possible de regrouper sous l'appellation de sensibilité à l'érosion (El Hage Hassan, 2013). L'insécurité peut se définir par le croisement de deux dimensions : aléa x vulnérabilité. L'aléa est le phénomène physique aléatoire, par définition à l'abri ou à l'écart de toute installation ou enjeu humain. Ce dernier aspect se traduit par la vulnérabilité qui est le pendant, en termes économiques ou en termes de vies humaines, de l'aléa en question (Glossary, 1992). En réalité, la vulnérabilité d'un sol se définit par leur sensibilité face aux agents extérieurs tels que le climat et les actions anthropiques. Elle est hiérarchisée en fonction du degré d'exposition aux risques. Elle dépend en effet de facteurs intrinsèques et extrinsèques où chaque facteur est une estimation numérique d'une composante précise qui affecte la gravité de l'érosion du sol en un endroit.

Pour notre travail, les données sources ont porté sur quatre facteurs principaux qui font maintenant l'objet d'un consensus et regroupent le sol, l'occupation du sol, la topographie et le climat (plus exactement les précipitations). Ce choix a été fait par beaucoup d'auteurs qui ont procédé à des études de cartographie du risque à l'érosion hydrique des sols (Roose et al., 1996 ; Talbi et al., 2002 ; Le Bissonnais et al., 2004 ; Mazour, 2004 ; Morsli et al., 2004 ;, El Garouani et al., 2008 ; Aké et al., 2012). Ces mêmes auteurs s'accordent pour considérer les facteurs déclenchant de l'érosion cités plus haut, comme étant les plus pertinents et les plus discriminants. En effet, les précipitations constituent l'élément climatique essentiel par leur variabilité spatio-temporelle aussi bien annuelle que mensuelle. Ce sont les gouttes de pluie et les eaux de ruissellement sur les terrains en pente qui détachent et entraînent les particules terreuses en favorisant la fermeture du sol et la formation de croûtes de battance. Pour la zone d'étude, les versants encaissés dans les monts des Traras et ceux de Tlemcen sont plus arrosés que les autres versants. Les mois les plus pluvieux de l'année sont généralement Novembre, janvier, Février et Mars. Selon les données recueillies par l'ANRH durant la période d'observation, les pluies maximales journalières dépassent assez souvent 40 mm.

De même, le couvert végétal influe sur le ruissèlement en diminuant l'érosion des sols. La végétation protège le sol contre la battance des pluies, elle augmente sa capacité d'infiltration. Sa litière entretient la mésofaune (laquelle creuse la macroporosité) et absorbe une grande quantité d'énergie du ruissèlement.

En plus des facteurs favorisant le ruissèlement, l'entraînement des particules du sol est facilité par les caractères du sol comme sa texture, sa minéralogie et sa stabilité structurale sous certaines conditions topographiques. En effet la lithologie est considérée comme le facteur principal contrôlant la stabilité des versants. La succession de roches dures et tendres (marnes et grès), là où les roches sont résistantes, on trouve les pentes les plus fortes et des transports des sédiments faibles mais sur les roches argileuses tendres et les marnes on peut trouver des pentes relativement modérées et des transports importants de sédiments (Heusch, 1970). Le centre des deux bassins d'étude comporte des zones marneuses, argileuses et alluvionnaires portant les traces de différentes formes et processus d'érosion déjà citées.

Le matériel utilisé est composé de données climatiques, cartographiques, de données de télédétection et d'images satellitaires. Les images satellitaires sont de deux types :

- L'image Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de coordonnées N35W1, du 11 octobre 2000, du satellite TERRA, obtenue sur le site <ftp://eosrp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version1/Africa>. Son traitement a permis d'établir un modèle numérique d'altitude (MNA) de résolution 90 m, la carte des pentes et des ombrages, ainsi que le réseau hydrographique caractérisant les bassins versants.

- L'image Landsat ETM+2000, scène 280-763 du 11 mars 2006, fournie par le site <http://www.glcf.umiacs.umd.edu>. Son exploitation a abouti à la caractérisation de l'occupation du sol.

Une carte géologique au 1:100 000 de la région fournie par l'agence nationale de l'aménagement du territoire (ANAT), numérisée et géopositionnée en fonction de la projection conique conforme de Lambert de la zone nord de l'Algérie. Cette carte permettra d'en déduire les unités lithologiques rencontrées dans les deux bassins d'étude.

- Un fichier Excel comportant des précipitations journalières, mensuelles et annuelles sur 20 ans.

Le traitement des données a été effectué avec un logiciel SIG (Arc Gis 10.1). A l'issue de ce traitement, une base des données physiques de la zone d'étude a été constituée pour élaborer des cartes thématiques (couches d'information spatialisées sur chacun des paramètres de l'érosion) et cartographier la vulnérabilité multifactorielle des sols à l'érosion hydrique.

3) Méthodologie de cartographie de la vulnérabilité des sols à l'érosion hydrique

La méthode de cartographie envisagée s'inspire d'un modèle qualitatif de type système expert, comme MESALES, le modèle d'évaluation spatiale de l'aléa d'érosion des sols (Le Bissonnais et al., 2004 ; Cerdan et al., 2006.), c'est-à-dire un modèle utilisant un croisement de paramètres représentatifs des facteurs déterminants dans l'érosion sous forme de combinaisons logiques à savoir les précipitations, la résistance des matériaux d'affleurements, la pente topographique et l'occupation des sols, dont le poids doit être pondéré à partir des connaissances actuelles sur les différents types de fonctionnements érosifs (Bou Kheir et al., 2001-b). Le rôle unanimement reconnu de la végétation

contre l'érosion hydrique nous a conduit à retenir un coefficient de pondération plus élevé pour le couvert végétal. La démarche consiste à attribuer à chaque facteur d'érosion des classes codées de façon à traduire l'influence de chacun dans l'estimation de la vulnérabilité à l'échelle spatiale. La classification des différents facteurs en fonction de leur implication dans l'occurrence du phénomène a été établie en tenant compte des observations de terrain et de connaissances bibliographiques (Bou Kheir et al., 2001 ; N'dri et al., 2008). L'intégration des données cartographiques et descriptives des facteurs influençant le processus d'érosion hydrique s'est effectuée ensuite dans un SIG. Il est important de géoréférencer (selon la projection conique conforme de LAMBERT : zone nord WGS 84) et de caler (en fonction du système de coordonnées de référence de la zone) les données cartographiques, afin d'effectuer le croisement spatial adéquat des facteurs de l'érosion. La réalisation de la carte synthétique de répartition des degrés de sensibilité à l'érosion a été produite à partir de la combinaison des cartes thématiques précédentes, en appliquant l'approche qualitative (de type système expert). La méthodologie est décrite selon l'organigramme ci-dessous (Figure 34) :

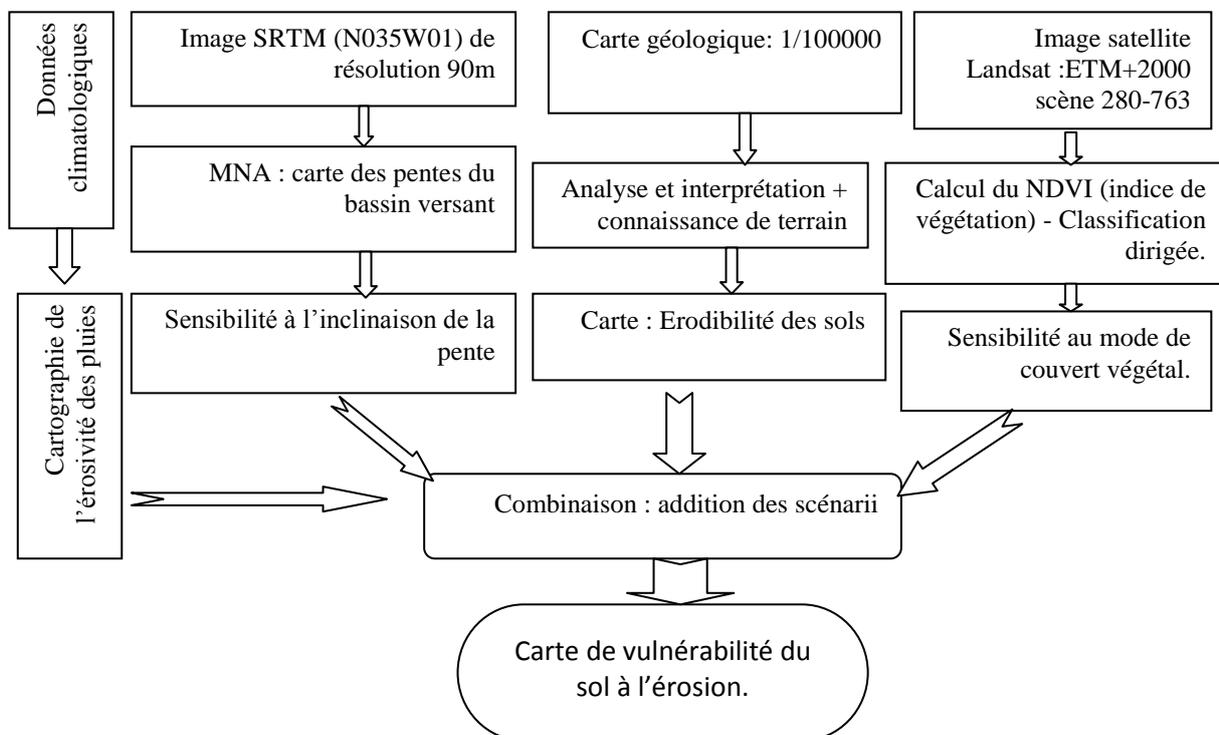


Figure 34. Etapes de cartographie de la vulnérabilité des sols à l'érosion hydrique.

4) Détermination des paramètres d'érosion hydrique

a) L'érosivité des pluies (R)

Le facteur d'érosivité des précipitations noté (R) est obtenu pour toutes les périodes données en sommant - pour chaque orage pluvieux - le produit de l'énergie totale de l'orage (E_c) par le maximum d'intensité de pluie en 30 minutes (I_{30}) : $R = E_c * I_{30}$. Malheureusement, ces données ne sont pas disponibles dans les stations météorologiques standards. De plus le recueil d'informations précises

serait d'autant plus difficile que l'espace de travail s'étale sur une grande échelle. En revanche, des valeurs de R moyennes sur le long terme ont été corrélées avec des données de précipitations plus facilement disponibles, comme les précipitations annuelles ou l'index de Fournier modifié (Arnoldus, 1978). Dans le secteur étudié, une ou deux stations pluviométriques au niveau des bassins versants ne permettent pas de spatialiser l'érosivité des pluies à grande échelle. Celle-ci a donc été considérée comme pratiquement uniforme sur tout le bassin. Les recherches sur l'érosion ont mis aux points différents indices d'agressivité du climat dont nous distinguons les formules suivantes :

- L'indice C de Fournier (1960) qui montre qu'il existe une bonne corrélation entre le transport solide et l'indice d'agressivité des pluies au niveau des grands bassins versants de la forme :

$$C_F = (P_m)^2 / P_a$$

Où P_m : précipitation moyenne du mois le plus humide (mm).

P_a : précipitation moyenne annuelle (mm).

- L'indice C a été modifié en introduisant la somme des douze indices mensuels (FAO, 1977) :

$$C_F = \sum P_i^2 / P$$

Où P_i : précipitation moyenne de chaque mois (mm).

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

- Une évaluation de l'indice d'agressivité climatique R, qui tient compte des précipitations moyennes annuelles (P) et de la moyenne des précipitations maximales en 24 heures pour une période de retour de 20 ans (P_{24}) a été proposé par Kalman (1970) et s'écrit sous la forme : $R = 143 \log (P \cdot P_{24}^2 \cdot 10^{-6}) + 89,7$

- Selon Roose et al. (2012), en région tropicale l'indice d'érosivité des pluies peut être lié à la pluviosité moyenne annuelle sur dix ans que multiplie un facteur "a" qui atteint 0,60 près de l'océan, 0,50 en plaine et 0,25 en montagne. En Algérie, ce facteur "a" ne dépasse pas 0,10 en montagne (Arabi, 1991), ce qui signifie que par leur intensité et leur énergie, les pluies méditerranéennes sont beaucoup moins agressives que les pluies tropicales. Le facteur R en unités américaines varie de 20 à 100 au Maghreb, en appliquant la formule de Fournier modifiée on retiendra un indice de 48.37 pour le bassin de Boumessaoud et de 50.96 pour celui de Boukiou. Ces valeurs témoignant globalement d'une érosivité modérée, sont proches de celles trouvées pour certains bassins du moyen Atlas ou du Rif marocain comme l'oued Srou (El Bouqdaoui et al., 2005), l'oued Leben (Rahhou, 1999) et l'oued Boussouab (Sadiki et al., 2004). Cependant, ces valeurs restent faibles par rapport à celles du bassin versant d'oued Telata avec des valeurs de R variant entre 215 et 228 (Merzouk et Dahman, 1998).

b) Facteur d'érodibilité du sol (K)

L'érodibilité d'un sol est sa résistance à deux sources d'énergie, la battance des gouttes de la pluie à la surface du sol et l'entaille du ruissellement entre les mottes dans les griffes ou les rigoles. Selon Wischmeier et al. (1971), le facteur K dépend de l'interaction de plusieurs propriétés physiques, chimiques et minéralogiques du sol (texture du sol, teneur en matières organiques, structure de sol et perméabilité). La résistance à l'érosion hydrique est plus faible pour les sols

peu épaisse pour les sols profonds (Ryan, 1982). Ainsi, lorsque des sols superficiels sont saturés en eau par les pluies, il se produit un déplacement de particules vers le bas de la pente, même si celle-ci est très faible. Il est évident que la texture fine d'un sol empêche l'infiltration de l'eau et déclenche le ruissellement, d'autre part les sols qui sont riches en matière organique subissent moins l'effet de l'érosion hydrique (Roose, 1994) car cela améliore leur structure et augmente leur porosité tout en facilitant la perméabilité des eaux pluviales (Boukheir, 2002) rendant ainsi le sol plus résistant au choc des gouttes de pluies.

Le calcul de K s'avère difficile suite à la grande variabilité spatiale des propriétés pour les différents types de sols, mais malgré tout, plusieurs études ont été menées afin de mesurer les valeurs de K relatives aux propriétés du sol. Parmi elles, la méthode synthétisée par le nomogramme de sol de Wischmeier est la plus utilisée et la plus citée (Renard et al. 1991). Selon cet auteur les valeurs obtenues des sous facteurs sus cités dont dépend l'érodabilité sont introduites dans le nomogramme (Fig. 35) dans l'ordre suivant: pourcentage de limon et de sable très fin, pourcentage de sable, pourcentage de matière organique, classe structurale, et enfin classe de perméabilité.

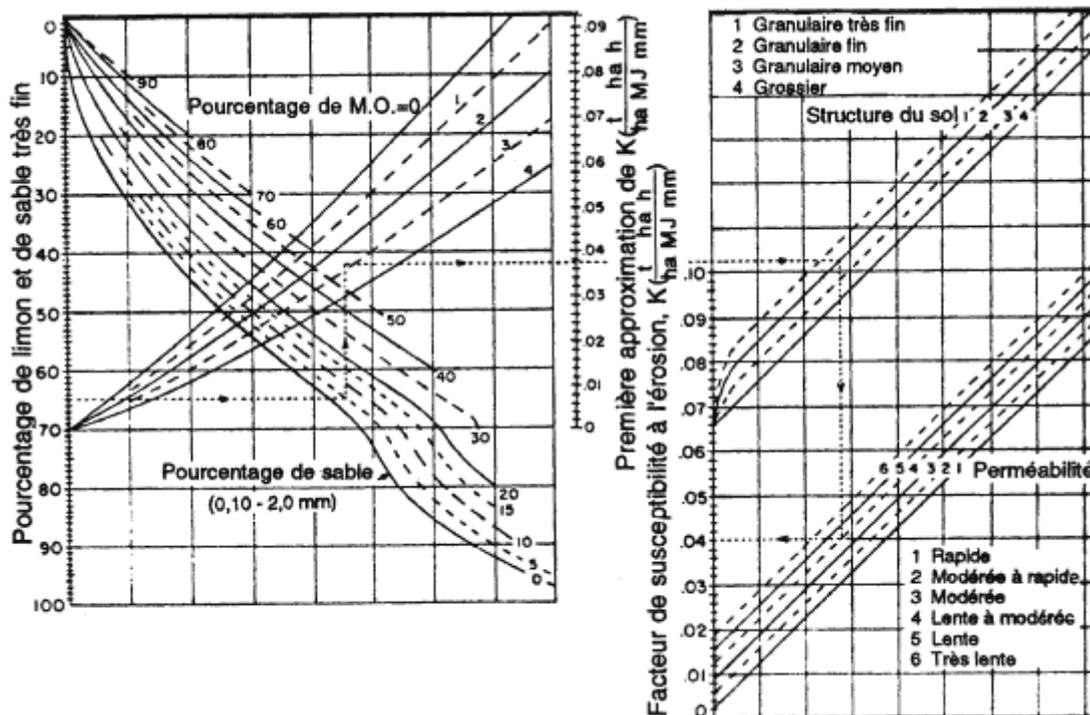


Figure 35. Nomogramme de Wischmeier permettant d'estimer l'indice d'érodabilité des sols à l'érosion hydrique. Un exemple est donné avec la ligne pointillée pour un sol ayant 65 % de sable très fin, 5% de sable, 2.8 % de matière organique, une structure de 2, une perméabilité de 4, ce qui donne une valeur de $K=0.31$ (Extrait de Wischmeier et Smith, 1978).

On doit garder à l'esprit que les valeurs obtenues à partir du nomogramme de Wischmeier demeurent des substituts relativement imparfaits quant aux valeurs issues de mesures directes.

L'érodibilité qui illustre la sensibilité intrinsèque d'un sol à l'érosion est en effet un paramètre issu du modèle USLE (Universal Soil Loss Equation) (Wischmeier et Smith, 1978). Les deux auteurs sont parvenus à déterminer le facteur K suivant la formule ci-dessous qui est basée sur la texture des sols ($M = (\% \text{ sable fin} + \% \text{ de limon}) \cdot (100 - \% \text{ argile})$), la teneur en matière organique (MO), la structure du profil du sol ($1 < b < 4$) et de la perméabilité ($1 < c < 6$) :

$$1000 K = 2,8 M^{1,4} \cdot 10^{-4} (12 - MO) + 4.3 (b - 2) + 3.3 (c - 3)$$

L'estimation des différents paramètres apparaissant dans cette formule repose sur un traitement des données pédologiques disponibles. Les scientifiques procèdent à des prélèvements d'échantillons de sol sur terrain en fonction d'une carte de reconnaissance des sols et en fonction aussi de leur accessibilité aux sites d'étude. Ainsi des analyses sont effectuées sur ces échantillons pour la détermination de la texture, de la teneur en matière organique ou de la perméabilité. On cite les méthodes de lecture à l'hydromètre (Mc Keague, 1978) ou bien encore les méthodes gravimétriques par tamis élaborées par le centre d'expertise en analyse environnementale du Québec (CEAEQ, 2006) qui ont pour but le calcul de la teneur en argile, limon et sable fin dans les sols. Quant à la teneur en M.O des méthodes de combustion ou de perte au feu ont été utilisées par le centre d'expertise en analyse environnementale du Québec et le ministère de l'agriculture, des pêcheries et de l'alimentation du Québec (2003). La teneur en matière organique d'un sol est en effet une indication quant à sa stabilité structurale et donc son potentiel érosif (Boukheir et al., 2001). Plusieurs chercheurs dans leur expérience sont parvenus à valider le rôle majoritaire de la texture et de la matière organique dans l'évaluation de la sensibilité du sol à l'érosion (Fanning, 1989 ; FAO, 1977 ; Darwish et Zurayk, 1997 ; Finke et al., 1998 ; Boukheir, 2001 ; Le Bissonnais et al., 2004 ; Darwish et al., 2006 ;). Dans une étude relative à la cartographie de l'aléa de l'érosion hydrique dans le département de l'Aisne de la région administrative de la Picardie située au nord de Paris en France, Le Bissonnais (2004) a utilisé des règles de pédo-transfert pour estimer la sensibilité des sols à la formation d'une croûte de battance, à l'origine de l'apparition du ruissellement sur certains sols, et à l'érodibilité, qui intervient lorsque le ruissellement est déjà formé et qu'il est susceptible d'arracher le sol ou le matériau sous-jacent. Ceci permet de donner à la battance et l'érodibilité des codes correspondant à des classes allant de peu sensible à très sensible.

Quoi que les conditions d'application de la formule ci-dessus soient appropriées pour la plus grande partie des USA (pour lesquels l'équation USLE a été initialement conçue), l'équation a été appliquée sur des bassins versants en région tropicale comme en région méditerranéenne semi-aride. Selon le type de sol rencontré, sa texture, et le processus érosifs auquel il est confronté, les valeurs du facteur K varient en moyenne entre 0.01 et 0.07 pour les zones tropicales et tempérées, alors qu'elles dépassent les valeurs de 0.5 dans les milieux méditerranéens à climat semi-aride. En effet les sols méditerranéens ne sont pas plus fragiles que les autres, mais ils ont tendance à se dégrader rapidement dès qu'on les dénude (labour) et qu'on les prive d'un apport régulier de litière. Selon Roose et al. (2012), les vertisols calciques sont les plus résistants à l'érosion en nappe ($K = 0,001$ à

0,01), mais ils sont sensibles aux glissements et aux ravinements. Par contre, les vertisols sodiques des plaines arides sont très sensibles à la battance des pluies ($K > 0,40$).

Faute de mesures directes des paramètres physiques, la détermination de l'indice K (**Fig.36**) s'est faite en se basant sur notre connaissance du terrain et sur l'analyse de la carte géologique disponible. Ceci nous a permis de distinguer quatre classes de matériaux affleurant (Très résistants, assez résistants, moyennement résistants et vulnérables) (**Tableau 20**).

Tableau 20- Valeurs de l'érodibilité K en fonction de la nature de sol des deux bassins oued Boukiou et oued Boumessaoud .

Nature des sols	Erodibilité	Valeurs de K
lithosols caillouteux sols ferrallitiques résiduels	Très résistants	$K=0,08- 0,1$
sols bruns calcaires sols peu évolués, sols rouges fersiallitiques méditerranéens	assez résistants	$K=0,1-0,2$
marnes sableuses et alluvions limoneuses	Moyennement résistants	$K=0,2-0,4$
vertisols sodiques (alternance de marnes et grès)	vulnérables	$K=0,4-0,6$

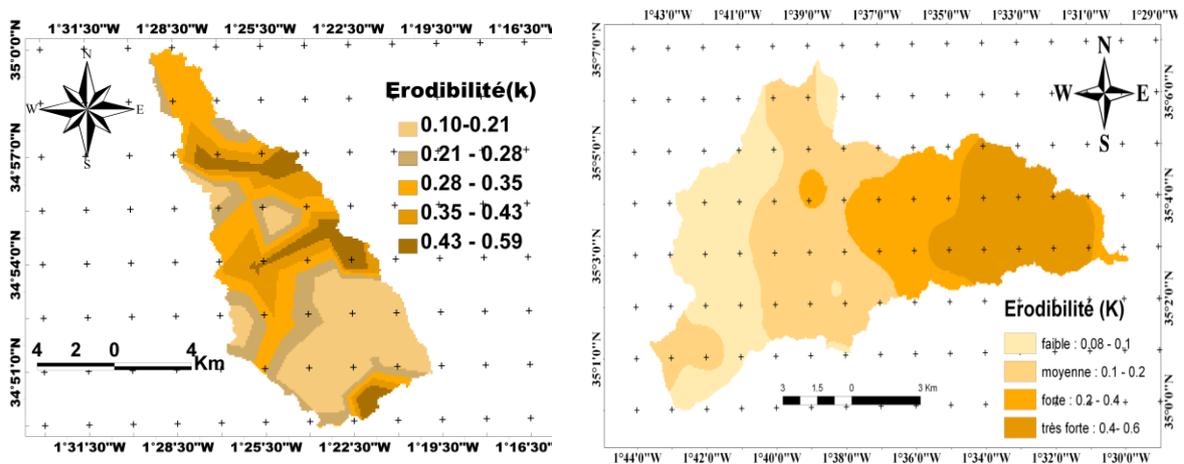


Figure 36- Sensibilité des sols à l'érosion hydrique en fonction de l'érodibilité dans les deux bassins d'étude : oued Boukiou (à droite) et oued Boumessaoud (à gauche).

Le facteur K varie de 0,6 pour les affleurements friables (rencontrés surtout en aval des deux bassins) à 0,1 pour les sols les plus résistants et les plus stables fréquents en amont des bassins dans le sens de l'écoulement. Les valeurs de l'érodibilité trouvées indiquent une nette fragilité des sols augmentant leurs potentialités érosives.

c) Facteur topographique (LS)

Le facteur LS est en effet le produit de deux sous facteurs : la longueur de la pente et le gradient de la pente. calculés à partir du Modèle Numérique du Terrain (MNT). Toute fois le paramètre LS pose un vrai problème surtout en milieu de montagne car il existe une interaction entre l'influence de la pente, la forme convexe ou concave, l'état de la surface du sol et la position topographique (Heusch, 1970).

Il est bien entendu que, plus la pente est raide, plus la quantité d'eau ruisselée ainsi que sa force érosive seront importantes. L'érosion hydrique augmente ainsi avec la longueur de la pente à cause de l'augmentation de l'énergie érosive de la lame d'eau ruisselée. La fusion de petits champs pour en faire de plus grands a généralement comme conséquence d'allonger les pentes, d'accroître les risques d'érosion par l'augmentation de la vitesse de l'eau, occasionnant un plus grand lessivage (capacité de transport des sédiments) (El Garouani et al., 2003).

La formule suivante a été largement utilisée pour calculer le facteur LS (Renard et al., 1997) :

$$L = \left(\frac{x}{22.13} \right)^m \quad \text{avec} \quad m = \frac{\delta\beta}{(1+\beta)} \quad \text{et} \quad \beta = \frac{\sin \theta / 0.0896}{3 \sin \theta^{0.8} + 0.56}$$

S = 10.8 sinθ + 0.03 si la pente < 9% et S = 16.8 sinθ - 0.5 si la pente > 9%

Où : x représente la longueur calculée entre le sommet du versant et le début de la zone concave.

θ L'inclinaison de la pente.

δ rugosité du sol qui varie entre 0.5 et 2.

Ainsi des modèles tel que SEAGIS ou des logiciel tel que ArcGis permettent, en se basant sur les modèles numériques de terrains (MNT), d'établir des cartes de spatialisation du facteur LS avec une résolution très appréciable au pas de 50 m.

En Algérie, non seulement le ruissellement, mais aussi l'érosion, ne croissent pas systématiquement avec la pente sur vertisol sur marnes (Roose et al., 1993). Il semble qu'au-dessus de 25 % de pente, les sols sont moins épais, plus argileux ou caillouteux et les processus en cause changent : de l'érosion en nappe, on passe aux rigoles et à des mouvements en masse (sorte de "creeping") de la couche superficielle du sol une foissaturé (Roose et al., 2012). L'effet de la longueur de la pente n'est pas systématique non plus (Wischmeier et Smith, 1978). Seules les parcelles soumises à l'érosion linéaire (rigoles) perdent d'autant plus de terre qu'elles sont plus longues (Bediot, 1960).

La longueur de la pente a par ailleurs des effets plus incertains dans les régions méditerranéennes (Roose, 1994 ; Boukheir, 2002). En outre dans les milieux arides et semi-arides méditerranéens, les ruissellements moyen et maximal diminuent lorsque la pente augmente (Arabi et Roose, 1992 ; Mazour, 1992 ; Roose et al., 1993). Ces auteurs s'accordent à dire que sur des versants particuliers, la position topographique ou l'existence de ruissellement hypodermique et de sources est parfois plus importante que l'inclinaison de la pente. Ainsi Heusch (1970) a montré que sur une colline marneuse du Pré-Rif au Maroc que les eaux infiltrées dans les fissures des vertisols se concentrent à des exutoires en bas de pente et créent des ravines remontantes.

Le modèle numérique du terrain d'étude provenant de l'extraction des courbes de niveau des cartes topographiques par l'intermédiaire du logiciel Arc Gis, nous a permis d'établir la carte des pentes

d'une façon précise (Fig. 37). En tenant compte du contexte méditerranéen, de la répartition saisonnière des précipitations, de la durée de la période sèche et de celle de la période humide et en nous inspirant de certaines études réalisées sur le risque d'érosion hydrique, nous avons ordonné et cartographié les pentes en quatre classes selon la façon dont elles sont susceptibles de favoriser ou non l'érosion hydrique. Sur la figure les pentes les plus abruptes très fortes à fortes, se concentrent surtout dans la partie amont des bassins versants, caractérisée par un relief montagneux où la pente dépasse 20°. Les pentes modérées ainsi que les pentes faibles à très faibles (<8°) sont réparties beaucoup plus en aval des bassins.

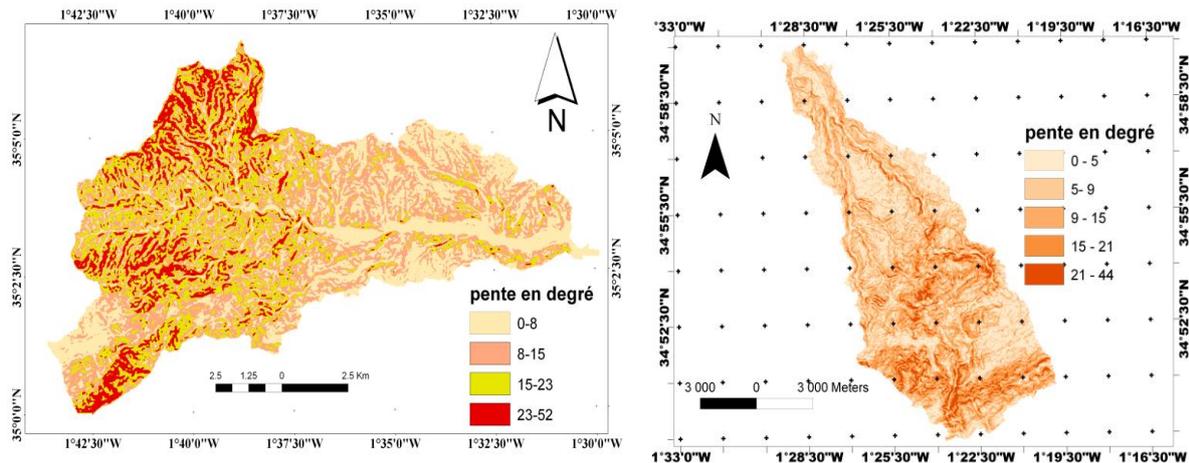


Figure 37 - Effet de l'inclinaison de la pente sur l'érosion hydrique dans les deux bassins versants oued Boukiou et oued Boumessaoud

d) Facteur de la couverture végétale et des pratiques culturales (C)

Le couvert végétal est après la topographie le second facteur le plus important qui contrôle le risque d'érosion des sols. Il renseigne sur le degré de protection du sol. La couverture végétale facilite ou réduit l'effet de l'érosion selon différents critères physiologiques (enracinement, type de feuillage et écartement des plants) ou selon de critères phénologiques (durée de la pousse) ainsi que selon des critères agronomiques (date des semis et des récoltes, sarclage, désherbage, type de labours) (El Hage Hassan, 2013). En effet les racines des arbres et des plantes fixent le sol en améliorant sa stabilité structurale et favorisent ainsi l'infiltration. Les feuilles des plantes en tombant se transforment en matière organique favorisant l'activité biologique et la formation de la biomasse ce qui renforce les propriétés physico-chimiques du sol et contribue à sa cohésion. Un sol bien couvert par la végétation ralentit l'écoulement des eaux tandis qu'un sol nu est plus exposé à l'érosion.

Dans l'équation USLE-Révisée, l'effet du couvert végétal est incorporé au facteur d'aménagement du couvert (appelé facteur C). Il est défini comme un ratio de la perte en sol sur des terrains cultivés sous des conditions spécifiques par rapport à la perte en sol correspondante sur un terrain en jachère (Wischmeier et Smith, 1978). le facteur C est subdivisé en 5 sous-facteurs, qui prennent en compte respectivement les effets de l'utilisation antérieure du terrain, le couvert de la canopée, le couvert de

surface, la rugosité de surface et l'humidité des sols (Renard et al., 1997). Il varie de 0.001 (forêt dense) à 0.9 pour un couvert végétal beaucoup moins dense,. A l'échelle d'un bassin versant, il est difficile d'estimer C en utilisant USLE-Révisée, à cause du manque de données suffisamment détaillées. Le couvert des principales cultures du Maghreb réduit l'érosion de 20 à 60 % en fonction de l'intensité du couvert en saison des pluies et des techniques culturales (Roose et al., 2012). A l'aide du logiciel ArcGis la combinaison de plusieurs bandes spectrales de l'image Landsat ETM+ 2000 a permis d'extraire la carte du NDVI (Normalised-Difference Vegetation Index), l'indicateur de croissance de la végétation le plus largement utilisé en télédétection. Ainsi en s'inspirant de méthodes avancées par beaucoup d'auteurs qui ont travaillé sur des régions à climat méditerranéen et en adoptant des corrélations appropriées entre le NDVI et les propriétés de la végétation (Van Der Knijff et al., 2000; Roose et al., 2012), des valeurs de (C) à dire d'expert ont été attribuées à différents types de végétation de nos bassins d'étude, tout en tenant compte des observations de terrain (Fig.38). Plusieurs classes de couverture végétale ont ainsi été définies : les terrains nus (C=0,8), terrains cultivés (C=0,4), végétation éparses ou de densité moyenne (C=0,25), végétation très dense (C=0,01). A chacun des facteurs de risque pris en compte est assignée quatre classes de 1 à 4, 1 étant affecté à la classe la moins vulnérable et 4 à la classe la plus vulnérable.

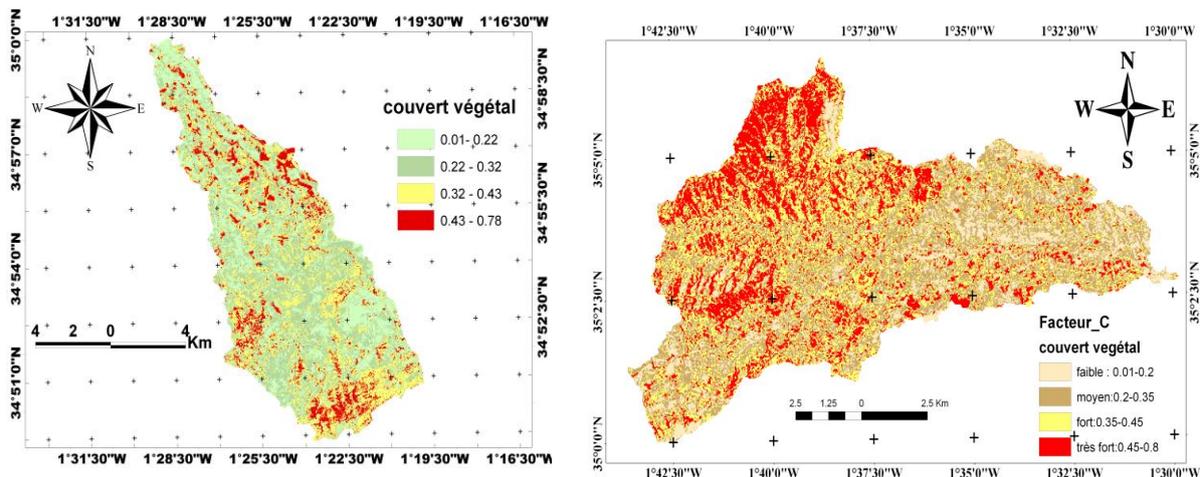


Figure 38 -Influence du couvert végétal sur l'érosion hydrique des sols dans les deux bassins versants oued Boukiou et oued Boumessaoud

Le tableau suivant résume les caractéristiques des classes pour chacun des trois facteurs principaux engendrant le phénomène d'érosion : La topographie, la sensibilité du sol et la couverture végétale.

Tableau 21-Classification des facteurs de l'érosion hydrique des sols dans les bassins d'étude.

Facteur d'érosion	Coefficient de pondération	classe	Vulnérabilité à l'érosion hydrique	code
Typologie des sols	1	lithosols caillouteux : K=0,08- 0,1 sols ferrallitiques résiduels	Faible	1
		sols bruns calcaires : K=0,1-0,2 sols peu évolués, sols rouge fersiallitiques méditerranéens	Moyenne	2
		marnes sableuses et alluvions limoneuses : K=0,2-0,4	Forte	3
		vertisols sodiques : K=0,4-0,6	Très Forte	4
Pentes en degré	2	0-8°	Faible	1
		8-15°	Moyenne	2
		15-23°	Forte	3
		23-52°	Très Forte	4
Couvert végétal	3	végétation très dense : (C=0,01-0,2) maquis et reboisement	Faible	1
		végétation éparse ou de densité moyenne(C=0,2-0,35)	Moyenne	2
		Cultures et/ou jachère terrains cultivés(C=0,4)	Forte	3
		terrains nus, parcours(C=0,8)	Très Forte	4

5) *Élaboration de la carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique*

Pour étudier la sensibilité potentielle des bassins versants à l'érosion hydrique, un croisement des différentes cartes thématiques a été effectué en appliquant des coefficients de pondération inspirés de la connaissance du terrain et des principes généraux utilisés par Le Bissonnais ([Le Bissonnais et al., 2004](#)) : 1 (pour l'érodibilité des terrains), 2 (pour la topographie), 3 (pour le couvert végétal), Pour réaliser la carte de vulnérabilité multifactorielle à l'érosion du bassin, on détermine tout d'abord pour chaque secteur donné des indices de vulnérabilité (I) tenant compte de l'effet des trois paramètres, par la formule suivante :

$$I = \sum_{j=1}^4 \sum_{i=1}^3 p_i * S_j(i)$$

Où : p_i représente la pondération du paramètre i (sol, pente, végétation)

S_j est la contribution de la classe j pour chacun des paramètres i .

Ainsi, pour la classe 123 qui représente des lithosols caillouteux affleurant sur une pente variant de 8 à 15° à terrains cultivés, l'indice est de $14(1*1+2*2+3*3)$. Quatre classes de vulnérabilité à l'érosion ont été tirées : faible (indices 6 à 14), moyenne (indices 15 à 17), forte (indices 18 à 20) et très forte (21 à 24) (**Fig.39**).

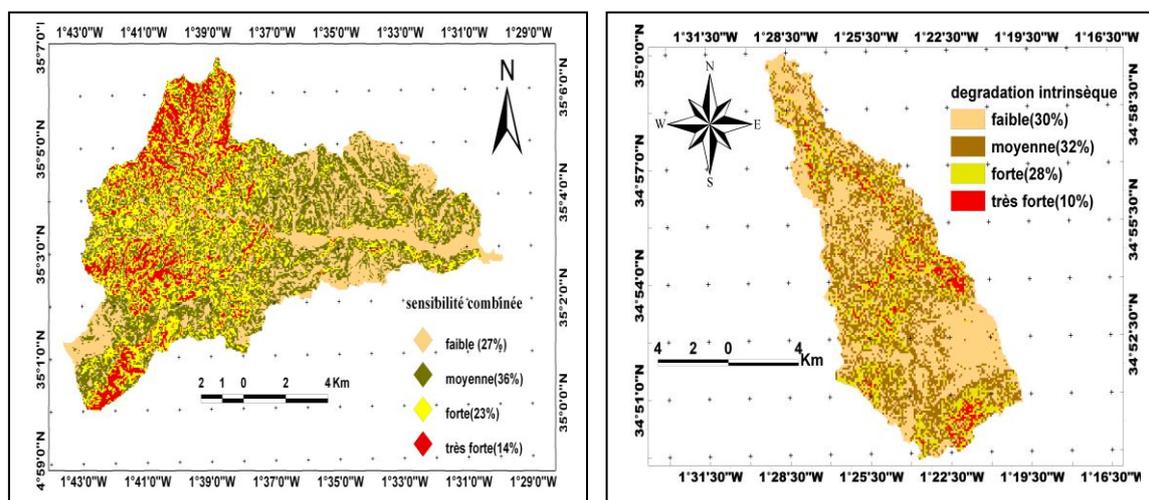


Figure 39- Carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique dans les deux bassins versants oued Boukiou et oued Boumessaoud

Ainsi, les zones à forte et très forte vulnérabilité couvrent en moyenne 37% de chaque bassin versant et se concentrent particulièrement en amont (pour le bassin d'oued Boukiou) et dans la partie centrale (pour le bassin d'oued Boumessaoud), alors que les valeurs faibles et moyennes (63%) s'observent en aval, principalement le long de l'oued Boukiou et avec une grande proportion dans la partie sud-est dans le bassin d'oued Boumessaoud. Ceci est expliqué essentiellement par :

Pour le bassin d'oued Boukiou :

- En amont, la forte dispersion des formations végétales (forêt claire, céréaliculture), la dominance de sols peu évolués où les affleurements sont tendres avec une érodibilité relativement importante ($K > 0,2$) et situés sur des pentes assez raides ($>20^\circ$) accentue l'érosion et les pertes en sols. En outre cette région se trouve presque démunie de couvert végétal protecteur (arbustes dispersés, strate herbacée clairsemée) à cause du surpâturage laissant parfois place à une agriculture excessive.
- En aval, malgré les altitudes basses et la présence d'un couvert végétal relativement protecteur ($C < 0,2$), la présence de sols cultivés très érodables ($K > 0,55$) contribue davantage à accentuer les risques d'érosion des sols avec une sensibilité moyenne à l'érosion affectant 36% du bassin. A proximité de l'oued le long des rives où les pentes deviennent douces, une végétation représentée par des cultures abondamment paillées, des assolements céréaliers et des fourrages, contribue à réduire les pertes en terres et à diminuer ainsi la vulnérabilité des sols à l'érosion hydrique.

Pour le bassin d'oued Boumessaoud :

Les zones à sensibilité forte et très forte représentent 38 % de l'espace étudié. Elles occupent la partie centrale de la région, avec des extensions au sud et au nord-est. Les sols ont une érodibilité élevée ($K > 0.3$) avec des pentes assez raides ($> 15^\circ$) et sont attribués aux marno-calcaires du jurassique moyen, les alluvions anciennes provenant de la désagrégation des dolomies et calcaires et les grès à intercalations argileuses du Jurassique.

- dans la partie sud et centrale du bassin. Vers le nord-est, au niveau des parties basses des plaines et des vallées, affleurent des alluvions récents constitués par des argiles, sables et graviers où l'on observe une végétation clairsemée et une agriculture pratiquée sur terrain en pente ce qui accentue l'apparition de réseau de ravins et d'entailles de berges en direction du cours d'eau principal. La dynamique érosive forte peut survenir aussi par des mouvements de masse et de coulées boueuses en altitude sur des sols bruns peu évolués qui empêchent l'infiltration des eaux.
- La sensibilité moyenne touche 32 % du bassin et s'observe un peu partout, essentiellement au centre sur les secteurs sensibles à la formation de la croûte de battance et démunis de couvert végétal protecteur. Les terrains de cultures, les maquis dégradés et les parcours clairsemés sur pentes modérées ($5-10^\circ$) sont le siège de ce type de dynamique érosive. Les formes d'érosion qui prédominent sont le ruissellement diffus qui évolue en ravines sur des sols bruns calcaires et sols rouges fersiallitiques où l'érodibilité dépasse 0.2.
- Au sud la présence de zones à faible sensibilité s'observent pour la plupart sur les sols gréseux dolomitiques caractérisés par des maquis et des couverts forestiers denses. Elles couvrent 30 % de l'espace étudié. En aval, dans les lieux de dépôt de sédiments arrachés et transportés par les eaux de ruissellement, la pente est faible ($< 5^\circ$) et l'érosion est atténuée par la présence d'assolements céréaliers et de quelques terres d'arboriculture.

En vue de mieux orienter la priorité d'intervention par une localisation plus précise des zones les plus sensibles à l'érosion à l'échelle du bassin versant, on a présenté une deuxième carte plus lissée (**Fig.40**) schématisant les zones d'intervention prioritaires en fonction des risques érosifs les plus potentiels.

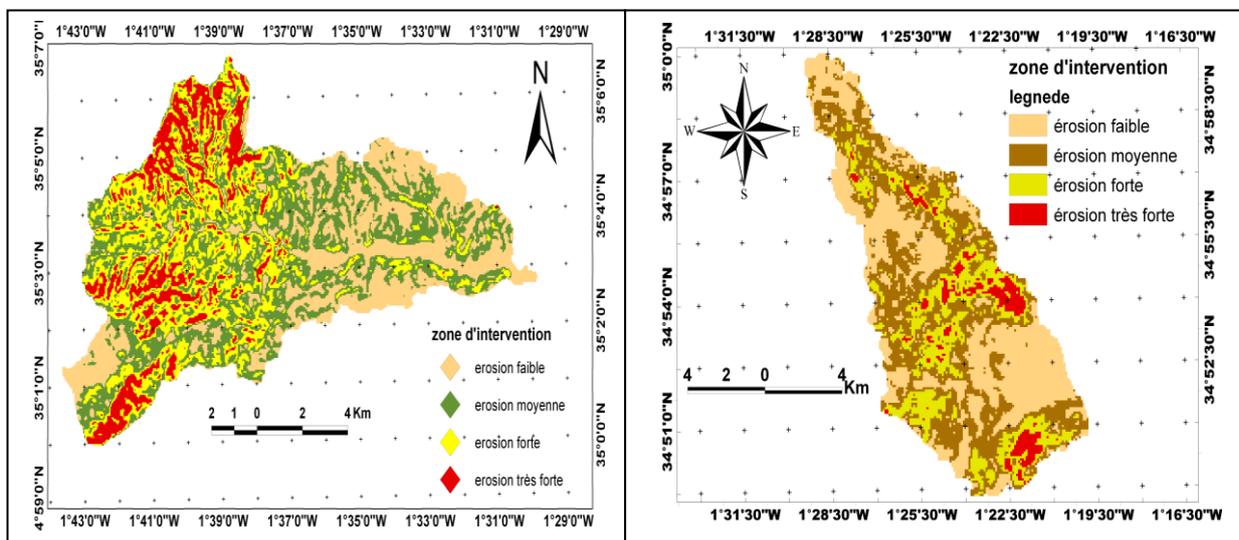


Figure 40- Carte des zones d'intervention prioritaire dans les deux bassins d'étude dans les deux bassins versants oued Boukiou et oued Boumessaoud

6) *Discussion des résultats*

La méthodologie ainsi développée s'appuie sur des facteurs stables tel que la topographie ou la lithologie et d'autres qui varient dans le temps comme le couvert végétal ou présentent un caractère aléatoire tel que les précipitations. Ce sont là les principaux paramètres qui influencent l'érosion hydrique des sols. Leur combinaison dans un Système d'Information Géographique a permis de faire un état des lieux des risques érosifs sur les bassins d'étude. Les résultats montrent à la fois l'ampleur de l'érosion dans les bassins ainsi que sa variabilité dans l'espace. Les grandes tendances de la répartition spatiale des risques d'érosion ont été sélectionnées en classes de sensibilité : faible, moyenne, forte et très forte. Ainsi la forte sensibilité se manifeste souvent sur les versants abrupts et sur les parties basses dénudées et exploitées par l'agriculture. Presque 40% de la région d'étude est rangée en sensibilité forte et très forte, la première provient avant tout de la battance, la seconde surtout de l'érodibilité. Elles sont localisées essentiellement dans la moitié amont du bassin oued Boukiou et dans la partie sud et centrale du bassin oued Boumessaoud, là où dominent les sols marneux, les alluvions limoneuses cultivées en jachères, les vertisols situés sur de fortes pentes, les badlands, les terrains incultes et les parcours. L'existence de zones assez vulnérables à proximité de l'oued Boumessaoud le long de la rive nord-est comme le montre la carte, favorisera davantage la mobilisation de particules fines qui sont exportées rapidement vers le cours d'eau principal pour constituer l'essentiel du flux alluvial. Cela pourrait expliquer la forte dégradation spécifique annuelle de ce bassin par rapport à celui de Boukiou. Quant aux sensibilités moyennes, elles touchent plus de 30% de la surface totale des bassins et concernent les terres moyennement perméables (20-40 mm/h) tel que les maquis dégradés, les matorrals et les cultures annuelles.

La pondération des facteurs varie d'une approche à une autre mais tous les auteurs travaillant sur des bassins en région semi-aride méditerranéenne s'accordent à donner au couvert végétal le poids le plus important. Le couvert végétal reste le paramètre le plus efficace à la disposition des agriculteurs pour réduire les risques d'érosion des agro-systèmes (Roose et al., 2012). Toutes les mesures anti-érosives ont été orientées vers la plantation de cultures associées ou succédant dans le temps de façon à absorber au maximum l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1977, 1994). En effet on a démontré que les sols couverts de litière, de paillage ou de résidus de récolte et de matorrals denses sont beaucoup protégés que ceux labourés en cultures sarclées ou dans les jachères ou les pâturages (Masson, 1971 ; Laouina, 1992).

L'érosivité a été considérée comme constante dans les deux bassins d'étude, car avec une ou deux stations pluviométriques une bonne spatialisation de ce paramètre serait difficile à réaliser. De plus l'approche que l'on a présentée s'inscrit dans une perspective qui croise celle de la démarche méthodologique déjà introduite au chapitre précédent à savoir une cartographie commune consolidée de l'érosion combinant deux approches : une prédictive mettant en évidence les facteurs physiques (pente, lithologie et couvert végétal) et l'autre descriptive (évaluation qualitative des processus érosifs).

Cette deuxième phase de cartographie qui permet de différencier les milieux stables non affectés par l'érosion de ceux instables, est en principe réalisée par l'observation directe et le contrôle sur le terrain, en utilisant la carte prédictive des états érosifs comme canevas cartographique et thématique de référence. L'observation sur le terrain doit être appuyée par la photo-interprétation, particulièrement au cours des étapes préliminaires qui consistent en l'identification des degrés de stabilité, des processus érosifs dominants et des tendances évolutives à l'intérieur des différentes unités d'érosion (PAP/CAR, 1998). A ce stade de notre étude, la carte finale obtenue sert à en premier lieu identifier plus ou moins les zones potentiellement vulnérables au niveau des deux bassins, ensuite dans une étude ultérieure des moyens d'investigation et d'expérience doivent être réunis pour la réussite de la phase de l'évaluation qualitative des processus dominants de l'érosion hydrique, une phase complémentaire à la phase prédictive. Il faut souligner maintenant que les résultats des analyses spatiales des états érosifs présentés ici possèdent certaines limites et défauts et qu'il faut par conséquent les utiliser avec précaution. Il s'agit des sources d'incertitudes inhérentes aux différents types de données et la façon dont on procède à leur estimation. En effet les corrélations utilisées pour estimer le facteur d'érodibilité (K) ou le facteur d'occupation du sol (C) restent faible et les valeurs déduites peuvent être assez grossières. Ainsi par exemple, pour le facteur K, un nombre suffisamment grand de prélèvement d'échantillons représentatifs de l'ensemble du bassin doit être effectué qui permettra par la suite de tirer une relation adéquate entre les différents paramètres constitutifs de la nature des sols comme la texture et la granulométrie. Le facteur C a été estimé en utilisant une procédure de mise à l'échelle des images NDVI assez arbitraire. Il dépend du type de données satellitaires utilisées que ça soit la base de données CORINE land cover, l'imagerie NOAA AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), l'imagerie de LANDSAT Thematic Mapper (TM) fournissant le Normalised Difference Vegetation Index (NDVI). La valeur de C dépend principalement du pourcentage de couverture végétale et de la phase de croissance. Les effets de mulch, de couches d'humus, des résidus de récolte et des opérations de tillage doivent aussi être pris en compte pour le facteur C (De Jong, 1994). C'est pourquoi, les valeurs du facteur C résultantes sont des estimations parfois sous-estimées. L'amélioration de ces résultats nécessite une imagerie avec de meilleures caractéristiques géométriques et spectrales et plus de mesures de terrain.

Pour le facteur topographique S, l'angle de pente a été déterminé par un MNT avec une résolution de 90 mètres, qui peut influer sur la modélisation de l'érosion. L'estimation de la longueur de pente n'a pas été considérée comme faisable à partir du MNT courant, l'effet de la longueur de pente n'a pas été donc pris en compte. En milieux arides et semi-arides le gradient de la pente est corrélée positivement avec une couverture qui tend à réduire le ruissellement et les pertes de sols, ceci a été prouvé en Algérie (Roose et al., 1993) et au Maroc (Heush, 1970). Les auteurs indiquent que parfois la position morphologique est plus importante que la pente. L'exposition de la pente est aussi à prendre en compte car sur pentes concaves l'érosion est le moins intense alors que sur celles convexes, la perte en terre est plus intense que sur pente rectiligne (FAO, 1976 ; Roose, 1999).

Enfin, l'influence des méthodes de conservation sur l'érosion n'est pas incluse dans cette démarche. Ceci concerne des pratiques comme les cultures en courbes de niveau, en bandes alternées ou en terrasses, les reboisements en banquettes, le buttage et le billonnage en banquettes ou le drainage de

surface (Renard et al., 1997). Bien que ces opérations peuvent être incluses dans un facteur appelé (facteur P) comme dans le cas de l'USLE, l'effet des pratiques d'exploitation restedifficile à estimer à l'échelle d'un bassin versant. Cependant il faudrait réaliser que les pratiques d'exploitation peuvent être un des plus importants facteurs entraînant l'érosion dans la plupart des cas. Dans les deux bassins versants, les travaux de restauration des sols et les aménagements antiérosifs sont quasi inexistantes. Dans ce cas, la valeur $P = 1$ est attribuée à toute la superficie des bassins.

Tous ces éléments font que ces incertitudes font se propager lors du croisement des différents paramètres physiques, entraînant ainsi un impact sur les résultats visant à spatialiser les zones potentiellement vulnérables à l'érosion.

7) Validation des résultats

Une validation rigoureuse nécessite la mise en correspondance de mesures d'érosion réalisées sur terrain avec les résultats du modèle sur des parcelles représentatives du bassin et sur une durée de quelques années. Diverses méthodes ont été utilisées pour valider les résultats de ce type d'approche, on peut citer à titre d'exemple : mesure d'accumulation des sédiments dans une retenue, mesure par traceurs radio actifs et susceptibilité magnétique des sédiments (Ait Fora, 1995) ou encore confrontation directe avec la réalité de terrain selon des critères visuels adaptés (Bou Kheir, 2001-b). Dans cette perspective, nous avons adopté cette dernière technique. Faute de travail expérimental difficile à réaliser sur terrain en raison de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques sur de grandes étendues des bassins, on a enregistré ces changements :

- Sensibilité faible : secteurs où les racines d'arbustes sont déchaussées de moins de 5 cm et où les ravines ont moins de 5 cm de profondeur et une largeur de 10 cm.
- Sensibilité moyenne : racines d'arbres déchaussées de 5 à 10 cm et buttes de sol résiduelles de 15 cm de hauteur avec des ravines de 10 cm de profondeur et 20 cm de largeur.
- Sensibilité forte : racines d'arbres déchaussées de plus de 15 à 20 cm, pédicules d'érosion (colonnes de terre protégées par des pierres) de plus de 15 cm de hauteur et ravines dépassant 30 cm de profondeur.
- Sensibilité très forte : racines d'arbres déchaussées de plus de 20 cm, pédicules d'érosion de plus de 20 cm de hauteur, ravines de plus de 50 cm de profondeur s'étalant sur des longueurs de plus de 10 m.

Dans le domaine du transport solide, la mise en place en pratique d'un programme fiable et adéquat pour le suivi aussi bien quantitatif que qualitatif de l'érosion des sols s'avère difficile et coûteuse à l'échelle d'un bassin versant. Selon le degré de dégradation causée aux types de sols. Le taux de bonne concordance entre la carte ainsi produite et la réalité du terrain avoisine 80 %.

8) CONCLUSION

L'approche adoptée a permis une cartographie qualitative de la sensibilité des terrains à l'érosion hydrique dans la région d'étude. Les résultats montrent que les deux bassins versants se comportent globalement de la même façon, leurs sols subissent l'effet de plusieurs facteurs favorisant le

phénomène d'érosion à savoir l'importance des pentes, le faible couvert végétal et l'érodibilité des sols. Ils indiquent également que les bassins sont soumis à une érosion forte et moyenne touchant plus de 70% de la surface totale. En effet, dans ces zones fortement exposées, les facteurs d'érosion se conjuguent entre eux : des pentes fortes (45% de la surface du bassin présente une pente dépassant 15°), une dégradation alarmante du couvert végétal suite à la sécheresse qui sévit ces trente dernières années sur le Maghreb et des sols peu évolués caractérisés par des affleurements particulièrement tendres et fortement érodables. A l'instar des autres bassins environnants, divers formes d'érosion telle que les ravinements et les mouvements de masse se manifestent sur des terrains de forte pente au passage de fortes crues. Dans les régions de grande culture on rencontre l'érosion diffuse et l'érosion de thalweg par concentration du ruissellement produit par de vastes parcelles agricoles imperméabilisées par la battance et le tassement des sols.

Pour affiner les résultats de l'analyse qualitative, il sera nécessaire d'actualiser les données disponibles, d'améliorer les procédures de combinaisons logiques qui ont été mises en œuvre (hiérarchisation des paramètres, etc.) et d'intégrer des paramètres complémentaires (l'érosivité des pluies, l'infiltrabilité des sols, la battance...). Cette étude est un premier essai pour produire une carte de vulnérabilité à l'érosion des sols pour l'ensemble de la zone d'étude et pourrait constituer un document de référence pour toute étude d'aménagement du bassin.

Enfin, des mesures sont à proposer en vue de limiter l'impact de l'érosion et du ruissellement sur le bassin. Les solutions sont basées sur des techniques de gestions appropriés et des méthodes de pratiques culturales, tel que le déchaumage, le binage, l'écroûtage, la mise en place et l'entretien de bandes enherbées, de haies, de talus, de fascines (fagots de branchages permettant de limiter le ruissellement, l'interdiction des pratiques agricoles sur les pentes de plus de 15°, la protection de la forêt, le reboisement des zones dénudées, l'installation des murs de soutènement et la construction de terrasses qui conservent les terrains pour l'agriculture (Druais, 2009).

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude menée sur les deux bassins versants oued Boukiou et oued Boumessaoud dans le nord-ouest de l'Algérie, il convient de faire une synthèse sur les différentes parties traitées.

Une introduction bibliographique s'est faite imposée au départ pour soulever la problématique du sujet de la thèse à traiter et d'esquisser les grandes réflexions à développer. La frange septentrionale de l'Afrique est confrontée aux phénomènes de l'érosion sous toutes ses formes depuis l'aube de l'histoire, elle n'a pas cessé de s'accroître ces deux derniers siècles parallèlement à l'extension progressive de l'activité anthropique sur des compartiments morphologiques des paysages entraînant un dysfonctionnement des écosystèmes, la perturbation du cycle de l'eau et la dégradation des ressources naturelles (Mhiri, 2001). Au Maghreb, la tendance à l'aridité, la désertification, la mauvaise utilisation des terres, la surexploitation des ressources naturelles, l'intensification de l'agriculture fragilisent davantage les écosystèmes et génèrent des processus d'érosion et de dégradation des sols. Celle-ci touche plus de la moitié des terres cultivées au sein du transect Maroc-Algérie-Tunisie. Ces trois pays forment une éco-région présentant des conditions biophysiques, socio-économiques et historiques similaires qui font que la gravité de la dégradation des terres et de ses enjeux se posent globalement dans les mêmes termes, même si la diversité des situations morpho-pédo-climatiques engendre des spécificités locales tant au niveau des dynamiques des milieux qu'à celui des modes de leur occupation et de leur gestion par les populations et /ou les pouvoirs publics (Mhiri, 2001). Dans ces trois pays du centre du Maghreb, confrontés aux effets récurrents d'événements exceptionnels, la vie des populations est très liée au climat et ses fluctuations. L'économie est très dépendante de l'eau, de l'agriculture, du tourisme, du littoral. Cette vulnérabilité extrême et le besoin de stratégies d'adaptation de secteurs clés de l'économie de la région aux impacts possibles de ces changements climatiques représentent de vrais enjeux pour le développement durable de ces pays (Agoumi, 2003).

La prise de conscience croissante de l'importance et de la fragilité de l'écosystème par la communauté internationale a généré des critiques de plus en plus nombreuses à l'encontre des méthodes entreprises dans la gestion environnementale (Megnounif, 2007). Le développement durable s'impose dorénavant et déjà comme solution alternative pour les stratégies socio-économiques et environnementales projetées au cours de ce siècle.

La problématique s'est inscrite dans cette perspective de développement et vise premièrement à faire un état de lieu sur l'érosion hydrique dans deux sous bassins de la Tafna et d'en identifier les processus dominants, les causes et les conséquences directes sur l'écosystème de cette région qui reste prédisposée à une vulnérabilité face à un ensemble de facteurs influençant le déclenchement de l'érosion en l'occurrence l'érosivité du climat, la fragilité et l'érodibilité des sols, la topographie, le couvert végétal et enfin l'évolution des modes de gestion des terres. Deuxièmement, une exploitation de variables hydro-climatiques et de données sur le débit solide transitant à l'exutoire de chacun des bassins nous ont permis de modéliser et quantifier le transport solide. Cette étape a été précédée par une analyse détaillée de paramètres physico-géographiques de la zone d'étude. Les deux

bassins appartiennent au domaine Tellien occidental Algérien marqué par l'ampleur des mouvements tectoniques aux lithologies très variées qui contribuent à la formation de montagnes aux sommets de grès ferrugineux ou de calcaire dur alternant avec des vallées étroites creusées dans des matériaux tendres (marnes et argiles non calcaires). Ils sont caractérisés par un relief variant entre fort et assez fort et une forme allongée. La courbe hypsométrique des bassins reflète un état d'équilibre allant vers la vieillesse offrant un potentiel érosif moyen à faible. Les paysages forment des systèmes hydro-pédologiques modelés par des mouvements de masse et des compartiments variés allant de reliefs aux pentes fortes aux plaines alluviales en passant par des piémonts et des glacis encroutés. Traversés par un climat typiquement méditerranéen semi-aride, les deux bassins reçoivent en moyenne 300 à 400 mm par an d'eau de pluie. Le climat est caractérisé par des précipitations d'hiver avec des maximas en décembre, janvier et février, et une longue période de sécheresse, pratiquement sans pluie de juin à septembre. Les vents sont modérés à prédominance Nord et Nord-Ouest. Les précipitations sont d'une intensité très élevée et les débits instantanés ainsi observés (entre 1972 et 2005) sont qualifiés de débits extrêmes de fréquences très rares d'où le caractère torrentiel des crues. Les apports liquides ont été marqués par cette période de sécheresse qui a débuté vers la fin des années 1970 avec une réduction de l'ordre de 4 à 7% par rapport à la moyenne.

Le réseau hydrographique montre que les bassins sont assez bien drainés avec une densité de drainage dépassant 2.30 km/km^2 . Ce qui indique que l'activité érosive est importante. L'occupation de la masse forestière reste faible pour le bassin oued Boumessaoud soit 11.5% de la surface totale largement dégradée, et constituée essentiellement de cultures extensives comme les céréales (29%), du couvert mort (32%) et de terrains de parcours (13%). En Algérie, les relations entre la végétation, le sol et l'eau y sont largement perturbées (Benchetrit, 1972). La couverture pédologique est faite de formations semi perméables marno-alluvionnaires ouargilo-marneuses du Miocène moyen et inférieur dans la partie centrale et aval des deux bassins. Les sols sont fragiles et leurs caractéristiques (texture, structure, matière organique, ...etc) leur confèrent souvent une forte érodibilité comme c'est le cas de la majorité des bassins versants semi arides, où l'érosion a atteint un niveau d'irréversibilité et par endroit elle a transformé le paysage en «badlands». La subsistance des populations est de plus en plus menacée par les pertes en sol.

Le fonctionnement hydro sédimentaire des deux bassins a révélé que les dégradations spécifiques estimées pour les bassins d'oued Boumessaoud et d'oued Boukiou ont été de 518 et 437 t/km²/an respectivement. A l'échelle saisonnière, les contributions enregistrées ont donné 31% et 39% pour l'automne, 25% et 31% pour l'hiver et 43%, 28% pour le printemps pour l'oued Boumessaoud et l'oued Boukiou respectivement. A l'échelle événementielle, on a montré que lors des crues recensées durant les périodes d'observation, le flux des matières solides transportées en suspension par ces crues constitue en moyenne la quasi-totalité, soit 90% du flux moyen annuel transféré en un temps annuel inférieur ou égal à 10%. Les séries de données à notre disposition sont généralement lacunaires et la quantification du transport solide nous a mené à utiliser des corrélations de régression. La relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension est de type puissance ($Q_s = aQ_L^b$). L'amélioration de ce modèle empirique, souvent utilisé dans l'estimation de la charge solide en suspension mais entaché d'erreurs nous a conduit à proposer un nouveau modèle qui s'adapte mieux aux variations des

débites liquides et solides. Le modèle en classe de débits testé à différentes échelles temporelles dans les deux bassins d'étude a donné des valeurs satisfaisantes des critères d'évaluation R (coefficient de corrélation) et E (erreur relative). Les corrections apportées au modèle ont permis de réduire les erreurs relatives jusqu'à 5.17 % pour Boukiou et 7.5 % pour Boumessaoud.

Dans un but d'identification de zones potentiellement vulnérables à l'érosion hydrique d'une part et de délimitation des zones d'aménagements prioritaires d'autre part, la dernière partie de la thèse a fait l'objet d'une approche méthodologique de cartographie du risque d'érosion hydrique. Cette cartographie qualitative mettra en évidence les profils hydro-sédimentaires des deux bassins versants, elle est fonction d'une combinaison logique dans un système d'information géographique de facteurs déterminants dans le déclenchement de l'érosion à savoir l'érosivité, la topographie, le sol et l'occupation du sol. Pour l'érosivité, le nombre peu suffisant de stations pluviométriques nous a contraint à la prendre comme constante sur tout le bassin. La valeur des autres paramètres d'estimation s'obtient à partir du modèle numérique MNT (cas de la pente) ou de traitements d'imagerie satellitaire (extraction du couvert végétal à partir du calcul du NDVI et une classification de ces valeurs). En effet l'apport des aménagements agro-sylvo-pastoraux dans les bassins versants où les risques d'érosion sont intenses, dépendra étroitement d'une meilleure connaissance des facteurs du milieu naturel. L'analyse cartographique indique que les deux bassins sont soumis à une érosion forte et moyenne qui touche plus de 70% de leur surface totale. La partie médiane du bassin d'oued Boumessaoud a été la plus touchée, elle offre les conditions favorables : pentes fortes, substrats argileux et marneux, vertisols et vastes terrains de céréales. Quant au bassin d'oued Boukiou, la grande sensibilité est repérée surtout en amont là où dominent les sols marneux, les alluvions limoneuses cultivées en jachères, les vertisols situés sur de forte pente, les terrains incultes et les parcours. Il faut ajouter que la combinaison de plusieurs facteurs détermine les différentes sensibilités, mais le mode d'occupation du sol est le facteur dominant qui met en évidence le rôle de l'homme, pour cette raison la plus importante pondération lui a été attribuée.

L'avantage d'une telle approche inspirée d'autres modèles de type expert est son caractère rapide et peu coûteux qui convient aux pays en voie de développement, par contre l'application d'un modèle quantitatif exigerait beaucoup de temps et de moyens techniques de validation des résultats. La carte de vulnérabilité à l'érosion hydrique ainsi obtenue à l'issue de ce travail, pourrait constituer un premier document d'orientation en vue d'une utilisation rationnelle des sols de la région. Des recherches poussées sur l'érodabilité des sols, leur infiltrabilité et l'érosivité des pluies apporterait des informations complémentaires permettant d'affiner la carte. L'acquisition de connaissances sur l'érosivité des pluies et sa répartition spatiale serait particulièrement intéressante. L'érosion hydrique l'une des causes majeures de dégradation des sols, est un phénomène discontinu dans l'espace et dans le temps, que l'on peut observer à différentes échelles. Lutter contre l'érosion s'effectue en amont en limitant le détachement des sédiments et en limitant la genèse du ruissellement (flux d'eau et de particules). En outre il faut adapter des pratiques culturales (travail du sol, taille des parcelles, couverture végétale,...), augmenter la stabilité structurale des sols (apporter des matières organiques,...) et mettre en place des aménagements (bandes enherbées, bandes

tassées,...). En aval, il faut limiter la connexion de réseaux ruisselants en diversifiant l'occupation du sol et en implantant d'autres aménagements tels que les bassins de rétention.

Chapitre IX : Synthèse, Perspectives Et Voies De Recherches

1) Synthèse et limites de l'étude

L'étude menée jusqu'ici représente une première ébauche pour la modélisation et la quantification du transport solide ainsi que la cartographie de zones potentiellement sensibles à l'érosion hydrique sur deux bassins versants choisis du nord ouest algérien. Elle peut faire l'objet d'un outil d'aide à la décision pour les planificateurs des aménagements du territoire.

Il existe de nombreuses études sur l'érosion et la dégradation des sols, elles nous ont révélé la gravité et la complexité du phénomène et ses impacts sur la population future en pleine expansion. A l'instar des autres pays en voie de développement, les grandes questions d'environnement et de développement durable ont été largement débattues en Algérie ces deux dernières décennies pour faire face aux aléas du climat, à la désertification et à l'érosion des sols sous toutes ses formes. Des nuisances pèsent toujours sur les écosystèmes et les zones sensibles suite à l'irrationalité dans l'exploitation des ressources naturelles (eau, sol et végétation) ainsi que la persistance des problèmes liés à la conservation et la gestion de la biodiversité souvent mal intégrée et négligée dans les stratégies sectorielles et programmes nationaux de préservation de l'environnement. Les recherches orientées dans ce sens, souvent effectuées dans le cadre de conventions ou de formations (thèses, stages) entre des universités et des instituts de recherche spécialisés dans la coopération, ont permis de mettre la lumière sur certains thèmes importants en rapport avec le transport solide tel que : la nature et la typologie des risques érosifs, la quantification et la modélisation de l'érosion hydrique, l'efficacité des techniques de la lutte antiérosive, le développement intégré et la Gestion Conservatoire de l'Eau et du Sol, et la spatialisation des risques à différentes échelles.

Notre problématique s'est inscrite dans ce contexte et traite des causes de la dégradation des sols et ses conséquences sur l'évolution des activités socio-économiques. On s'est fixé tout d'abord l'élaboration d'un modèle de production de l'érosion, il est destiné à l'estimation et la prévision de la charge solide en suspension qui transite annuellement à l'exutoire des deux bassins d'étude. Les processus de l'érosion hydrique qui entraînent cette dégradation et transformation des paysages (montagne, piémonts, plaines) sont gouvernés par un certain nombre de facteurs et indicateurs déterminants dans la compréhension du phénomène qu'on a essayé de contourner en adoptant une approche cartographique visant à identifier les zones potentiellement vulnérables à l'érosion hydrique grâce aux données de la télédétection et aux techniques du SIG.

Dans cette étude, il reste encore bien des inconnues qui limitent la parfaite compréhension du phénomène du transport solide ainsi que la dynamique hydro sédimentaire du bassin versant.

Le modèle ainsi établi pour décrire le comportement hydro-sédimentologique des bassins versants est un modèle très rapide de type boîte noire basé sur les seules mesures de variables d'entrée (pluie,

débit liquide) et variables de sortie (concentration, débit solide). S'il présente l'avantage d'utiliser de longues séries temporelles mais en peu de points, il facilite aussi la détermination d'une fonction de transfert entre ces deux variables par le biais d'une régression simple (loi d'ajustement) qui cherche à minimiser l'erreur d'estimation du flux solide. Mais l'inconvénient est que dans ce type de modèle les paramètres de la fonction de transfert peinent à nous fournir une signification physique du phénomène et par conséquent la prédictivité des processus d'érosion sera davantage assez douteuse.

L'Indicateur du risque d'érosion hydrique représenté dans la carte finale de sensibilité à l'érosion est employé pour identifier les régions qui sont susceptibles d'être exposées à une forte érosion hydrique et pour évaluer l'évolution de ce risque dans le temps.

Pour le cas de notre étude, l'indicateur est limité par ce qui suit :

- Le manque de stations pluviométriques nous a contraints à considérer que la pluie agit de la même manière par son érosivité sur tout le bassin versant alors qu'en réalité l'intensité des pluies est connue par sa variation spatio-temporelle.
- les longueurs de pente ont été négligées dans la détermination du facteur topographique alors que le risque d'érosion augmente avec la longueur et le gradient de pente.
- Le facteur C du couvert végétal a été estimé à partir des valeurs du NDVI issues des cartes d'imageries satellitaires (L'image Landsat ETM+2000, scène 280-763 du 11 mars 2006, fournie par le site <http://www.glcf.umiacs.umd.edu>). L'effet de la résolution des images joue un rôle prédominant dans la prédiction des valeurs de C qui peuvent être ainsi biaisées. D'autre part l'estimation du facteur C a été estimée en utilisant une procédure de mise à l'échelle des images NDVI assez arbitraire. C'est pourquoi, les valeurs du facteur C résultantes peuvent être assez grossières.

Bien que la validité des résultats de la méthodologie cartographique soit sujette à discussion, l'approche apporte une aide importante aux décideurs et aux aménageurs pour simuler des scénarios d'évolution de la région et planifier les interventions de lutte contre l'érosion. Elle permet aussi de suivre l'impact de l'utilisation des sols et des aménagements sur la qualité des ressources en sol. Le travail sur parcelles au fil des années permet de comparer les risques d'érosion sous diverses conditions de sols, pentes, occupation des terres, mais pas de spatialiser les risques sur les versants (car on isole les parcelles et supprime donc les effets cumulatifs) et encore moins sur les bassins versants (car l'énergie du ruissellement, agent du transport, peut être cumulée le long du versant ou absorbée par le couvert végétal et la rugosité du sol). De plus, la rivière développe d'autres types d'érosion (creusement linéaire et sapement des berges) qui dépendent de l'énergie des crues, de la lithologie et de l'existence de nappes alluviales (Roose et al., 2012).

2) Perspectives et voies de recherches

En terme de modélisation du transport solide et cherchant à passer des modèles physiques globaux (ne tenant pas compte des hétérogénéités du milieu) vers des modèles distribués où l'espace est divisé en unités représentatives du phénomène visant à mieux cerner les processus qui se développent, la conceptualisation d'un modèle hydro-sédimentologique aura pour objectif dans ce cas un couplage entre les processus hydrologiques et processus d'érosion.

Chaque fois qu'on se propose de modéliser l'érosion d'un bassin versant on doit avoir une idée des processus hydrologiques responsables de la transformation pluie-débit, car si la première est responsable de la mise en disponibilité des sédiments, ce sont les deuxièmes qui se chargent de les transporter vers l'exutoire. Par exemple proposer un modèle de production d'érosion où le bassin versant est modélisé par deux éléments: les versants (ou sous bassins) et les réseaux de drainage. Trois processus seront considérés: le transfert pluie - débit, l'érosion des versants et le transport solide. Sur les versants le ruissellement et la production d'érosion due à l'action de la pluie seront déterminés. Dans les talwegs, l'eau et les sédiments apportés par les versants sont propagés, la capacité de transport de l'écoulement est déterminée ainsi que les volumes de sédiments stockés. Un certain nombre de paramètres caractéristiques devra être nécessairement disponible selon le type de modèles pour la période de calage : la hauteur totale de la pluie et son intensité maximale à l'échelle de plusieurs événements pluvieux, l'énergie cinétique totale de l'épisode pluvieux, les débits de pointe des crues, les débits solides,etc.

Il faut ajouter que cette discrétisation de l'espace permettra d'une part une bonne représentation des écoulements de surface sur les versants, d'autre part elle facilitera la bonne compréhension de la dynamique spatiale et temporelle des processus érosifs. L'enjeu de taille dans ce type de modélisation est de trouver les données et paramètres fiables à caler lors d'essais d'expérimentations pour réaliser des simulations dans des conditions variées qui détermineront au mieux un changement d'échelle de la petite parcelle au bassin versant.

Bien que la méthode de cartographie utilisée soit fondée sur une approche qualitative, sa pertinence est justifiée par rapport à d'autres études dans les régions méditerranéennes. Elle est cependant destinée à évoluer grâce à la réalisation d'autres travaux expérimentaux qui vont permettre de mieux caractériser les critères de diagnostic des problèmes d'érosion. En outre, pour améliorer les résultats de cette étude, nous proposons les perspectives de recherche suivantes :

- faire des mesures à l'échelle de la parcelle et étudier le phénomène dans son contexte naturel au niveau du paysage et du bassin versant, pour mieux identifier la nature des risques liés au ruissellement et préconiser une solution adaptée au problème.
- tenir compte des types et formes d'érosion (en nappe, par ravinement) et essayer de les intégrer dans un modèle global des pertes en sol.
- d'autres études semblables doivent être faites mais avec le simulateur de pluie qui donne des résultats proches de la réalité.
- Mener des expérimentations sur le terrain pour mesurer l'infiltration, ce paramètre met en évidence l'importance de la structure du sol, du type d'occupation du sol, du mode de travail des terres et des types des sols sur les transferts de l'eau et les conséquences sur les pertes en sols. Cela permettra aussi de valider les résultats prédits par l'approche sur les risques érosifs.
- Les résultats de la cartographie peuvent être améliorés en utilisant un modèle numérique de terrain plus détaillé, des données satellites qui ont de meilleures caractéristiques spectrales et géométriques que celles couramment utilisées, une information plus détaillée sur le sol (en particulier, la texture et la profondeur du sol) et l'inclusion de données de précipitations de plus de stations météorologiques.

–Orienter la recherche vers les techniques de restauration et d'amélioration de la productivité des sols ou vers celles cherchant à rendre plus efficace l'utilisation des eaux disponibles devenues rares.

–Encourager davantage les agriculteurs de mieux exploiter les structures de gestion de l'eau et leur faciliter la mise au point de systèmes de production rentables (agroforesterie, fruitiers et maraichage, rotation avec légumineuses, cultures associées, irrigation et fertilisation raisonnés).

L'aménagement des bassins versants nécessitera toujours une modélisation des flux liquides et solides et une spatialisation des risques et des aléas de l'érosion. La télédétection, la simulation de pluies, les GIS sont autant des techniques modernes, mais elles exigent une validation à différentes échelles temporelles. Néanmoins, il faut bien souligner que l'outil SIG a servi essentiellement à la création de cartes en tant que support visuel et explicatif et qu'au niveau de la restauration interactive du bassin versant, les potentialités de cet instrument sont considérables et méritent d'être approfondies dans le cadre d'un projet de développement environnemental à plusieurs thématiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Achite M. et Ouillon S. (2007).** Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). *J. Hydrol*, 343, 187-202
- Achite M. (1999).** Analyse multivariée de la variable - Erosion Spécifique – cas du bassin versant de l'oued Mina. *Thèse de Magister*, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique, Blida, Algérie, 206p.
- Achite M. (2002).** Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Mina (Nord-Ouest algérien). *Colloque international sur l'eau dans le bassin méditerranéen*, 10–13 octobre, Monastir (Tunisie): 894-9.
- Achite M. et Meddi M. (2005).** Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin de l'oued Mina (Nord-Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau*, 18 (spécial), 37-56.
- AEE/ UNEP (1999).** Etat et pressions du milieu marin et littoral méditerranéen. Résumé-Copenhague-AEE. 43 p.
- Agence européenne pour l'environnement, PNUE, (2002).** Dégradation du sol et développement durable en Europe: ayons les pieds sur terre. Un défi pour le XXI^e siècle, Série sur les problèmes environnementaux, n° 16, 32p
- Agoumi A. (2003).** Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques. Besoin réel et urgent d'une stratégie d'adaptation et de moyens pour sa mise en œuvre. Rapport réalisé dans le cadre du programme USAID, GEW-G-00-01- 00013-00. (Maroc), 14p.
- Agoumi A., Senoussi M. Yacoubi A., Fakhredine L., Sayouty B., Mokssit N., Chikri R. (1999).** Changements climatiques et ressources en eau – Publié dans *Hydrogéologie appliquée*. Tome 12 vol 11, 163–182.
- Ahnert F. (1970).** Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, vol.(298): 243-263p.
- Ait Mouhoub D. (1998).** Contribution à l'étude de la sécheresse sur le littoral algérien par le biais de traitement des données pluviométriques et la simulation. *Thèse de Magister*, école nationale polytechnique, Alger. 145p.
- Ait Fora A. (1995).** Modélisation spatiale de l'érosion hydrique dans un bassin versant du Rif marocain : validation de l'approche Géomatique par la sédimentologie, les traceurs radio-actifs et la susceptibilité magnétique des sédiments. *Thèse de Ph.D* en Télédétection. Université de Sherbrooke, Québec, Canada, 251p.
- Ake G.E., Kouadio B.H., Adja M.G., Ettien J.B., Effebi K.R. et Biémi J., (2012).** Cartographie de la vulnérabilité multifactorielle à l'érosion hydrique des sols de la région de Bonoua (Sud-Est de la Côte d'Ivoire). *Physio-Géo*, vol. VI, p. 23-42.
- Albergel J., Mansouri T., Zante P., Ben Mamou A. et Abdeljaoued S. (2006)** - Organic carbon in the sediments of hilldams in a semiarid Mediterranean area. *In : Soil erosion and carbon dynamics*, É. ROOSE, R. LAL, C. FELLER, B. BARTHÈS et B.A. STEWARD édit., CRC Press, *Advances in Soil Science*, vol. 15, p. 289-300.

- Algayer B. et Darboux F. (2011).** L'érosion hydrique des sols. Unité de recherche des Science du Sol. INRA, Centre de Recherche d'Orléans, ppt :35p.
- Allée P.(1984).** La dynamique des versants dans le haut –Vallespir :processus, héritages, actions anthropiques. *Thèse 3^e cycle*. Université de paris I, 196p.
- Altinakar M. et Graf W. (1993).** Hydraulique fluviale Tome 1 Ecoulement permanent uniforme et nonuniforme. Presses polytechniques et universitaire romandes.
- Ambroise B.(1991).** Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré–Processus et Modèles–, Sém. INRA, Sciences du sol, Dijon 26-27 mars 1991
- Ambroise B.(1999).** Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux tempérés:2. Modélisation systémique et dynamique. *Revue des Sciences de l'Eau* , 12(1),123–153
- Amiotte Suchet P. (1995).** Cycle du carbone, érosion chimique des continents et transferts vers les océans,*Sciences Géologiques, Mémoires*, 97, 156 pp
- Amoros C. et Petts G.E.(1993).** Bases conceptuelles. In : Amoros C. et Petts G.E. (Eds). Hydrosystèmes fluviaux, Paris, Masson, *coll. Ecologie*, 24 :3-17.
- Angers, D. A. et Carter, M. R. (1996).** Aggregation and organic matter storage in cool, humid agricultural soils. Pages 193–211 in M. R. Carter and B. A. Stewart, eds. Structure and organic matter storage in agricultural soils. CRC Press/Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- Anys H., Bonn F., Merzouk A.(1992).** Cartographie et calcul de l'érosion à l'aide de la télédétection et du SIG, cas du bassin versant d'oued Sricha (Settat, Maroc). *Géoobservateur 2* : 37-51.
- Arabi M. (1991)** - Influence de quatre systèmes de production sur le ruissellement et l'érosion en milieu montagnard méditerranéen (Médeia, Algérie). *Thèse de l'Université deGrenoble*, 272 p.
- Arabi M. et Aslaa T. (1998)** - Dégradation des banquettes en Kabylie, Algérie. *Bulletin duRéseau Érosion*, vol. 18, p. 364-379.
- Arabi M. et Roose E. (1992).** Water and soil fertility managment (GCES) . A new strategy to fight erosion in Algerian mountains. *In 7th ISCO conference Pro.*, 3(3) :341-347.
- Arnborg L., Walker H.J., et Peippo J. (1967).** Suspended load in the Colville River, Alaska,1962. In: Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events.*Geogr. Ann.* 49A(2-4) : 131-144.
- Arnoldus, H.M.J. (1978).** An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In: De Boodt, M. & Gabriels, D. (eds): Assessment of erosion, p. 127-132. Wiley, Chichester.
- Asselman N.E.M. (2000).**Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the river Rhine, *Hydrol. Process*, no. 13, 1437–1450.
- Auzet V.(1990).** L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspectsaménagement. Centre d'études et recherches éco-géographiques, ministère del'environnement / ministère de l'Agriculture, 39p
- Badraoui A., Hajji A. (2001).**Envasement des retenues de barrages. *Revue la Houille Blanche* n° 6/7, pp 72 - 75.
- Barthès B., Roose E.(2001).** La stabilité de l'agrégation un indicateur de la sensibilité dessols au ruissellement et l'érosion : validation à plusieurs échelle. *Cahiers Agricultures*, 10, 185–193
- Baver L.D. (1933).** Some factors affecting soil erosion. *Agricultural Engineering*, 14,51–52

- Bediot G. (1960)** - Étude de l'érosion des sols due au ruissellement superficiel. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Université de Besançon, 471 p.
- Ben Amor S., Dutartre P., Makhlof A. (1992)**. Recherche des sites favorable à l'implantation des retenues collinaires à l'aide de la télédétection, région de Béja (Tunisie). Actes du symposium MARISY' 92. Rabat, Maroc, 7-8 Octobre, *numéro spécial Géoobservateur*, 119-122.
- Ben cheikha L. et Gueddari M. (2008)**. Le bassin versant du Jannet (Tunisie) : évaluation des risques d'érosion hydrique ; *M@ppmonde*, 90,18(1-15).
- Benchetrit, M., (1972)**, L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie, Paris, PFU, 126 p.
- Benkhaled A. & Remini B. (2003)**. Analyse de la relation de puissance : débit solide – débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie). *Rev. Sci. Eau* 16 (3), 333–356
- Bensaid A. (2006)**. Siget Télédétection pour l'étude de l'ensablement dans une zone aride : Le cas de la Wilaya De Naâma (Algérie). *Thèse de Doctorat* , Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 318p.
- Bergaoui M et Albergel J. (2000)** - Effets des aménagements en pierres sèches sur la forme des crues de l'oued Zioud, Tunisie. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 20, p. 23-39.
- Bergaoui M., Camus H. & Nouvelot J.F. (1998)**. Essai de modélisation du transport solide sur les micro bassins versants de Tebaga (Tunisie Centrale), *cahier sécheresse*, 9(1), 51-57.
- Boardman J., (1990)**. Soil erosion on the south downs: a review. In: Boardman J., Foster I-D-L, Dearing J.A., editors *Soil erosion on agricultural land*, Wiley and sons, 87-105.
- Boehm T. (1999)**. The influence of temperature, relative humidity and SO₂ concentration on weathering of glass - 5th ESG Conf., Prague - B1.49-B1.55.
- Bogardi, J. L. (1974)**. Sediment transport in alluvial streams. International courses in Hydrology Budapest, Academical Kiado Press. 812p.
- Boiffin J. (1984)**. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Thèse du docteur- ingénieur, Institut National Agronomique de Paris –Grignon.
- Bois PH. et Obled CH. (2007)**. Introduction au Traitement de données en Hydrologie. Cours polycopié, 7eme édition du millénaire. E.N.S d'hydraulique et de mécanique de Grenoble, 265p.
- Bonn F. (1998)** - La spatialisation des modèles d'érosion des sols à l'aide de la télédétection et des SIG : possibilités, erreurs et limites. *Sécheresse*, vol. 9, no 3, p.185-192.
- Bontron G., & Obled C. (2003)**. Prévion à moyenne échéance des pluies intenses en zone Méditerranéenne par recherche de situations analogues. *IAHS. Publ*, 278, 257-262.
- Borges A. L. (1993)**. Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des alpes du sud. *Thèse de Doctorat*, université joseph fourier - grenoble I, 259p.
- Borsali A. H., Bekki, A., & Hasnaoui O. (2005)**. Aspect hydrologique des catastrophes naturelles " Inondation, glissement de terrain " étude d'un cas : Oued Mekerra (Sidi Bel Abbes). *Risque & Environnement*, 1-8
- Boukheir R. (2002)**. Etude des risques d'érosion hydrique des sols par télédétection et SIG. Application à une région représentative du Liban. Paris : Institut national agronomique, Paris Grignon, *Thèse de Doctorat en sciences biologiques fondamentales appliquées*, 262 p.

- Boukheir R., Abdallah C., Haddad T. (2006).** Soil Map of Lebanon, 1/50000, 367p, Liban : CNRS-Lebanon, Monograph Series 4.
- Bou Kheir R., Girard M.C., Shaban A., Khawle M., Faour G. et Darwish T. (2001-b)** - Apport de la télédétection pour la modélisation de l'érosion hydrique des sols dans la région côtière du Liban. *Télédétection*, vol. 2, n° 2, p. 79-90.
- Bou kheir R., Girard M-CI., Khawlie M., Abadallah C. (2001).** Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens : une revue bibliographique. *Etude et gestion des sols*, volume 8,4, pages 231 à 245.
- Bouanani A., (2004).** Hydrologie, transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW. Algérie). *Thèse de doctorat d'état Université - Tlemcen*; p 250.
- Boughalem K. M. (2013).** Impact des systèmes de gestion sur la vulnérabilité des sols à l'érosion, cas du bassin versant de l'Isser-Tlemcen (Algérie). *Thèse de doctorat en sciences forestières*, université Abou Bekr Belkaid- Tlemcen, 215p.
- Bourouba M. (1997).** Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. *Bull. De l'ORSTOM*, 17, 345—360.
- Bourouba, M. (1998).** Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux. Cas de l'Oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9, 5—11
- Boussema H-R, Chairat Benabdellah S. (1995).** Modélisation hydrologique et de l'érosion à l'aide d'un SIG utilisant les données de télédétection. *Actes du colloque scientifique international*, Hammamet, Tunisie, 1-2 novembre, 64-70.
- Boussema H-R. (1996).** Systèmes d'information pour la conservation et la gestion des ressources naturelles. Colloque international sur le rôle des TIC en matière de protection de l'environnement, Tunis, Tunisie, 112-116.
- Bouzaïd A. (1991).** L'expérience de la Tunisie dans la protection des sols et des barrages. Séminaire national sur l'érosion et l'envasement des barrages, Alger.
- Brandt (1988).** The Transformation of Rainfall Energy by a Tropical Rain Forest Canopy in Relation to Soil Erosion. *Journal of Biogeography*, Vol.15, No.1, Biogeography and Development in the Humid Tropics, 41—48
- Bravard J. et Sanjuan T., (2004).** Le Yangtze et le Rhone, Regards croisés. Géocarrefour, revue de géographie de Lyon, Vol 79, N° 1, 1-4p.
- Bresson L.M. et Boiffin J. (1990).** Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field, *Geoderma* 47: 301-325.
- Breuleux F. (1976)** - Inventaire des travaux de conservation de l'eau et des sols en Tunisie. Projet SIDA/TUN 5-13, 24 p.
- Campbell F.B., Bauder H.A. (1940).** A rating curve method for determining silt-discharge of streams, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, No21, 603—607
- CAR/PB-PAM/PNUE (2000).** Profil des pays méditerranéens, Tunisie : Enjeux et politiques d'environnement et de Développement durable. Rapport publié par Guillaume Benoit (Directeur du CAR/PB), Sophia antipolis, 70p.

- Castro N., Auzet AV., Chevalier P., Leprun J.-C. (2000).** Influence of extreme rainfall events (El Nino) on a gully system typical of the basaltic plateau of southern Brazil. Int symp. "Gully erosion under global chang". Leuven, Belgium, Abstract 44.
- Celik I., Aydin M., Yazici U.(1996).** A review of the erosion control studies during the republic period in Turkey. In: Kapur S., Akça E., Eswaran H., Kelling G., Vita Finzi, Mermut A-R, Ocal A-D, editors. 1st international conference on land degradation, Adana, Turkey, 10-14 June 1996, 175-180.
- CEMAGREF (1982).** Apports solides annuels moyens des petits bassins versants, cahier 45, n° 6, mars, 02p.
- CEMAGREF (1986).** Ruissellement, érosion, inondation dans le bassin du croult (Val-d'Oise) : recherches sur les causes d'aggravation, Rapport Cemagref, Université Paris VII. Conseil général du Val-d'Oise, Min., Env., 180p.
- Centre D'expertise En Analyse Environnementale Du Quebec (2006).** Détermination de la granulométrie : méthode gravimétrique par tamis. MA. 100 – Gran. 1.0, Rev. 2, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, 8 p.
- Centre D'expertise En Analyse Environnementale Du Quebec Et Ministere De L'agriculture , Des Pecheries Et De L'alimentation Du Quebec (2003).** Détermination de la matière organique par incinération : méthode de perte au feu (PAF), MA. 1010 – PAF 1.0, Ministère de l'Environnement du Québec, 9 p.
- Cerdan O, Le Bissonnais Y, Souchère V, King C, Surdyk N, Dubus I, Arrouays D, Desprats JF (2006).** Guide méthodologiques pour un zonage départemental de l'érosion des sols - Rapport n°3: Synthèse et recommandations générales [Rapport] : BRGMRP- 5104-FR. p. 85.
- Cerdan O.(2001),** Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés. *Thèse univ Orléans*, p186.
- Chaker M. et Laouina A. (2007)** - Pratiques et techniques de CES dans le massif de Boukoulali et son piedmont steppique (Maroc oriental). In : *Efficacité de la GCES en milieu semi-arides*, É. Roos E, J. Albergel, G. De noni, A. Laouina et M. Sabir édit., Édit. AUF-IRD-ENFI, Paris, p. 71-92.
- Chaponnière A. (2005).** Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). *Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'Institut National Agronomique*. Paris-Grignon, 268p.
- Chebanni, R., Djilli, K., & Roose, E. (1997).** Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser (Tlemcen). 1^{eres} journées d'étude sur les agricultures de montagne, Mascara, Algérie.
- Chebbani R. et Belaidi S. (1997)** - Étude de la dynamique du ravinement sur deux couples de ravines expérimentales près de Tlemcen. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 17,
- Chebbani, R., Djilli, K., et Roose, E. (1999).** Étude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bulletin ORSTOM, Réseau Erosion*, 19, 85–95.
- Chevalier J.-J., Pouliot J., Thomson K., Boussema M-R. (1995).** Systèmes d'aide à la planification pour la conservation des eaux et sols (Tunisie). Systèmes d'information géographique utilisant les données de la télédétection. Actes du colloque scientifique international (Hammamet, Tunisie, 1-2 Novembre, 1994, 4-12.

- Cohn TA, Delong LL, Gilroy EJ, Hirsch RM et Wells DK (1989).** Estimating constituent loads. *Water Resources Research*, 25(5), 937-947.
- Collinet J. et Valentin C. (1979).** Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. *Cahiers ORSTOM, série pédologie*, 17(4) :238-328.
- CORINE (1992):** Soil Erosion Risk and Important Land Resources in the Southern Regions of the European Community. EUR 13233, Luxembourg.
- Cosandey C. et Robinson M., (2000).** Hydrologie continentale. *Ed. Armand Colin* p 360. 128 fig.
- Courault D., (1989).** Etude de la dégradation des états de surface du sol par télédétection : analyse spectrale, spatiale et diachronique. *Thèse de doctorat*, Paris, 239p.
- Coynel A, Schäfer J, Hurtrez JE, Dumas J, Etcheber H, Blanc G. (2004).** Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Science of the Total Environment* 330 : 233-247
- Coynel, A., (2005).** Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne. *Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux*, 575p.
- Crawford, C.G. (1991).** Estimating of suspended –sediment rating curves and mean suspended sediment load, *journal of hydrology*, 129, 331-348.
- Dadson S.J., N. Hovius, H. Chen, W.B. Dade, M.L. Sieh, S.D.. Willett, J.C. Hu, M.J. Horng, M.C. Chen, C.P. Stark, D. Lague et J.C. Lin, (2003).** Link between erosion and runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426.
- Dang Q.T. (2001).** Participatory planning and management for flood mitigation and preparedness and
- Darwish T. et Zurayk R. (1997).** Distribution and Nature of Red Mediterranean Soils in Lebanon along an altitudinal sequence. *Catena*, vol.28, N°3-4, p 191-202.
- Darwish T., Khawlie M., Jomaa I., Abou Daher M., Awad M., Masri T., Shaban A., Faour G., Boukheir R., Abdallah C., Haddad T., (2006).** Soil map of Lebanon 1/50000. 367p. Liban: CNRS-Lebanon Monograph Series 4.
- De Jong S-M., Riezebos H-T. (1997).** SEMMED : a distributed approach to soil erosion modeling.. *Remote Sensing* 96, Spiteri (ed.), Balkema, Rotterdam, ISBN 90 54 10 855 X, 199-204.
- De Jong, S.M. (1994).** Applications of reflective remote sensing for land degradation studies in a mediterranean environment. *Nederlandse geografische studies* 177.
- De Jong, S.M., Brouwer, L.C. & Riezebos, H. Th. (1998):** Erosion hazard assessment in the Peyne catchment, France. Working paper DeMon-2 Project. Dept. Physical Geography, Utrecht University.
- De Marsily G., (2004).** Quelques suggestions sur le thème «Gestion intégrée». Séminaire« Eau et Territoire », ENGREF Paris, octobre 2004
- De Ploey, J., Imeson, A. and Oldeman, L.R. (1991)** Soil erosion, soil degradation and climatic change. P. 275-292, *in* Brouwer, F.M., Thomas, A.J., Chadwick, M.J. (réd.) Land use changes in Europe. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 528 p.
- De Roo, A.P.J. (1993):** Modeling Surface Runoff and Soil Erosion in Catchments Using Geographical Information Systems; Validity and Applicability of the 'ANSWERS' Model in Two Catchments in the Loess Area of South Limburg (The Netherlands) and one in Devon (UK). *Nederlandse Geografische Studies* 157.

- Dean J. et Rhea J. (1982).** Atmospheric corrosion of metal, 413pp.
- Dekiche A.(1993).** Etude statistique multidimensionnelle du régime pluviométrique et des crues, application au bassin versant de la Tafna. ANRH, juin 1993.
- Demmak A. (1982).** Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. *Thèse de docteur-ingénieur*, université Pierre et Marie Curie, Paris,
- Despois J. (1956)** - La culture en terrasses en Afrique du Nord. *Annales Économie, Société, Civilisation*, vol. 1, p. 42-50.
- Dickinson A. et Bolton A. (1992).** A programme of monitoring sediment transport in north central Luzon, the Philippines, *IAHS Publication*, 210, pp.483-493.
- Direction des services agricoles (2012/2013).** Statistiques agricoles de la wilaya de Tlemcen : répartition générale des terres, surfaces des terres utilisées par l'agriculture et cultures herbacées.
- Djellouli Y. (1990).** Conséquence de la sécheresse des deux dernières décennies sur les écosystèmes naturels Algériens. *Pub de l'Association Internationale de Climatologie*, Aix en provenance, France, 6.
- Douglas I. (1996).** The impact of land-use changes, especially logging, shifting cultivation, mining and drainage basins. *Am. J. Sci.* 268 : 243– 263.
- Douglas I., (1967).** Man, vegetation and the sediment yield of rivers. *Nature* 215, 925–928.
- Druais J.(2009)** - Caractérisation de l'érosion et du ruissellement des territoires aval de la Chalaronne. Propositions de mesures de gestion. Mémoire de fin d'études d'ingénieur agronome, Syndicat des Rivières des Territoires de Chalaronne, 84p.
- Du Boys, P. (1879).** Le Rhône et les rivières à lit affouillable. *Ann. Ponts et Chaussée*. Ser. 5 vol. 18.
- Duan N., (1983).** Smearing esteem: a nonparametric retransformation method, *Journal of the American Statistical Society*, no. 78, 605–610
- Dubreuil, P (1974).** Initiation à l'analyse hydrologique. *Masson et Cie*. 216 p., 35 fig.
- Echos CC Maghreb (2002).** bulletin N°70 édité par le projet RAB94G31 PNUD/FEM.
- Einstein H.A. (1944).** Bed load transportation in Mountain Creek. Washington D-C., U.S. Dept. of Agriculture.
- Einstein, H.A. (1950).** The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. Washington D-C., U.S. Dept. Agr. Soil conservation Service, Tech. bull. 1026
- El abassi H. (1998)** - Le développement de l'arboriculture dans le Rif oriental marocain : une chance pour la stabilité du milieu. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 18, p. 380-388.
- El abassi H. (2000)** - Le savoir faire des populations et gestion des eaux et des sols en montagne semi-aride du Rif oriental (Maroc). *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 20, p. 399-428.
- El Garouani A., Chen H., Lewis L., Tribak A. et Abahrour M. (2008)**- Cartographie de l'utilisation du sol et de l'érosion nette à partir d'images satellitaires et du sig Idrisi au nord-est du Maroc. *Revue Télédétection*, 2008, vol. 8, n° 3, p. 193-201.
- El Garouani A., H. Chen, L. Lewis, A. Tribak et M. Abahrour , (2007).** Apport de la Télédétection et du SIG pour le suivi spatio-temporel de l'occupation du sol et de l'érosion nette dans le bassin de l'Oued Tlata (Maroc). *Actes des JSIRAUF, Hanoi*, 6-9 novembre, p 1-9.

- El Garouani A., Merzouk A., Jabrane R., Boussema M-R, (2005).** Analyse spatiale de l'érosion en Nappe et de l'infiltrabilité des sols Dans le pré-rif marocain. *Télé-détection*, Vol(5), n°1-2-3, p 69-80.
- El Garouani A., Merzouk A., Jabrane R., Boussema M.R.(2003)** - Cartographie de l'érosion des sols dans le bassin versant de l'Oued Jemâa (Pré-rif, Maroc). *Géomaghreb*, Vol. 1, n° 1, p. 39-46.
- EL Hage Hassan H., Touchart L., Faour G., (2013).** La sensibilité potentielle du sol à l'érosion hydrique dans l'ouest de la Bekaa au Liban. *M@ppemonde* 109 (1), 1-17.
- El Mahi A., Meddi M. et Bravard J. P. (2012).** Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord), *Journal des Sciences Hydrologiques*,57(8), 1642-1661.
- Elbouqdaouk., EzzineH., BadrahouM., RouchdiM., Zahraoui M. and Ozer A. (2005),** Approche méthodologique par télédétection et SIG de l'évaluation du risque potentiel d'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Srou (Moyen Atlas, Maroc), *Geo-Eco-Trop*, 29, , 25-36.
- Engelund, F., Hansen, E. (1967).** A monograph on sediment transport in alluvial streams. Copenhagen, *Teknisk Forlag*, Copenhagen, Denmark, 62p.
- Escafadal R., Girard M-C., Courault D. (1988).** La couleur des sols. Appréciations, mesures et relations avec les propriétés spectrales. *Agronomie*, 8(2) : 147-154
- Etchanchu D. et Probst J.L. (1986).** Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C. R. Acad. Sci. Paris série II* 302 (17), 1063–1067.
- European Commission (1989):** *Soil erosion risk and important land resources in the southern EC countries*. DG XI,EC CORINE Programme.
- Fanning D. et Fanning M.C.(1989).** *Soil Morphology Genesis and classification*, New York : Wiley, 395p, ISBN : 0-471- 89248-3.
- FAO (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture) (1977).** *Assessing soil degradation* . Soils bulletin n°34, 86p.
- FAO(1976).** *La conservation des sols dans les pays de développement*. Bulletin pédologique. 30 :92p.
- FAO (1979).** *Review and analysis of agrarian reform and rural development in developing countries since the mid-sixties*. World conference on agrarian reform and rural development. ODI n°3, 1-4.
- FAO(1980)** - *Conservation des ressources naturelles en zone arides et semi arides*. Cahiers FAO : conservation des sols 3 : 135p.
- FAO(1983).** *Garder la terre en vie. L'érosion des sols, ses causes et ses remèdes*. Bulletin pédologique, 50 ; 62p.
- FAO(1986).** *Brise-vent et rideaux abris avec référence particulière aux zones sèches*.Cahier conservation 15, Département des forêts, Rome, 32p.
- FAO(1990).** *Conservation des sols et des eaux dans les zones semi arides*. Bulletin pédologique 57, 182 p.
- FAO(1994).** *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*, *Bulletin pédologique de la FAO*, n°70.
- FAO (2000).** *Asia and the Pacific National Forestry Programmes: Update 34*. Rome : FAO.

- FAO(2005)**. Utilisation des engrais par culture en Algérie. Première édition, Rome, Italie, 56p.
- FAO (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture). 2007**. *State of World Fisheries and Aquaculture:2006*. Rome : FAO.
- FAO-UNEP-UNESCO (1980)**. *A provisional methodology for soil degradation assessment*. FAO, Rome.
- Ferguson R.I. (1986)**. River loads underestimated by rating curves, *Water Resources Research*, Vol. 22, no. 1, 74–76
- Finke P., Hartwich R., Dudal R., Ibanez J., Jamagne M., King D., Montanarella L., Yassoglou L. (1998)**. Georeferenced Soil database for Europe. Italy : Manual of procedures, *European Soil Bureau*, 170p.
- Fleming G. (1969)**. Design curves for suspended load estimation. *Proc. Inst. Civ. Ing*, 43, 1-9.
- Fournier (1969)**, L'érosion hydrique et le climat, Bull. Techn. Inf Météorologie et agriculture, n°237, 111–115
- Fournier F. (1960)**. Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. P.U.F, Paris, 201p.
- Frecault F. (1971)**. La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique. *Thèse, doct, Brest, Reprod.* Univ. Lille III. 840 p., 122 fig., 2 cartes
- Gartet, A.(2005)**. Dégradation spécifique et transports solides dans le bassin de l'Oued Lebène (Prérief central, Maroc septentrional). *Papeles de Geografía*, 41–42, 85–100
- Gazzolo T., Bassi G. (1966.)**. *Carta delle isolinee di ugual erosione in Italia*. In: Contributo allo studio del grado di erodibilità dei terreni costituenti i bacini montani dei corsi d'acqua italiani. Memorie e studi idrografici – Ministero di LL.PP. Servizio idrografico – Publ. no. 2 – vol IV. *Geology* 91 : 1-21.
- Ghachi A. (1986)**. Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie. *Thèse de Doctorat 3e cycle, O.P.U.*, 499 pages.
- Ghenim A.N. (2010)**. Fluctuations hydro pluviométriques du bassin-versant de l'oued Tafna à Beni Bahdel (Nord-Ouest algerien). *Sécheresse* vol. 21, n° 2. 115-20.
- Ghenim A.N, Terfous A. & Seddini A. (2007b)**. Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin-versant de l'Oued Sebdo (Nord-Ouest algerien). *Sécheresse* 18(1), 39-44.
- Ghenim A.N. (2001)**. Contribution à l'étude des écoulements liquides et des dégradations du bassin versant de la Tafna Cas de Oued Isser, Oued Mouilah et la haute Tafna. *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 192p.
- Ghenim, A. N. (2008)**. Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. *These Doctorat, Université Aboubekr Belkaid*, Tlemcen, 134p.
- Ghorbal A., Claude J., (1977)**. Mesure de l'envasement dans les retenues de sept barrages en Tunisie : estimation des transports solides. *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters*. (Proc.Paris Symp., jully 1977), I.A.H.S. Bull., n° 122, 219-232.
- Gimenez R. et Govers G. (2002)**. Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds, *Soils Science Society of America Journal*, 66: 1475-1483.
- Giordano A., Marchisio C. (1989)**. Analyse et corrélation des cartes existantes d'érosion du sol

dans les zones côtières méditerranéennes. PAP, Malaga, Espagne.

Giordano A. Marchisio C.(1992). Analysis and Correlation of Soil Erosion Maps in the Mediterranean Basin. Quaderni di Scienza del Suolo No. 4 CNR. Firenze.

Girard M-C., Girard C-M. (1999). Traitement des données de télédétection, Dunod, ISBN 2100041851, 529p.

Glossary (1992). Internationally Agreed Glossary of Basic Terms Related To Disaster Management; United Nation, Departement of Humanitarian Affair, IDNDR, DHA, Genava, 83p.

Gomer D (1994). Ecoulement et érosion dans des petits bassins-versants à sols marneux sous climat semi-aride méditerranéen. Projet pilote d'aménagement intégré du bassin versant de l'Oued Mina. Eschborn (Allemagne) : Coopération Algéro-Allemande, 294p.

Graf, H.W. (1971). Hydraulics of sediment transport. New York, McGraw-Hill.

Gréco J. (1966) - L'érosion, la défense et l'érosion des sols et le reboisement en Algérie. Édité. Ministère de l'Agriculture et de la Réforme Agraire, Alger, 303 p.

Gunnell Y. (1998). Present, past and potential denudation rates is there a link? Tentative evidence from fission-track data, river sediment loads and terrain analysis in the South Indian Shield. *Geomorphology* 25, 135– 153.

Guo J. (1990). Basic laws of sediment transport. Taiyuan, Shanxi province, China, Shanxi Province, Natural Science Foundation.

Harrison CGA., (1994). Rate of continental erosion and mountain building. 1970. *Geologische Rundschau* 83 : 431-447

Hay W.W., Rosol M.J., Jory D.E. et Sloan J.L., (1987). Tectonic control of global patterns and detrital and carbonate sedimentation. In L.J. Doyle and H.H. Roberts, Editors, *Carbonate Clastic Transitions Developments in Sedimentology* vol. 42, Elsevier, Amsterdam, 1–34.

Hayes M. (1996). Drought Indices. National Drought Mitigation Center. *Consulté en ligne: <http://enso.unl.edu/ndmc>.*

Heidel S.G.(1956). The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Transactions-American Geophysical Union*, 37, 56–66.

Heusch B. (1970) - L'érosion du Pré-Rif (Maroc). *Annales de la Recherche Forestière au Maroc*, vol. 12, p. 1-176.

Heusch B. et A. Millies-Lacroix (1971). Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mine et Géologie*, Rabat, 33, 21–39

Hjulstrom F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris. *Bulletin of the Geological Institution* 25: 221–455.

Holeman J. N. (1968). The sediment yield of the major rivers of the world. *Wat. Resour. Res.*, Washington 4, 737-747.

Horowitz A.J. (2003). An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations, *Hydrol. Process.*, no. 17, 3387–3409

Horton, R.E., (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14: 446-460.

- Hudson P.F. (2003).** Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *Catena*, 52: 57–76
- ICONA (1982).** *Paisajes erosivos en el Sureste Espanol*. Proyecto Lucdeme. Monografias 26. Instituto Inland Waters, Proc. Paris Symp., July 1977, IAHS Publ. No. 122, 219–232
- Inman D.L. et Jenkins S.A. (1999).** Climate change and the episodicity of sediment flux of small California rivers. *Journal of Geology* 107, 251–270.
- Irvine K.N. et Drake J-J. (1987).** Process oriented estimation of sediment suspended concentration. *Water resource Bulletin*, 23, 1017-1025.
- Jansson M.B.(1982).** Land erosion by water in different climates. UNGI Report 52, Uppsala University, Sweden.
- Kalman, R. (1967).** Essai d'évaluation pour le pré-Rif du facteur couverture végétale de la formule de Wischmeier de calcul de l'érosion. Rapport de la Direction des eaux et forêts, Rabat, 12 p
- Kalman, R. (1970)** Ruissellement et érosion en nappe (Expérimentation au simulateur de pluie). *Annales de la Recherche Forestière au Maroc*, tome 12, Rabat, p. 177-287
- Kane B. et Julien P.Y. (2007)** - Specific degradation of watersheds. *International Journal of Sediment Research*, Vol 22, N°2, 2007, pp. 114-119.
- Karim M.F. and Kennedy J. F., (1990).** Menu of couple velocity and sediment discharge relations for rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(8), 978-996.
- Karim MF, Kennedy JF. (1981).** Computer-Based Predictors for Sediment Discharge and Friction Factor of Alluvial Streams. Iowa Institute of Hydraulic Research Report No. 242, University of Iowa; Iowa City, Iowa
- Kassoul M., Abdelgader A. & Belorgey.(1997).** Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Rev.Sci. Eeau*, 3, 339-358.
- Kattan Z., Gac J.Y. & Probst J.L., (1987).** Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of hydrology*. 92, 59–76
- Khalidi A. (2005).** Impact de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaire de l'Ouest Algérien "Monts de Tlemcen- Saida". *Thèse de doctorat d'Etat*, Université d'Oran.
- Khanchoul. K. (2006).** Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants de l'extrême Nord-est algérien. *Thèse de Doctorat d'état, Université d'Annaba*, p 296.
- King D. et Le Bissonnais Y. (1992).** Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *C. R. Acad. Agric. Fr.*, 78, n° 6, pp. 91-105.
- King D., Fox D., Daroussin J., Le Bissonnais Y., Daneels V. (1998)** - Upscaling a simple erosion model from small area to a large region. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 50, pp. 143-149.
- Kinnell P. I. A.(2005).** Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrol. Process.* 19, 2815–2844
- Kirkby M., (1995).** Modeling the links between vegetation and landforms. *Geomorphology* 13 :35-319.

- Kirkby M.J., Le Bissonais Y., Coulthard T. J., Daroussin J. et McMahon M. D. (2000)**- The development of land quality indicators for soil degradation by water erosion. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 81, pp. 125 – 135
- Knighton D. (1984)**. Fluvial forms and processes; A new perspective. Arnold, London, 383p;
- Laborde J.P.(2000)**. Eléments d'hydrologie de surface. Université de Nice - Sophia Antipolis. Edition 2000, 204p
- Laborde JP. (1993)**. Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500 000, notice explicative. *Projet PNUD/ALG/88/021*. Alger : Agence nationale des ressources hydrauliques.
- Lafren J-M., Leonard J-L., Foster G-R. (1991)**. A new generation of erosion predicting Technology , *Journal Soil Water Conservation*, n°46, pp 8-34.
- Lahlou A. (1994)**,Envasement des barrages au Maroc. Casablanca, Maroc, Editions Wallada, 277p.
- Lahlou, A. (1977)**. Dégradation spécifique des bassins versants au Maroc. Rabat : Rapport n° 1000, Ministère de l'équipement et de la promotion nationale, Direction de l'hydraulique, Division exploitation, service de gestion des eaux ; 161 p.
- Laouina A. (1992)** - Recherches actuelles sur l'érosion au Maroc. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 12, p. 292-299.
- Laouina, A. (1998)**. Dégradation des terres dans la région méditerranéenne du Maghreb. *Bull. Réseau Érosion*, 18, 33-53.
- Le Bissonais, Y. (1996)**. Aggregate stability and assessment of crustability and erodibility: 1. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science* , 47, 425-437
- Le Bissonais Y. C. et Le Souder (1995)**. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols*, 2(1): 43–56.
- Le Bissonais Y., Dubreuil N., Daroussin J., Gorce M. (2004)** - Modélisation et cartographie de l'aléa d'érosion des sols à l'échelle régionale. Exemple du département de l'Aisne, *Étude et Gestion des Sols*, vol. 11, 3, 307-321.
- Le Bissonais Y., Renaux, B., Delouche H.(1995)**. Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena*, 25, 33–46
- Le Bissonais Y., Thorette J., Bardet C., Daroussin J. (2002)**. L'érosion hydrique des sols en France. <http://erosion.orleans.inra.fr/rapport2002/>
- Lee S. (2004)**. Soil erosion assessment and its verification using the universal soil loss equation and geographic information systems : a case study at Boun Korea. *Environmental Geology*, vol. 45, p. 457-465.
- Legout C., Leguédois S., Le Bissonais Y., Malam I. (2005)**. Splash distance and size distributions for various soils, *Geoderma*, 124, 279–292
- Leguédois S., Planchon P., Legout C., Le Bissonais Y. (2005)**. Splash Projection Distance for Aggregated Soils: Theory and Experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 30–37
- Leguedois, S. (2003)**. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés, *Thèse de l'Université d'Orléans*, France, 156 pp.

- Leopold L.B., & Maddock T.Jr., (1953).** The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. *Geological Survey, Professional Paper 252*, 56p
- Lisitzin A. P. (1972).** Sedimentation in the world ocean. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 17.
- Lopatin G.V. (1952).** Suspended Loads of the USSR Rivers, Formation and Transport, Publ. House Geogr. Literature, Moscow, 368 pp.
- Ludwig W., Probst J.L. (1996).** A global modelling of the climatic, morphological, and lithological control of river sediment discharges to the oceans. IAHS-AISH Publication 236, 21-28
- 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.
- MA (Évaluation des écosystèmes pour le millénaire), (2003).** *Ecosystems and Human Well-Being: A Framework for Assessment*. Washington DC : Island Press.
- MA (Évaluation des écosystèmes pour le millénaire), (2005a).** *Ecosystems and Human Well-Being: Synthesis*. Washington DC: Island Press.
- Mackenzie R. et Garrels M. (1966),** Chemical mass balance between rivers and oceans. *American Journal of Science*, 264, 507-525.
- Maneux E. (1998).** Erosion mécanique des sols et Transports fluviaux de Matières en suspension. Thèse n° 1897, Université de Bordeaux I, 252p
- Martinez-Mena M., Alvarez Rogel J., Albaladejo J., Castillo V.M. (1999).** Influence of vegetal cover on sediment particle size distribution in natural rainfall conditions in a semiarid environment. *Catena* 38, 175–190
- Masson J.M. (1971) -** L'érosion des sols par l'eau en climat méditerranéen. *Thèse de Docteur Ingénieur*, Université de Montpellier, 213 p
- Mazour M., (2004) -** Etude des facteurs de risque du ruissellement et de l'érosion en nappe et conservation de l'eau et du sol dans le bassin versant de l'Isser – Tlemcen", *Thèse de Doctorat D'Etat*, Université de Tlemcen, 184, 131 pp.
- Mazour M.(1992).** Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant de l'oued Isser : Tlemcen, Algérie. *Bulletin Réseau érosion* 12 :300-313.
- Mazour M., Boughalem M. et Mededjel N. (2008) -** La gestion de la matière organique et ses effets sur la conservation de la fertilité du sol dans le Nord-Ouest de l'Algérie. *In : Efficacité de la GCES en milieux semi-arides*, É. Roose, J. Albergel, G. De noni, A. Laouina et M. Sabir édit., Édit. AUF-IRD-ENFI, Paris, p. 175-181.
- McCully, P.(2001).** *Silenced rivers, the ecology and politics of large dams*, Zed Books 416 pp.
- McKeague, J.A.(1978).** *Manuel de méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols*, 2^{ème} édition. Société Canadienne de la Science du Sol, Brandon, Manitoba
- Mckee T.B., Doesken N.J., Kleist J. (1993).** The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scale. 8th Conference on Applied Climatology, 179-184.
- Meade R.H., Moody J.A., (2010).** Causes for the decline of suspended-sediment discharge in the Mississippi River system, 1940-2007. *Hydrological Processes* 24, 35-49.

- Meddi M.(1992).** *Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina (Algérie). Thèse de doctorat Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.*
- Meddi M.(2015).** Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du Nord, *Larhyss Journal*, 24 , 315-336
- Meddi M. et P. Hubert (2003).** Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. Dans: *Hydrology In TheMediterranean And Semiarid Regions*. E. Servat , W. Najem , C. Leduc et A. Shakeel (Éditeurs), *IAHS Publ. 278, IAHS Press, Wallingford, UK*, 329–235
- Meddi, M., 1999.** Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebd (Algérie). *Zeitschrift für Géomorphologie*, 43, 167–183.
- Megnounif A., (2007).** Etude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface, *Thèse de Doctorat* , Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, 184p.
- Megnounif A., Terfous A. et Ouillon S. (2013).** A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Seb Dou, NW Algeria (1973–2004). *Journal of Hydrology*, 497 (2013) 24–36.
- Megnounif A., Terfous A., & Bouanani A. (2003).** Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute Tafna (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau* 16(3), 369–380
- Meguenni K. et Remini B. (2008).** Evaluation du débit solide dans Le bassin versant de harreza (Algérie), *Larhyss Journal*, 7, 7-19.
- Megnounif A. et Ghenim A.N. (2013).** Influence des fluctuations hydro-pluviométriques sur la production des sédiments : cas du bassin de la Haute Tafna. *Revue des Sciences de l'Eau* 26(1) (2013) 53-62.
- Merzouk A. and H. Dahman, (1998).** Shilling land use and impact on sediment yield in the Rif mountains. *In advanced in geoecologique*, 31, by CATENA VERLAG, 350447, Reiskirche,.
- Merzouki T. (1992).** Diagnostic de l'envasement des grands barrages marocains. *La revue marocaine du génie civil* ; 38 : 46-50.
- Meybeck M, Laroche L, Durr HH, Syvitski JPM. (2003).** Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*, 39, 65–93.
- Meybeck M. (2002).** Riverine quality at the Anthropocene Propositions for global space and time analysis, illustrated by the Seine River., *Aquatic Sciences* 64, 376-393.
- Meybeck M., Green P. et Vorosmarty C. J. (2001).** Global distribution of mountains and other major relief classes with regards to water runoff and population density., *Mountain Research Development* 21, 34-35.
- Meybeck, M., (1984).** *Les fleuves et les cycles géochimiques des éléments. Thèse Sciences*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.
- Meybeck, M., Dürr, H.H., Vörösmarty, C.J., (2006).** Global coastal segmentation and its river catchment contributors: A new look at land-ocean linkage. *Global biogeochemical cycles* 20, GB1S90, 15pp., 2006; doi:10.1029/2005GB002540.

- Meyer L.D., Foster G.B. & Nikolov S. (1975).** Effect of flow rate and canopy on soil erosion. *Trans.Am.Soc.Agric.Eng.*
- Mhiri A. (1970).** Stabilité structurale des horizons de surface de quelques sols du Nord de la Tunisie. *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle.* Fac. Sc. Paris 6-120p.
- Mhiri A. (2001).** Phénomènes d'érosion et de désertification au Maroc, en Algérie et en Tunisie : Processus prédominants, caractéristiques communes et spécificités. Atelier sur le contrôle de l'érosion et de la désertification dans les pays de l'ouest méditerranéen (24-26 septembre). PAP/CAR-Split.11p.
- Michell C-W., Pachecho R., Howard J-A. (1978).** The application of Landsat imagery to the soil degradation mapping of Jordan, Syria and Iraq at 1/5 000 000, FAO-Rome.
- Middleton, H.E., (1930).** Properties of soil which influence erosion. U.S.D.A., Tech. Bull.178, 16p
- Milliman J.D., Qin Y-S., Ren Mei-E, Saito, Y., (1987).** Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian Rivers the Yellow River (Huanghe) example. *Journal of Geology* 95, 751-762
- Milliman J.D., Syvitski J.P.M., (1992).** Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geology* 100,325—344
- Milliman JD, Meade RH. (1983).** World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91, 1-21.
- Milliman, J.D. (1980).** Transfer of river-borne particulate material to the oceans. In J. Martin, J.D. Burton and D. Eisma, Editors, *River Inputs to Ocean Systems.* SCOR/UNEP/UNESCO Review and Workshop, FAO, Rome, 5–12.
- Moatar, F., Person G., Meybeck M., Coynel A. (2007).** Evaluation des flux de MES à partir des suivis discrets: méthodes de calcul et incertitudes. *In: Colloque SHF: Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains* (Lyon, 28–29 novembre 2007). Actes de conférences
- Molinier M.(1979).** Note sur les débits et la qualité des eaux du Congo à Brazzaville. *Cah. ORSTOM. Se. Hydrol.* Vol. 16, n°1, 55–66
- Monnier G., Boiffin J., Papy F. (1986).** Réflexions sur l'érosion hydrique en conditions climatiques et topographiques modérées : Cas des systèmes de grande culture de l'Europe de l'Ouest. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XXII, no 2, 123–131
- Montier, C., Daroussin, J., King, D. & Le Bissonnais, Y. (1998):** Cartographie de l'aléa "Erosion des Sols" en France. INRA, Orléans
- Morgan, R.P.C. (1992).** Soil Erosion in the Northern Countries of the European Community. EIW Workshop: Elaboration of a Framework of a Code of Good Agricultural Practices, Brussels, 21-22 May 1992.
- Morgan, R.P.C. (1995):** Soil Erosion and Conservation. In : D-A. Davidson, editor, John Wiley and Sons Inc., 253p.
- Morsli B. (1997).** Caractérisation, distribution et susceptibilité à l'érosion des sols de montagne, cas des monts de Beni-chougrane-Mascara, *Mémoire de Magister INA* Alger, 165p .
- Morsli B., Mazour M., Arabi M., Mededjel N. et Roose É. (2006) -** Influence of land use, soils and cultural practices on erosion, eroded carbon and soil carbon stocks at the plot scale in the Mediterranean mountains of Northern Algeria. *In : Soil erosion and carbon dynamics*, É. Roose, R. Lal,

C. Feller, B. Barthès and B.A. Stewart édit, Édit. CRC Press, Advances in Soil Science, vol. 15, p. 103-124.

Morsli, B., Mazour M., Mededje N., Roose E. (2004) - Influence de l'utilisation des terres sur les risques de ruissellement et de l'érosion sur les versants semi-arides du nord-ouest de l'Algérie, Sécheresse, vol. 15, no 1, 96-104.

Mossa J., (1996). Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River, Eng. Geol., no.45, 457–479

Mostephaoui T., Merdas S., Sakaa B., Hanafi M. T. et Benazzouz M.T., (2013) - Cartographie des risques d'érosion hydrique par l'application de l'équation universelle de pertes en sol à l'aide d'un système d'information géographique dans le bassin versant d'el Hamel (Boussaâda) Algérie. *Journal Algérien des Régions Arides*, N° Spécial 2013, 131-147.

Moussa R., Voltz M. et Andrieux, P. (2002) - Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during floods events. *Hydrological Processes*, vol. 16, p. 393-412.

Muller, G. et Forstner, V., (1968). General relationship between suspended sediment concentration and water discharge in the Alpenhein and some other rivers. *Nature*, 217, 244–250.

Mutchler C-K. & Young R.A. (1975). Soil detachment by raindrops. In: *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. ARS-s-YD. U.S. Department of Agriculture. Nacional para la Conservacion de la Naturaleza. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion. Madrid,.

N'dri B.E., N'go Y.A., Kadio H.N., Ouattara A., Touré B. et Biémi J., (2008) - Effect of soil slope and cover on runoff and rate soil loss from experimental plots in area of Attécoubé. *European Journal of Scientific Research*, vol. 21, n° 3, p. 459-470.

Nilsson C., C.A. Reidy, M. Dynesius and C. Revenga, (2005). Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems, *Science* 308, 405–408.

Olivry J.C., Bricquet J.P. & Thiébaux J.P. (1989). Bilan annuel et variations saisonnières des flux particuliers du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui. *La Houille blanche*, n°3/4, 311–315

Ouillon S., (2011). Dynamique Sédimentaire. Notes de cours, Institut de Recherche pour le Développement (IRD) Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS, Toulouse, France)

Ouvry J.H., (1990). Effets des techniques culturales sur la susceptibilité des terrains à l'érosion par ruissellement concentré, expérience du pays de aux (France). *Cah. ORSTOM, sér. Pédal.*, vol. XXV, n° 1-2, 157–169

Ozden S., Ozden D-M., (1998). Turkey erosion estimation model-Turtem. International symposium on arid region soils : share our experiences to conserve the land, Izmir, Turkey, 21-24 September, 1998.

Pachecho A.(1977). The use of Landsat imagery for assessing soil degradation in Morocco. 1er colloque pédologie-télé-détection, 29 août – 7 septembre, 109-117.

PAP/CAR, (1998). Directives pour la cartographie et la mesure des processus d'érosion hydrique dans les zones côtières méditerranéennes. PAP-8/PP/GL.1. Split, Centre d'activités régionales pour le Programme d'actions prioritaires (PAM/PNUE), en collaboration avec la FAO. 1998. Pp xii+72.

- PAP/RAC-UNEP (1997).** National Reports on Pilot Mapping and Measurement of Rainfall-Induced Erosion Processes in the Mediterranean Coastal Areas. PAP-8/PP/NR.1. PAP/RAC – MAP/UNEP, Split, Croatia,.
- Parsons A.J., Stone P.M. (2006).** Effects of intra-storm variations in rainfall intensity on interill runoff and erosion, *Catena*, 67, 68–78
- Peart M.D. et D.E. Walling (1982).** Particle size characteristics of fluvial sediment suspended. Recent development in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. *IAHS Publication*, 137, 397-407.
- Pilgrim, D. H., Chapman, T. G., et Doran, D. G. (1988).** "Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions." *Hydrological Sciences Journal* /, 33(4), 379-400.
- Pinet P. et M. Souriau, (1988).** Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* 7, 563–582.
- PNUE/ PAM-Plan d'action pour la Méditerranée (2003).** Les menaces sur les sols dans les pays méditerranéens Etude bibliographique. Plan Bleu Centre d'activités régionales Les Cahiers du Plan Bleu Sophia Antipolis, 74p.
- Pouliot J., Thomson K-P-B. Chevalier J-J, Boussema R-M, (1994).** Integrated application of geomatic techniques in the context of agricultural anti-erosion management. *Canadian Journal of remote sensing*, (20)4 : 419-425.
- Probst J.L. & Amiotte Suchet P. (1992).** Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb. *Hydro. Sci. J.* 37(6), pp: 621-637.
- Probst J.L., (1992).** Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Mém. Sci. Géologiques* 94, 16 1 pp.
- Probst J.L., Bazerbachi A. (1986).** Transport en solution et en suspension par la Garone supérieure, *Sci. Géol. Bull.*, Vol. 39; No1, pp: 79–98
- programme des Nations Unis pour l'environnement, 24-26 septembre 2001, Rabat, p. 1-10.
- Quinton J. (1997).** Reducing Predictive uncertainty in model simulations : a comparison of two methods using the European Soil Erosion Model (EUROSEM); *Catena* 30 : 101-117.
- Rachman A., Anderson S.H., Gantzer C.J., Thompson A.L (2003).** Influence of long term cropping systems on soil physical properties related to soil erodibility. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 637–644
- Rahhou M. (1999)** L'érosion dans le Préf central, zone interfluviale Leben-Sebou-Ouergha, un prolongement de l'évolution naturelle, une production sociale, *Thèse doctorat d'Etat*, Université Mohammed V, Rabat, , 300p.
- Ratiu, E. (1999).** « Différenciation des relations environnementales à l'eau et modèles d'analyse psychosociologique », Dans : Ministère de l'aménagement et de l'environnement, L'eau en représentations : gestion des milieux aquatiques et représentations sociales, France, pp. 15-29.
- Recking, A. (2010).** A comparison between flume and field bedload transport data and consequence for surface based bedload transport prediction, *Water Resources Research*. 46, 18p;
- Remenieras G., (1976).** L'hydrologie de l'ingénieur. Collect. Dir. Etudes. Rech. Electr. France. Ed., Eyrolles. 465 p., 149 fig.
- Rémini B. (2010).** La problématique de l'eau en Algérie du nord. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 08, Juin 2010, pp. 27-46

- Renard, K.G., Foster, G.R., Weessies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C. (eds) (1997).** Predicting Soil Erosion by Water: A guide to to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 703.
- Roche, M., (1963).** Hydrologie de surface. Paris, Gauthier - Villars. 430 p. 204 fig.
- Rojo Serrano L. (1996).** Programmes of national agencies for mitigation of desertification in Spain. European Union Concerted Action on Mediterranean Desertification. King's College, London, . 31 pp.
- Rojo Serrano, L. (1988)** .Synthesis of the National Reports on the State of the Art of Erosion in the Mediterranean countries. *UNEP/ICONA*, Madrid. Spain,
- Roose É, Sabir M., Arabi M., Morsli B. et Mazour M. (2012).** « Soixante années de recherches en coopération sur l'érosion hydrique et la lutte antiérosive au Maghreb ». *Physio-Géo* - vol VI. 27p.
- Roose É. (1977)** - Érosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles. Édit. ORSTOM, Paris, série Travaux et Documents, n°78, 108 p.
- Roose É. (1981)** - *Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale*. Édit. ORSTOM, Paris, série Travaux et Documents, n° 130 (*Thèse de Doctorat d'État, Université d'Orléans*), 569 p.
- Roose E. (1984).** Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical, conséquences pour les méthodes antiérosives. *Machinisme Agric. Trop.* 87 : 4-18
- Roose É. (1994)** - *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*. FAO Soils Bulletin, vol. 70, Rome, 420 p.
- Roose É. (1996)** - Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain, des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes. *Bull. Réseau Érosion*, vol. 16, p. 87-97.
- Roose E. (1999).** Evolution historique des stratégies de lutte anti érosive. Vers la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité : (GCES), *Bulletin Réseau Erosion* 19 : 11-25
- Roose É. et Barthès B. (2006)** - Soil carbon erosion and its selectivity at the plot scale in tropical and Mediterranean regions. In : Soil erosion and carbon dynamics, É. Roose, R. Lal, C. Feller, B. Barthes Et B.A. Steward édit., Édit. CRC Press, *Advances in Soil Science*, vol. 15, p. 55-72.
- Roose E. et De Noni G. (1998).** Apport de la recherche à la lutte antiérosive : Bilan mitigé et nouvelle approche. *Etude et gestion des sols*, 5(3) :181-194.
- Roose É., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazour M. et Morsli B. (1993)** -Érosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne. Réduction des risques érosifs et intensification de la production agricole par GCES. *Cahiers ORSTOM*, série, vol. 28, p. 289-308.
- Roose É., Chebbani R. et Bourougaa L. (2000)** - Ravinement en Algérie : typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Sécheresse*, vol. 11, p. 317-326.
- Roose É., Sabir M. et Laouina A. (2010)** - Gestion durable de l'eau et des sols au Maroc. Valorisation des techniques traditionnelles méditerranéennes. Édit. IRD-ENFI-AUF, Montpellier, 343 p.
- Roose E.J., Sarrailh J-M. (1989).** « Erodibility of some tropical soils. Twenty years of records in some erosion plots under natural rainfall. *Soils Fert* n°25, 23 p.
- Roose, E., Chebbani, R., et Bourougaa, L. (1999).** Ravinement en Algérie. Typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Bulletin ORSTOM, Réseau Erosion*, 19, 85–95.

- Rouse H. (1937).** Modern conception of the mechanics of turbulence. Trans. Am. Soc. Civil. Engrs., vol.102
- Rovira A. & Batalla R.J.(2006).** poral distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin: The Lower Tordera (NE SPAIN), *Geomorphology*, 79 (58-71).
- RYAN J. (1982)** - A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. *Publication del'Université Américaine de Beyrouth*, n° 69, p. 15-38.
- Sabir M. et Boudhar B. (1999)** - Efficacité de la DRS fruitière sur versants marneux duPré-Rif, Maroc. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 19, p. 297-310.
- Sabir M. et Roose É. (2004)** - Influence du couvert végétal et des sols sur le stock decarbone et les risques de ruissellement et d'érosion dans les montagnes méditerranéennesdu Rif occidental, Maroc. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 23, p. 144-154.
- Sadiki A., Bouhlassa S., Auajjar J., Faleh A. and Macaire J., (2004).** Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'Equation universelle des pertes en sol dans le Rif oriental (Maroc) : cas du bassin versant de l'oued Boussouab, *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 26, 69-79.
- Sari D. (1977)** - *L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis (Algérie)*. Édit. SNED, Alger, 624 p.
- Schumm S.A. (1977).** The fluvial system. John Wiley & Sons, New York, 338p.
- Schumm S.A. (1969).** Rivers metamorphosis. ASCE, Journal of the Hydraulics Division. HY1:255-373.
- Schumm S.S. et Hadley R.F. (1961).** Hadley, Progress in the application of landform analysis in studies of semiarid erosion. U.S.G.S. Circular 437, 14 pp.
- Seltzer, P. (1946).**Le climat de l'Algérie. Alger : *Météo et Phys du Globe*,Carbonnel. 219p.
- Shaban A., Khawlie M.(1998).** Geoenvironmental Assessment of riparian zones under extreme climatic events: a case study of representative rivers in Lebanon. Mediterranean rivers and riparian zones processes and management symposium. Zaragosa, Spain, 21 September-2 October, 1998, 25p.
- Shen, H.W. (1971).** Sedimentation. Symposium to honour Professor H-A-Einstein, Colorado State University.
- Shields A. (1936).** Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitteilungen der Preussischen Anstalt Wasserbau and Schiffbau* 26.
- Sibari H., Haida S., Aït Fora A., (2001).** Typologie des crues et érosion mécanique dansun bassin versant de zone semi-aride : bassin versant de l'Inaouène, Maroc.Science et changements planétaires / *Sécheresse*. Vol. 12, 3, 187–193.
- Slim S. et Ben jeddi F. (2011)** - Protection des sols des zones montagneuses de Tunisie parle sulla du Nord. *Sécheresse*, vol. 22, n° 2, p. 117-124.
- Smiri A. (2012).** Cours en ligne: conservation des eaux et sols. <http://www.alismiri.com/uploads/coursces1.pdf>. 2012
- Smith H-G. et Dragovich D.(2009).** Interpreting sediment delivery processes using suspended sediment discharge hysteresis patterns from nested upland catchments, south eastern Australia. *Hydrological Processes*, 23(17), 2415-2426.

- Snoussi M., Jouanneau J.M., Latouche C.(1990).** Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (Bassins du Sebou et du Sous, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'Océan Mondial. *J. Afric. Earth Sci.*, 11, 43–54
- SOGREAH(1983).** Erosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. Rapport du projet RAB/80/011/PNUD
- Souchere, V., Cerdan, O., Dubreuil, N., Le Bissonnais, Y. et King, C. (2005)** .Modelling the impact of agricultural environmental scenarios on overland flow in a cultivated catchment (Normandy, France). *Catena*, vol. 61, p. 229-240.
- Stephen T. (2000).** Process, form and change in dry land rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 51, 67-107.
- Stour S., Agoumi A., Snoussi M. (2002).** « Changements climatiques et élévation du Niveau de la Mer» Revue Marocaine de Génie Civil N97 2002.
- Summerfield M. A. et Hulton N. J. (1994).** Natural controls of fluvial denudation rates in major world suspended sediments – the Earth as a whole. *J. Hydrol.*, 107 (1-4), 113-131.
- Syvitski J.P.M. (2003).** Supply and flux of sediment along hydrological pathways Research for the 21st century. *Global and Planetary Change* 39, 1-11.
- Syvitski J.P.M., Milliman J.D. (2007).** Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology* 115, 1-19.
- Syvitski J.P.M., Vörösmarty C.J., Kettner A.J., Green P.(2005).** Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376-380.
- Tahri, M., Merzouk, A., Lamb, H.F. et Maxted, R.W. (1993).** Etude de l'érosion hydrique dans le plateau d'Imelchil dans le Haut Atlas central. Utilisation d'un SIG. *Géo Observateur*, 3: 51-60.
- Talbi, O., Mendas A., Bensaid A. et Trache M. A., (2002),** Mise en place d'un système d'information géographique pour le suivi et la quantification de l'érosion hydrique: application au bassin versant de l'Isser (Tlemcen)”, *Sécheresse*, vol. 13, no 3, 175-179.
- Tamrazyan G.P. (1989).** Global peculiarities and tendencies in river discharge and wash-down of the suspended sediments. The earth as whole. *J. hydrol.*, 107(1-4), 113-131.
- Terfous A., Megnounif A. & Bouanani A. (2003).** Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes. *IAHS pub.* n° 278 , 366-37.
- Terfous, A., Megnounif, A., et Bouanani, A. (2001).** Étude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord-Ouest Algérien). *Revue des Sciences de l'Eau*, 14, 175–185.
- Thomes J-B., Shao J-X, Diaz E., Roldan A., McMahon M., Hawkes J-C. (1996).** Testing the MEDALUS hillslope model. *Catena* 26 : 60- 137.
- Tidiane, O., Dubois, J.-M. M. et Hugh, Q. (2003).** MEH-SAFER : Un nouveau modèle d'érosion hydrique pour les milieux semi-arides de forte énergie à partir d'images multisources et de données auxiliaires. *Télé-détection*, vol. 3., n° 2-3-4, p. 151-163.
- Tixeront, J., (1960).** Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *IAHS Publ.*, 53: 26–42.
- Topraksu K. et Kooperatifler B. (1981).** *Erosion map of Turkey*. Harita Mdrİgnde Hazınranmis ve Basılmistir..

- Touaibia B. (2010).** Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Sécheresse*, 21(1e), 1-6.
- Touaibia B., Aidaoui A., Gomer D. & Achite M. (2001).** Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride de l'Algérie du Nord. *Hydrol. Sci*, 46(1), 41-53.
- Touaibia, B. (2000).** Erosion-transport solide-envasement de barrage. Cas du bassin versant de L'Oued Mina dans la Wilaya de Relizane. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Ecole Nationale Supérieure des Sciences Agronomiques, El-harrach. Alger.
- Touat S. (1989).** Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. *Pages 48-54 of : Rev.Eau et Sols de l'Algérie*, vol. n° 2. Bir Mourad Rais, Alger : ANRH.
- Tribak A. (2002)** - Stratégies et techniques de LAE dans les montagnes du Pré-Rif oriental, Maroc. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 21, p. 45-55.
- UNESCO (1986).** Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants. 155p.
- Valentin C., Poesen J., Yong Li. (2005).** Gully erosion: Impacts, factors and control, *Catena*, 63, 132–153
- Valentin, C., d'Herbe`s, J.-M., Poesen, J. (1999).** Soil and water components of vegetation patterning. *Catena* 37, 1– 24
- Van Der Knijff J.M., Jones R.J.A, Montanarella L. (2000)** -Estimation du risque d'érosion en Italie. *European Soil Bureau* :1-45
- Van Dijk A. I. J. M., Bruijnzeel L. A., Eisma E. H. (2003).** A methodology to study rainsplash and wash processes under natural rainfall, *Hydrol. Process.* 17, 153–167
- Vanoni V.A. (1977).** Erosion rates from sediment sources. –In *Engineering Sedimentation. Manual* ASCE, New York, pp 472-480.
- Villaret C., (2003).** Intercomparaison des formules de transport solide. Programme Biparti 2001, HP-75/2003/055/A, 47p.
- Vörösmarty, C., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., Syvitski J. (2003).** Anthropogenic sediment retention major global-scale impact from the population of registered impoundments., *Global Planetary Changes* 39, 169-190.
- Vörösmarty, C.J., Wasson, R., Richey, J., (1997).** Modelling the transport and transformation of terrestrial materials to freshwater and coastal ecosystems. Workshop report. International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm; Report, 39 , 76 pp.
- Walling D.E. (1984).** The sediment yield of African rivers. *IAHS Publ.*, Harare Symp., 144, 265–283.
- Walling D.E., & Webb B.W., (1981).** The reliability of suspended sediment load data. *Erosion and Sediment Transport Measurement, IAHS Publ.*, no. 133, 177–194.
- Walling D.E., (1987).** Rainfall, runoff, and erosion of the land a global view. In K.J. Gregory, Editor, *Energetics of Physical Environment*, Wiley, London, UK., 89–117.
- Walling D.E., Fang D. (2003).** Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39: 111–126

- Walling, D.E. et Webb, B.W. (1982).** Sediment availability and the prediction of storm period sediment yields. In: D.E. Walling, ed., *Recent developments in the explanations and prediction of erosion and sediment yield*. Wallingford, UK: IAHS Press, IAHS Publ. 137, 327–337.
- White W.R., Millet H., Crabe A.D.(1978).** Sediment transport ;an appraisal of methods (HRS INT 119).
- Williams G.P.(1989).** Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111, 89–106.
- Wilson L., (1973).** Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. *American Journal of Science* 273, 335–349.
- Wischmeier W. H. (1974) .** New developments in estimating water erosion. 29e Meeting Soil Cons. Soc. Amer. Syracuse, New York, 179–186
- Wischmeier W. H., Johnson C. B. et Cross B. V. (1971) -** A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites – *Journal of soil and water conservation* – vol 26, pp. 189 – 193.
- Wischmeier W. H., Smith D. D.(1978) -** Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. US Department of Agriculture, agricultural handbook n° 537, Science and Education Administration USDA, Washington DC. 58 p.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. (1958).** Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. A.G.U.*, 39, 285–291
- Wood, P.A.(1977).** Controls of variation in suspended sediment concentration in the River Rother, West Sussex, England. *Sedimentology*, 24, 437–445.
- Yalin M.S., (1972).** Mechanics of sediment transport , Pergamon press, Oxford, GB. 298p.
- Yassin M., EL bahi S., Renard K. et EL Wartiti M. (1998) -** Application du modèle de perte de terre "RUSLE" aux terrains forestiers du plateau central du Maroc. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 18, p. 196-205.
- Young R. A. & Wiersma J.L. (1973).** The role of rainfall impact in soil detachment and transport , *Water Resources Research*, 9(6) : 1629-1636.
- Zekai S. (2014) -** Sediment yield estimation formulations for arid regions. *Arab J Geosci.* 7:1627–1636.
- Zhang J.C. et Shi Z.-G (2004) -** Relation between precipitation in Dabie mountain watershed and sediment transport in Dasha river valley. *Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions 13th International Soil Conservation Organization Conference* – Brisbane, July 2004.