



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

جامعة باجي مختار - عنابة

UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR - ANNABA

FACULTÉ DES SCIENCES

DÉPARTEMENT DE BIOLOGIE

THÈSE EN VUE DE L'OBTENTION D'UN DIPLÔME DE DOCTORAT

EN

BIOLOGIE

SPÉCIALITÉ: PROTECTION, CONSERVATION ET VALORISATION
DES RESSOURCES NATURELLES

Intitulé

**ANALYSE ET MODÉLISATION DES TRANSFERTS
HYDRO-SÉDIMENTAIRES DANS LE BASSIN
VERSANT DE MELLÈGUE (NORD-EST ALGÉRIEN)**

Présentée par : M^{me} SELMI Kaouther

Membres de Jury:

Pr. BENSLAMA Mohamed	Président	U.B.M. Annaba
Pr. KHANCHOUL Kamel	Directeur de thèse	U.B.M. Annaba
Dr. LE BISSONNAIS Yves	Co-directeur de thèse	I.N.R.A. Montpellier
Pr. LAIFA Aziz	Examineur	U.B.M. Annaba
Pr. CHAAB Salah	Examineur	U.B.M. Annaba
Pr. LABAR Sofiane	Examineur	U.C.B. El Tarf

Année universitaire : 2018 / 2019

Résumé

L'érosion hydrique des sols et le transport solide sont des phénomènes qui menacent gravement les potentialités en eau et en sol et deviennent de plus en plus dramatique. Ces phénomènes constituent, par leur importance, un problème majeur en Algérie (dégradation de plus en plus des sols agricoles, envasement des barrages, dégradation des infrastructures...).

Partant de ce constat, la présente étude tente de quantifier l'érosion et les transports solides en suspension dans le bassin versant de l'Oued Mellègue (Nord-Est d'Algérie). Une analyse préalable des différents facteurs qui favorisent l'érosion et participent à la dynamique des matériaux (topographie, lithologie, occupation du sol et climat) a été effectuée dans le bassin d'étude. Ensuite, on a opté pour une approche statistique (analyse de régression) pour estimer le transport des sédiments en suspension à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Mellègue (station hydrométrique d'Ouenza) sur une période d'observation de 34 années (1970/71-2003/04).

En plus, nous avons tenté de modéliser les interactions entre les différents facteurs érosifs, puis cartographier la sensibilité des sols à l'érosion par une analyse multicritère, et enfin, évaluer l'érosion hydrique en utilisant l'équation universelle des pertes en sol révisée (RUSLE). Les Systèmes d'Information Géographiques (SIG) et les données provenant de la télédétection ont été utilisés pour évaluer et cartographier les facteurs d'érosion des sols. L'analyse multicritère de la sensibilité des sols à l'érosion nous a permis de sélectionner les variables significatives et de localiser les zones les plus propices au processus de l'érosion.

Enfin, un plan d'aménagement antiérosif adapté aux conditions du milieu a été proposé, en tenant compte des zones nécessitant un aménagement prioritaire au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue.

Nous avons pu constater à travers ce travail que le bassin d'étude est soumis à un taux de transport solide élevé. En effet, la dégradation spécifique moyenne annuelle s'élève à 589,2 T/km²/an en se basant sur le modèle C-Q pour les données instantanées, et à 658 T/km²/an en utilisant le modèle C-Q à l'échelle des crues. Les résultats du croisement des différents facteurs du modèle RUSLE dans un SIG (ArcGIS), montrent que les pertes moyennes annuelles de sol au niveau du bassin de l'Oued Mellègue sont de 20 T/ha/an. Le risque d'érosion le plus élevé est observé au sud du bassin en raison des fortes pentes et des sols marno-argileux des djebels délimitant le bassin.

Mots clés : Erosion, Transport solide, Modélisation, RUSLE, SIG, Oued Mellègue.

Abstract

Soil erosion and sediment transport are phenomena that seriously threaten the potential for water and soil and are becoming more and more dramatic. These phenomena constitute, by their importance, a major problem in Algeria (increasingly degradation of agricultural soils, silting dams, degradation of infrastructure...).

Based on this observation, this study attempts to quantify erosion and suspended sediment transport in the Mellègue watershed (Northeastern of Algeria). A preliminary analysis of the various factors that favor erosion and participate in the dynamics of materials (topography, lithology, land cover and climate) was carried out in the study basin. Then, a statistical approach (regression analysis) was used to estimate the suspended sediment transport at the outlet of the wadi Mellègue watershed (Ouenza hydrometric station) over a 34-year observation period (1970/71-2003/04).

In addition, we have tried to model the interactions between the different erosive factors, then map the sensitivity of soils to erosion by multicriteria analysis, and finally, to evaluate the water erosion using the Universal Soil Loss Equation Revised (RUSLE). Geographic Information Systems (GIS) and remote sensing data have been used to assess and map soil erosion factors. Multicriteria analysis of soil erosion sensitivity allowed us to select the relevant variables and to locate the most suitable areas for the erosion process.

Finally, an emergency erosion control plan adapted to environmental conditions has been proposed, taking into account areas requiring priority development at the Mellègue watershed.

We have seen through this work that the study basin is subjected to a high rate of sediment transport. Indeed, the mean annual sediment yield is 589.2 T/ km²/year based on the C-Q model for the instantaneous data, and 658 T / km²/year using the C-Q model at flood scale. The results of the crossing of the different factors of the RUSLE model in a GIS (ArcGIS), show that the average annual soil loss at the Mellègue basin is 20 T/ ha/year. The highest risk of erosion is observed south of the basin because of the steep slopes and marl-clay soils of the djebels delineating the basin.

Keywords: Erosion, Sediment transport, Modelling, RUSLE, GIS, Mellègue watershed.

ملخص

انجراف التربة والنقل الصلب ظواهر تشكل تهديدات خطيرة للمياه والتربة وأصبحت أكثر وأكثر دراماتيكية. هذه الظواهر، بحكم أهميتها، تعتبر مشكلة كبرى في الجزائر (تدهور التربة الزراعية، زيادة إطماء السدود، وتدهور البنية التحتية...).

على هذا الأساس، تحاول هذه الدراسة قياس التآكل ونقل الرواسب في مستجمعات المياه من وادي ملاق (شمال شرق الجزائر). وأجري تحليل أولي لمختلف العوامل التي تسبب التآكل والمساهمة في ديناميكية المواد (التضاريس، الخصائص الصخرية، استخدام الأراضي والمناخ) في منطقة الدراسة. ثم اخترنا المنهج الإحصائي (تحليل الانحدار) لتقدير نقل الرواسب العالقة عند مخرج مستجمعات المياه من وادي ملاق (محطة الونزة) خلال فترة 34 عاما من المراقبة (04/2003-71/1970).

بالإضافة إلى ذلك، حاولنا استعمال نموذج التفاعلات بين مختلف العوامل التآكل ورسم خريطة لقابلية التربة للتعرية عن طريق تحليل متعدد المعايير، وأخيرا، تقييم تآكل التربة باستخدام المعادلة العالمية لفقدان التربة. وقد استخدمت نظم المعلومات الجغرافية وبيانات الاستشعار عن بعد لتقييم ورسم خريطة تآكل التربة. وقد سمح لنا تحليل تعدد تباين تذبذب التربة باختيار المتغيرات ذات الصلة وتحديد المناطق الأكثر تعرضا لعملية التعرية.

وأخيرا، تم اقتراح خطة تنمية ملائمة للظروف البيئية للمنطقة المدروسة للسيطرة على تآكل التربة، مع الأخذ بعين الاعتبار مجالات التنمية ذات الأولوية في مستجمعات المياه لوادي ملاق .

لقد رأينا من خلال هذا العمل أن حوض الدراسة يخضع لمعدلات نقل عالية. في الواقع، فإن متوسط تدهور محدد السنوي يصل إلى 589.2 طن / كيلومتر مربع / سنة استنادا إلى نموذج ك-س، و 658 طن/ كيلومتر مربع / سنة باستخدام نموذج ك-س على مقياس الفيضانات. نتائج نموذج ر.ا.س.ل في نظم المعلومات الجغرافية تبين أن متوسط فقدان التربة السنوية في حوض وادي ملاق هي 20 طن / هكتار / سنة. لوحظ أن أعلى خطر تآكل يقع جنوب الحوض بسبب المنحدرات الحادة والتربة الكلسية- الطينية المتواجدة على جبال الحوض.

الكلمات المفتاحية : التعرية ، النقل الصلب ، النمذجة ، نظم المعلومات الجغرافية، وادي ملاق

Dédicaces

A mes très chers parents pour leur soutien sans faille, pour leur présence à mes côtés tout au long de ce parcours.

*A mon mari **Abdessamed***

*A ma chère sœur **Mounia***

A toute ma famille et ma belle famille

A mes amis

Je dédie cette Thèse.

SELMi Kaouther

Remerciements

*Avant tous, je remercie **ALLAH** tout puissant qui m'a guidé tout au long de ma vie, qui m'a permis de m'instruire et d'arriver aussi loin dans mes études, qui m'a donné courage et patience pour passer tous les moments difficiles, et qui m'a permis d'achever ce travail.*

Cette thèse constitue une expérience très enrichissante tant sur le plan scientifique que sur le plan humain.

*Je tiens à exprimer ma vive et profonde reconnaissance à mon directeur de thèse; Professeur **KHANCHOUL Kamel**. Il a accepté de diriger cette thèse, comme il avait déjà dirigé mon mémoire de Master. Il a orienté mes travaux de recherche avec patience, bel humanisme et grande sagesse ! Egalement, je tiens à le remercier pour le soutien avec lequel il m'a guidé et encouragé, et pour m'avoir permis de terminer ce travail dans les meilleures conditions.*

*Aucun remerciement ne saurait être à la hauteur de l'engagement, du soutien fidèle et des précieux conseils que Professeur **BENSLAMA Mohammed** m'a apporté. Aussi, je tiens à lui exprimer mes remerciements pour m'avoir fait l'honneur et l'immense plaisir d'accepter de présider le jury.*

*Mes vifs remerciements s'adressent à tous les membres de jury. Je remercie Professeur **LAIFA Aziz**, Professeur **CHAAB Salah** et Professeur **LABAR Sofiane** pour avoir accepté de rapporter ce manuscrit.*

*J'ai l'agréable tâche de témoigner ma grande reconnaissance aux différents services techniques auprès desquels j'ai bénéficié d'un aimable appui, notamment ceux qui m'ont facilité l'accès aux données de mesures et à la documentation, en particulier : Mme **ABDA**, chef de service de l'ANRH d'Alger et Monsieur **BENMASSOUD**, ANRH de Constantine pour avoir mis à ma disposition la documentation technique, l'antenne de l'A.N.R.H. de Tébessa, la Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Souk Ahras ; la Direction des Services Agricoles de la Wilaya de Souk Ahras.*

*Egalement, je tiens à remercier toute l'équipe de l'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II Royaume du Maroc : Professeur **CHIKHAOUI Mohamed**; **PEPIN Yannick**, assistant ingénieur IRD; **RACLOT Damien**, chargé de recherche IRD, sans oublier les doctorantes : **CHOUKRI Fatiha** et **EZZAHOUANI Badiia**.*

*Aucune dédicace ne saurait exprimer ma gratitude à mes parents **Kamel et Fadhila**. Je tiens à vous exprimer mon respect, mon amour éternel et ma considération pour les sacrifices que vous avez consenti pour mon instruction et mon bien être. Je vous remercie pour tout le soutien et l'amour que vous me portez depuis mon enfance et j'espère que votre bénédiction m'accompagne toujours.*

*A ma chère sœur, **Monia** qui n'a jamais cessé de me soutenir et m'encourager durant toutes ces années d'étude.*

*Merci à Mon Mari, **Abdessamed** qui a toujours été à mes côtés, qui m'a donné la force d'aller au bout de ce travail. Merci à ma famille et ma belle-famille, qui m'ont toujours encouragée.*

Et que ceux qui seraient victimes d'un oubli veuillent bien me pardonner et se sentent inclus dans mes remerciements collectifs.

SELMI Kaouther

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
ملخص.....	iii
Dédicaces.....	iv
Remerciements.....	v
Table des matières.....	vii
Liste des figures.....	xii
Liste des tableaux.....	xv
Liste des photos.....	xviii
Liste des abréviations.....	xix
Introduction Générale.....	1

Chapitre 1. Synthèse bibliographique sur l'érosion

Introduction.....	6
1.1. Dégradation des sols par l'érosion.....	6
1.2. Concepts-clés de l'érosion.....	9
1.2.1. Processus de l'érosion hydrique et agents érosifs.....	10
1.2.1.1. Intensité et agressivité des pluies.....	11
1.2.1.2. Le ruissellement.....	12
1.2.1.3. La gravité.....	13
1.2.2. Présentation des différentes formes d'érosion et de ruissellement.....	14
1.2.2.1. L'érosion en nappe (sheet erosion).....	14
1.2.2.2. L'érosion linéaire (rill erosion).....	15
1.2.2.3. L'érosion en masse.....	17
1.2.3. Causes et facteurs de résistances du milieu des différentes formes d'érosion hydrique.....	18
1.3. Facteurs d'érosion hydrique en milieu semi-aride.....	19
1.3.1. Facteurs physiques naturels.....	20
1.3.1.1. Le climat.....	20
1.3.1.2. La topographie.....	20
1.3.1.3. Le couvert végétal.....	21
1.3.1.4. Facteurs liés au sol.....	22
1.3.1.5. Facteurs anthropiques.....	22
1.4. Le transport solide.....	23
1.4.1. Le transport solide par charriage (bed load).....	24
1.4.2. Le transport solide en suspension ou particulaire (suspended load).....	24
1.4.3. Le transport solide par saltation.....	24
1.5. Approches et méthodes de quantification de l'érosion hydrique.....	25
1.5.1. Quantification des pertes en sol par mesures sur terrain.....	26

1.5.2. Évaluation de l'érosion hydrique par des formules empiriques.....	27
1.5.2.1. Formule de la SOGREAH.....	27
1.5.2.2. Formule de Tixeront (1960).....	28
1.5.2.3. Formule de Fournier (1960).....	28
1.5.2.4. Formule de l'A.N.R.H (1970).....	28
1.5.3. La modélisation de l'érosion hydrique.....	29
1.5.4. L'équation universelle des pertes en sol (USLE).....	30
1.5.5. L'utilité de la télédétection pour le suivi et la cartographie de l'érosion.....	32
1.5.6. L'utilité des systèmes d'information géographique (SIG) dans la modélisation de l'érosion.....	33
1.6. L'ampleur du problème d'érosion hydrique et de transport solide en Algérie.....	33
1.7. La lutte contre l'érosion des sols en milieu semi-aride.....	36
1.8. Conséquences de l'érosion hydrique.....	38
Conclusion.....	38

Chapitre 2. Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Introduction.....	39
2.1. Aperçu géographique.....	39
2.1.1. Le grand bassin de Medjerda-Mellègue.....	39
2.1.2. Le bassin d'étude.....	41
2.2. Caractéristiques du relief.....	43
2.2.1. Réseau hydrographique.....	43
2.2.2. Altimétrie.....	45
2.2.3. Courbes hypsométriques.....	47
2.2.4. Profil en long.....	48
2.3. Paramètres morphométriques.....	49
2.3.1. Indice de compacité de Gravelius.....	50
2.3.2. Rectangle équivalent.....	50
2.3.3. Densité de drainage.....	51
2.3.4. Coefficient de torrentialité.....	51
2.4. Les indices de pente.....	51
2.4.1. Dénivelée 5%-95%	51
2.4.2. Indice global de pente.....	52
2.4.3. Dénivelée spécifique.....	52
2.5. Analyse des pentes.....	53
2.6. Occupation du sol.....	54
2.7. Effet des activités anthropiques sur l'érosion.....	57
2.8. Analyse du sol.....	58
2.9. Les ensembles lithologiques.....	59
2.10. Géomorphologie.....	63
2.11. Aspect socio-économique de la zone d'étude.....	65
Conclusion.....	68

Chapitre 3. Contexte climatique de la région d'étude

Introduction.....	70
3.1. Le climat.....	70
3.2. Les précipitations et leurs variations.....	71
3.2.1. Variabilité annuelle des précipitations.....	73
3.2.2. Variabilité mensuelle et saisonnière des précipitations.....	76
3.2.3. Répartition des précipitations par sous-bassins.....	80
3.3. Température de l'air.....	82
3.3.1. Températures moyennes mensuelles.....	83
3.3.2. Températures moyennes annuelles.....	84
3.4. La gelée.....	85
3.5. L'évapotranspiration.....	86
3.6. Bilan hydrique.....	86
Conclusion.....	87

Chapitre 4. Contexte hydrologique de la région d'étude

Introduction.....	88
4.1. Variabilité interannuelle des débits.....	89
4.2. Bilan moyen annuel de l'écoulement.....	95
4.3. Variation mensuelle des écoulements.....	96
4.4. Le régime saisonnier des écoulements.....	99
Conclusion.....	100

Chapitre 5. Modélisation statistique du transport solide en suspension

Introduction.....	102
5.1. Estimation de l'érosion par formules empiriques.....	103
5.2. Méthodologie de mesure des transports solides en suspension.....	104
5.2.1. Mesure des MES.....	104
5.2.2. Données utilisées.....	105
5.2.3. Homogénéisation et traitement des données.....	105
5.3. Courbes de transport solide (sedimentrating curves).....	106
5.3.1 Méthodologie adoptée pour la quantification du transport solide en suspension.....	107
5.3.2 Évolution de la concentration des sédiments en suspension instantanés et des débits liquides instantanés.....	109
5.3.2.1. A l'échelle interannuelle.....	111
5.3.2.2. A l'échelle saisonnière.....	112
5.3.3. Relation reliant le débit solide instantané au débit liquide instantané.....	115

5.3.4. Relation entre les concentrations moyennes et les débits moyens à l'échelle des crues.....	116
5.3.5. Relation C-Q en montée de crue et décrue.....	118
5.3.6. Relation entre les débits solides et les débits liquides moyens à l'échelle des crues.....	119
5.3.7. Relation Qmax- SL à l'échelle des crues.....	121
5.4. Estimation des apports solides et la dégradation spécifique.....	122
5.5. Résultats et discussion... ..	122
5.5.1. Variation des apports solides pour les données instantanées.....	123
5.5.2. Variation des apports solides à l'échelle des crues.....	125
5.5.3. Variation des apports solides et spécifiques à l'échelle interannuelle.....	126
5.5.4. Variation des apports solides à l'échelle mensuelle et saisonnière.....	134
Conclusion.....	139

Chapitre 6. Cartographie des zones sensibles à l'érosion

Introduction.....	141
6.1. Méthodologie mises en œuvre.....	141
6.1.1. Facteur pente.....	143
6.1.2. La lithologie.....	145
6.1.3. L'occupation du sol.....	147
6.2. Cartographie des zones sensibles à l'érosion.....	149
6.3. Avantages et limites du modèle.....	153
Conclusion.....	154

Chapitre 7. Evaluation et cartographie du risque d'érosion par le modèle rusle

Introduction.....	155
7.1. Équation universelle des pertes en sol révisée (RUSLE).....	156
7.1.1. Le facteur d'érosivité des pluies (R).....	157
7.1.2. Le facteur d'érodibilité du sol (k).....	158
7.1.3. Le facteur de la longueur et de l'inclinaison de la pente (LS).....	159
7.1.4. Le facteur du couvert végétal (C).....	159
7.1.5. Le facteur des pratiques antiérosives (P).....	159
7.2. Préparation de la base de données du modèle RUSLE.....	160
7.2.1. Données utilisées.....	160
7.2.2. Logiciels utilisés.....	161
7.2.3. Méthodologie adoptée.....	161
7.2.4. Traitement des données.....	162
7.2.4.1. Traitement du modèle numérique d'élévation (MNE).....	162
7.2.4.2. Cartes topographiques et géologiques.....	163
7.2.4.3. Prétraitement des images satellitaires.....	164
7.2.4.4. Choix des indices de végétation.....	167
7.3. Résultats et Discussion.....	169
7.3.1. Facteur d'érosivité des précipitations (R).....	169

7.3.2. Facteur topographique (LS).....	172
7.3.3. Facteur d'érodibilité des sols (K).....	175
7.3.4. Facteur du couvert végétal (C).....	177
7.3.5. Facteur des pratiques culturales antiérosives (P).....	179
7.3.6. Évaluation des pertes en sols et du risque érosif.....	179
7.3.7. Pertes en sols par classe d'occupation des sols.....	183
Conclusion.....	184

Chapitre 8. Mesures de lutte contre l'érosion

Introduction.....	186
8.1. Inventaire des mesures de lutte contre l'érosion	187
8.1.1. Traitement des thalwegs et des ravines.....	187
8.1.2. Mesures de protection des versants	190
8.1.2.1. Mesures agronomiques.....	190
8.1.2.2. Mesures mécaniques et de petite hydraulique.....	193
8.1.2.3. Mesures biologiques.....	194
8.2. Plan d'aménagement anti-érosif.....	196
8.2.1. Zones prioritaires.....	196
8.2.2. Mesures anti-érosives proposées pour l'aménagement.....	198
Conclusion.....	201
Conclusion générale.....	203
Références bibliographiques.....	206

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1. Synthèse bibliographique sur l'érosion

Figure 1. Schéma descriptif des types de dégradation des sols.....	7
Figure 2. Types de dégradation des sols à l'échelle mondiale par la méthode GLASOD...	8
Figure 3. Processus de l'érosion hydrique.....	11
Figure 4. Effet splash.....	11
Figure 5. Les différents types de l'érosion hydrique.....	18
Figure 6. Quelques facteurs anthropiques qui favorisent l'érosion.....	23
Figure 7. Les modes de transport solide.....	25
Figure 8. Relation entre échelles de temps et d'espace dans la modélisation de l'érosion..	32
Figure 9. Structure du SIG	33
Figure 10. Quelques mesures de lutte antiérosive.....	37

Chapitre 2. Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Figure 11. La région hydrographique Constantinois-Seybouse-Mellègue.....	40
Figure 12. Le bassin de Medjerda-Mellègue.....	41
Figure 13. Situation géographique de la zone d'étude.....	42
Figure 14. Carte du réseau hydrographique de la zone d'étude	44
Figure 15. Carte topographique du bassin de l'oued Mellègue.....	46
Figure 16. Courbes hypsométriques du bassin de l'Oued Mellègue.....	47
Figure 17. Profil en long du bassin de l'Oued Mellègue.....	49
Figure 18. Carte des pentes de la zone d'étude.....	53
Figure 19. Carte d'occupation du sol du bassin versant de Mellègue.....	55
Figure 20. Pourcentage et superficie des classes d'occupation du sol	57
Figure 21. Carte pédologique de la zone d'étude.....	58
Figure 22. Répartition des types de sols par rapport à leurs surfaces en pourcentage.....	59
Figure 23. Carte géologique de la zone d'étude	60
Figure 24. Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue.....	61
Figure 25. Carte lithologique de la zone d'étude.....	62
Figure 26. Carte administrative de la région d'étude.....	67
Figure 27. Densité de la population dans le bassin versant de Mellègue.....	68

Chapitre 3. Contexte climatique de la région d'étude

Figure 28. Carte des domaines bioclimatiques de l'Est Algérien.....	71
Figure 29. Variations des précipitations moyennes mensuelles.....	74
Figure 30. Carte pluviométrique du bassin versant de Mellègue.....	76
Figure 31. Variation mensuelle des précipitations dans le bassin de l'Oued Mellègue.....	79
Figure 32. Variation saisonnière des précipitations au niveau du bassin de l'Oued Mellègue.....	80

Figure 33. Variation mensuelle des précipitations au niveau des sous-bassins de l'Oued Mellègue	81
Figure 34. Variation saisonnière des précipitations par sous-bassins	82
Figure 35. Variation mensuelle des températures à la station de Tébessa.....	84
Figure 36. Températures moyennes annuelles à la station de Tébessa.....	84
Figure 37. Diagramme ombro-thermique à la station de Tébessa.....	85
Figure 38. Variation des évapotranspirations potentielles moyennes et précipitations mensuelles à Tébessa.....	87

Chapitre 4. Contexte hydrologique de la région d'étude

Figure 39. Variabilité interannuelle des débits du bassin de l'Oued Mellègue	90
Figure 40. Variations mensuelles des débits moyens dans le bassin de l'Oued Mellègue..	97
Figure 41. Courbes des coefficients mensuels des débits au niveau du bassin d'étude.....	99
Figure 42. Variation des débits à l'échelle saisonnière.....	100

Chapitre 5. Modélisation statistique du transport solide en suspension

Figure 43. Relations entre les valeurs instantanées des concentrations des MES (C) et des débits (Q) des séries complètes au niveau des trois stations de jaugeage du bassin d'étude.....	110
Figure 44. Évolution des concentrations instantannées en fonction des débits liquides instantannés (regroupement par classes).....	111
Figure 45. Relation C-Q pour les données instantanées à l'échelle des saisons (station Ouenza).....	113
Figure 46. Relation C-Q pour les données instantanées à l'échelle des saisons (station El Aouinet).....	114
Figure 47. Relation C-Q pour les données instantanées à l'échelle des saisons (Station Morsott).....	115
Figure 48. Relation entre débit solide et débit liquide instantané à la station d'Ouenza; a) données confondues, b) en utilisant la méthode des classes de débits.....	116
Figure 49. Relation entre concentration moyenne et débit liquide moyens à la station de l'Ouenza.....	117
Figure 50. Relation C-Q de la série complète des données en montée et descente des crues.....	118
Figure 51. Relation C-Q en montée et descente de crues à l'échelle des saisons (station Ouenza).....	119
Figure 52. Relation entre Q_s -Q à l'échelle des crues (station Ouenza).....	120
Figure 53. Relation Q_{max} -SL de la série complète et à l'échelle des saisons au niveau du bassin de Mellègue (station Ouenza).....	121
Figure 54. Variation annuelle des apports solides et des pluies à la station d'Ouenza.....	133
Figure 55. Variation annuelle des apports solides et spécifiques à la station d'El Aouinet	133
Figure 56. Variation annuelle des apports solides et spécifiques à la station de Morsott...	134

Figure 57. Variation mensuelle des apports solides au niveau du bassin versant de Mellègue.....	135
Figure 58. Variation des apports solides à l'échelle des saisons.....	137
Figure 59. Exemples de crues en automne. (a) 29-30/09/1986, (b) 09-10/09/1999.....	138

Chapitre 6. Cartographie des zones sensibles à l'érosion

Figure 60. Méthodologie adoptée pour cartographier la sensibilité des sols à l'érosion.....	143
Figure 61. Classes de sensibilité des pentes à l'érosion.....	144
Figure 62. Classes de l'érodibilité des sols à l'érosion.	146
Figure 63. Classement de la couverture végétale selon son degré de protection à l'érosion.....	148
Figure 64. Arbre décisionnel pour la réalisation de la carte de sensibilité des sols à l'érosion	150
Figure 65. Carte de sensibilité du bassin de l'Oued Mellègue à l'érosion	151

Chapitre 7. Evaluation et cartographie du risque d'érosion par le Modèle RUSLE

Figure 66. Methodologie adoptée pour l'évaluation de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Mellègue	162
Figure 67. Modèle numérique d'élévation (MNE) du bassin versant de Mellègue.....	163
Figure 68. Programme Landsat	164
Figure 69. Images satellitaires (Landsat 8) de la zone d'étude.....	167
Figure 70. Carte d'érosivité des pluies pour le bassin de Mellègue.....	171
Figure 71. Carte du facteur LS du bassin de l'Oued Mellègue.....	174
Figure 72. Carte du facteur K pour le bassin de l'Oued Mellègue.....	176
Figure 73. Carte du facteur C pour notre zone d'étude.....	178
Figure 74. Carte des pertes en sol du bassin versant de l'Oued Mellègue.....	180

Chapitre 8. Mesures de lutte contre l'érosion

Figure 75. Carte des zones prioritaires pour l'aménagement anti-érosif.....	197
Figure 76. Carte du plan d'aménagement du bassin de Mellègue.....	199

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1. Synthèse bibliographique sur l'érosion

Tableau 1. Différentes formes d'érosion hydrique, leurs causes, les facteurs de résistance du milieu ainsi que leurs conséquences	19
Tableau 2. Quelques travaux sur l'érosion et le transport solide en Algérie.....	35

Chapitre 2. Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Tableau 3. Récapitulatif des altitudes par sous-bassin versant attribués.....	47
Tableau 4. Quelques paramètres morphométriques du bassin versant de l'Oued Mellègue.....	49
Tableau 5. Superficie des classes de pentes au niveau du bassin de Mellègue.....	54
Tableau 6. Formations lithologiques par rapport à la surface totale du bassin versant de Mellègue.....	63
Tableau 7. Liste des communes couvrant le bassin versant de l'Oued Mellègue avec les codes attribués à la figure 26.....	66
Tableau 8. Taux d'activité, d'occupation et de chômage dans le bassin de Mellègue.....	68

Chapitre 3. Contexte climatique de la région d'étude

Tableau 9. Caractéristiques des stations pluviométriques retenues pour l'étude.....	72
Tableau 10. Caractéristiques des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques de la région d'étude.....	73
Tableau 11. Variation mensuelle des précipitations de la région d'étude.....	77
Tableau 12. Répartition mensuelle des précipitations par sous-bassins versants.....	80
Tableau 13. Répartition saisonnière des précipitations par sous-bassins versants.....	82
Tableau 14. Températures moyennes mensuelles à la station de Tébessa (1980-2010).	83
Tableau 15. Nombre de jours par mois de gelée blanche à Tébessa	86
Tableau 16. Evapotranspiration mensuelle moyenne à Tébessa.....	86
Tableau 17. Déficit hydrique et évapotranspiration mensuelle moyenne à Tébessa.....	87

Chapitre 4. Contexte hydrologique de la région d'étude

Tableau 18. Stations hydrométriques retenues dans l'étude.....	88
Tableau 19. Débits moyens annuels du bassin de l'Oued Mellègue.....	91
Tableau 20. Hydraulicité et lames d'eau écoulées au niveau du bassin d'étude.....	93
Tableau 21. Les paramètres annuels de l'écoulement.....	95
Tableau 22. Variation des débits moyens mensuels au niveau du bassin d'étude.....	97

Chapitre 5. Modélisation statistique du transport solide en suspension

Tableau 23. Quelques modèles utilisés en Algérie	102
Tableau 24. Valeurs de la dégradation spécifique par formules empiriques.....	103
Tableau 25. Estimation des apports solides à partir des mesures instantanées de concentration en MES	123
Tableau 26. Estimation des apports solides à l'échelle des crues.....	125
Tableau 27. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station d'Ouenza par la relation C- Q (données instantanées).....	128
Tableau 28. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station d'Ouenza par la relation C-Q (à l'échelle des crues).....	129
Tableau 29. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station de Morsott par la relation C- Q (données instantanées).....	130
Tableau 30. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station d'El Aouinet par la relation C- Q (données instantanées).....	131
Tableau 31. Variation des apports solides et de la dégradation spécifique dans le bassin de l'Oued Mellègue (données instantanées) selon les saisons.....	136

Chapitre 6. Cartographie des zones sensibles à l'érosion

Tableau 32. Sensibilité des pentes à l'érosion selon leur déclivité.....	144
Tableau 33. Superficie des classes de sensibilité des pentes à l'érosion.....	145
Tableau 34. Classification de la lithologie selon la résistance à l'érosion.....	146
Tableau 35. Superficie des classes d'érodibilité des sols à l'érosion.....	147
Tableau 36. Indice de sensibilité du couvert végétal à l'érosion.....	148
Tableau 37. Superficie des classes de sensibilité de couverture végétale à l'érosion.....	149
Tableau 38. Superficie des classes de sensibilité des sols à l'érosion du bassin versant de Mellègue à l'érosion.....	152

Chapitre 7. Evaluation et cartographie du risque d'érosion par le Modèle RUSLE

Tableau 39. Quelques formules des indices utilisés pour l'étude de la végétation.....	168
Tableau 40. Précipitations moyennes mensuelles (mm), annuelles (mm) et valeur de R moyen.....	170
Tableau 41. Superficie des classes du facteur d'érosivité des pluies (R) du bassin d'étude.....	172
Tableau 42. Superficie des classes du facteur LS dans le bassin versant de Mellègue....	174
Tableau 43. Les valeurs du facteur K utilisées dans notre étude.....	175
Tableau 44. Répartition des classes du facteur K dans le bassin versant de Mellègue.....	177
Tableau 45. Les valeurs du facteur C.....	177
Tableau 46. Répartition des classes du facteur C dans le bassin versant de Mellègue.....	178
Tableau 47. Répartition des pertes en sol du bassin de l'Oued Mellègue par classe.....	181
Tableau 48. Risque érosif par sous-bassins.....	182
Tableau 49. Répartition des classes du risque érosif par sous-bassin versant.....	183

Tableau 50. Risque érosif selon l'occupation du sol.....	183
---	-----

Chapitre 8. Mesures de lutte contre l'érosion

Tableau 51. Efficacité des trois types de seuils sur le ravinement	188
---	-----

LISTE DES PHOTOS

Chapitre 2. Contexte physique et géographique de la zone d'étude

- Photo 1.** Forte érosion sous forme de sapement de berge à l'Oued Mellègue.....64
Photo 2. Ravines profondes aux alentours de Hammamet.....65

Chapitre 5. Modélisation statistique du transport solide en suspension

- Photo 3.** Station de jaugeage Ouenza.....127
Photo 4. Transport en suspension dans le lit de l'Oued Mellègue.....127

Chapitre 8. Mesures de lutte contre l'érosion

- Photo 5.** Exemple de seuils à Souagui, Algérie.....187
Photo 6. Barrage de correction torrentielle à Tébessa.....189
Photo 7. Banquettes reboisées à El Aouinet193
Photo 8. Reboisement de Pin d'Alep à l'Est de Rahia, Oum El Bouaghi, Algérie.....195

LISTE DES ABREVIATIONS

ABH : Agence nationale des Bassins Hydrographiques

ANBT: Agence Nationale des Barrages et transferts

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydriques

MNT : Modèle Numérique de Terrain

MUSLE: Modified Universal Soil Loss Equation

NDVI: Normalized Difference Vegetation Index

RUSLE: Reserved Universal Soil Loss Equation

RVB : Rouge, Vert et Bleu

SBV : Sous bassin versant

SCS : Soil Conservation Service

SIG : Système d'Information Géographique

USLE: Universal Soil Loss Equation

Introduction Générale

« A Nation that destroys its soil, destroys itself »
F.D. Roosevelt (1882-1945)

Introduction Générale

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

L'eau et le sol sont deux composantes vitales de l'existence humaine. Les sols sont une ressource vitale pour produire des cultures nutritives ; ils filtrent et nettoient des dizaines de milliers de km³ d'eau chaque jour. En tant que réservoir essentiel de carbone, les sols contribuent également à réguler les émissions de CO₂ et autres gaz à effet de serre, jouant une fonction fondamentale pour le climat. L'eau est un bien précieux et le sera certainement encore plus au cours des années à venir. Étant le vecteur privilégié de la vie, l'eau constitue l'élément indispensable pour l'alimentation, la santé et le bien-être de l'humanité, habitat d'une partie de la faune et de la flore, vecteur de matières érodant et modifiant les paysages.

• Enjeux

L'érosion se produit naturellement sous l'action du vent (érosion éolienne) et de l'eau (érosion hydrique) et peut être accélérée par divers facteurs. Les changements climatiques et des paysages sous l'influence de la pression démographique et l'utilisation intensive des terres agricoles, ont contribué à l'augmentation de l'exposition des terres au processus de ruissellement, et par conséquent, à la dégradation des sols par l'érosion (Vezena et Bonn, 2006). Ce phénomène affecte aussi la qualité des eaux et la capacité de stockage des barrages.

Le sol déplacé par l'érosion transporte des nutriments, des pesticides et autres produits chimiques nocifs vers les rivières et les barrages. Les sols érodés sont déposés dans les systèmes d'eau menant à la pollution et l'envasement qui causent la réduction drastique des volumes des réserves d'eau, suivi d'un éventuel envasement et assèchement des rivières, des réservoirs d'eau et des barrages. L'existence de sédiments dans les cours d'eau crée un environnement défavorable aux poissons, détruit l'équilibre écologique et provoque la mort de plusieurs espèces aquatiques puisqu'ils peuvent être chargés en éléments chimiques de haute

toxicité. L'érosion des sols peut également entraîner des glissements de terrain ou des coulées de boues dont les dégâts matériels et/ou humains sont souvent désastreux.

Pour un développement durable, l'avenir d'un pays est dans la maîtrise de son patrimoine Eau-Sol. Le traitement des bassins reste incontournable et l'impact des aménagements dans la maîtrise du ruissellement ne sera que bénéfique tant au niveau de la parcelle qu'à l'échelle du bassin versant.

Dans les pays méditerranéens, les ressources en eau et en sol sont rares et vulnérables. A l'instar des pays du bassin méditerranéen, touchés par le déficit hydrique, l'Algérie se situe dans la catégorie des pays pauvres en ressources en eau selon le seuil de rareté fixé par le programme des Nations-Unies pour le développement (PNUD, 2009). En effet, les ressources hydriques sont caractérisées par leurs répartitions inégales dans le temps et dans l'espace. L'Algérie disposait en 1962 de 1500 m³ d'eau/habitant/an, avant de tomber à 720 m³ en 1990, 680 m³ en 1995 et 630 m³ en 1998 (Mozas et Ghosn, 2013). La disponibilité en eau théorique par habitant et par an est estimée actuellement à 500 m³ et ne sera que de 430 m³ en 2020 (Guidoum, 2017). L'Algérie est confrontée à un manque d'eau important dû à la semi-aridité de son territoire, aux faibles précipitations, et à la sécheresse qui sévit d'année en année face à des besoins qui ne cessent d'augmenter.

En Algérie, l'érosion est un problème majeur. Elle a été reconnue comme un problème environnemental dans les années 1930 par les colons et les agronomes (Aubert, 1986). D'après Demmak (1982) et Achite, *et al.* (2006), le taux de sédimentation a évolué ces dernières années, du fait de la forte érosion des bassins versants, particulièrement à l'Ouest du pays où l'érosion touche 47 % de l'ensemble des terres. Plus de 120 millions de tonnes de sédiments sont rejetées en mer chaque année, réduisant ainsi la durée de vie des barrages (Demmak, 1982). Cette situation désastreuse n'est que le résultat d'une dégradation spécifique intense qui dépasse les 2000 t/km²/an pour la plupart des bassins versants de l'Atlas Tellien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Isser, Soummam,...). Elle s'élargit à 4000 t/km²/an sur la chaîne des côtiers (Megueni et Remini, 2008) et peut même excéder 7200 t/km²/an au niveau du bassin versant d'Agrioun (Prost et Amiotte Suchet, 1992).

Depuis près d'un siècle, la détermination des apports des sédiments en suspension notamment des rivières et des oueds est devenue une nécessité. L'intérêt de l'estimation et de la quantification du transport solide en suspension s'est accru depuis les années 1970

(Horowitz, 2002). La nécessité et la complexité de la quantification des apports solides sont accentuées par la contrainte liée au manque de données, ce qui a poussé plusieurs chercheurs à travers le monde à proposer des modèles de prévision spécifiques à leurs régions d'études. Suite à l'acuité du phénomène, beaucoup de chercheurs algériens (Terfous *et al.*, 2001; Touïbia *et al.*, 2001; Megnounif *et al.*, 2003; Achite *et al.*, 2005; Khanchoul *et al.*, 2008; Ghenim, 2008 ; Khanchoul *et al.*, 2012) ont essayé d'exploiter les données disponibles en vue d'étudier le phénomène du transport solide en suspension dans nos bassins versant afin d'obtenir des modèles qui aident à l'estimation de la charge en suspension qui est indispensable au projet de planification et de gestion.

Dans le bassin versant de Medjerda-Mellègue, ainsi que dans de nombreux bassins de la zone semi-aride de l'Algérie du Nord, le transport de sédiments est l'un des problèmes économiques et environnementaux graves dus à l'érosion des sols.

C'est dans ce contexte que s'inscrit cette étude, elle s'intéresse au bassin versant de l'Oued Mellègue, situé à l'extrême Est de l'Algérie. Le bassin d'étude qui s'étend sur une superficie de 4575 km², se caractérise par un climat semi-aride marqué par de forts déficits hydriques, des fluctuations thermiques très variées, une forte évaporation potentielle et des averses très irrégulières, rares et violentes survenant principalement en automne et au printemps.

Dans cette zone on a observé au cours de ces dernières décennies une irrégularité de la variabilité pluviométrique avec l'augmentation systématique des pluies fortes en début d'automne. Ces pluies ont un fort pouvoir érosif en début de saison de pluies. Des pluies diluviennes en août 2002 sont abattues sur les villes de Souk-Ahras et Tébessa provoquant 3 décès durant l'évènement, et des dégâts matériels importants. En plus le bassin de Medjerda-Mellègue souffre du manque d'études de quantification de l'érosion.

De ce fait, les questions auxquelles cette étude essaye d'apporter une ou plusieurs réponses sont:

- Quel est le modèle statistique le plus adéquat pour l'estimation du transport solide en suspension ?
- Quelles sont les facteurs à l'origine de l'érosion hydrique dans la zone d'étude ?
- Quel modèle prenant en compte de ces facteurs pour cartographier l'aléa érosion hydrique et avec quels moyens ?

- Quelle est la répartition spatiale des différents degrés de *cet aléa* ?

• Objectif général de la thèse

Dans les zones arides et semi-arides, l'évaluation des apports solides au niveau des cours d'eau est une nécessité pour les projets d'aménagement et de planification.

L'objectif général de cette thèse est de donner un sens qualitatif et quantitatif à la dynamique du transport sédimentaire dans le bassin de Mellègue, à évaluer et estimer l'érosion et le transport solide en suspension par la recherche d'un modèle empirique qui représente le mieux la relation entre les débits liquides et les concentrations en matières en suspension à partir d'analyses statistiques des données hydrométriques (débits liquides, concentration et débits solides). Egalement, l'étude s'occupera particulièrement de la cartographie de l'aléa érosion hydrique, et à une appréciation de l'impact des mesures antiérosives à effectuer pour y remédier.

La cartographie de l'érosion est un outil fondamental pour connaître la répartition et l'ampleur géographique du phénomène, ainsi que pour sa caractérisation qualitative (Boardman, 2006). Grâce à la cartographie de l'érosion, il est possible d'incorporer ce phénomène comme facteur dans le processus d'aménagement du territoire, et plus particulièrement dans le processus de la gestion intégrée (Desmet *et al.* 1995). La capacité d'intégrer les deux méthodologies ; la cartographie de l'érosion et la gestion intégrée dans les systèmes d'informations géographiques (SIG) facilite l'application de ces deux éléments comme outil perfectionné pour orienter les décisions en matière d'aménagement du territoire (Okoth, 2003 ; Mokhtari, 2017).

Cette thèse présente une méthode à travers laquelle l'érosion des sols peut être évaluée à l'échelle d'un bassin versant et le risque d'érosion peut être modélisé à l'aide de l'intégration de données cartographiques (carte lithologique, occupation des sols, pentes, MNT, etc.) dans un système d'information géographique (SIG) permettant de définir les zones à haut risque érosif et ainsi, de définir les zones d'intervention prioritaire.

• Plan de travail

Afin de répondre aux objectifs de cette recherche, le travail a été organisé et présenté en huit chapitres comme suit :

- Le premier chapitre présente à travers une synthèse bibliographique, un aperçu sur le phénomène de dégradation des sols par d'érosion, ses facteurs et ses conséquences en milieu semi-aride. Aussi, il dresse un état des données et des méthodes permettant d'estimer l'érosion hydrique et le transport solide.
- Le deuxième chapitre présente un aperçu sur le contexte géographique de la zone d'étude, en mettant en lumière sur ses caractéristiques (paramètres morphométriques, lithologie, pentes, végétation, ...).
- Le troisième chapitre présente le contexte climatique de la zone d'étude et donne un aperçu sur les précipitations, les températures et l'évapotranspiration de l'Oued Mellègue.
- Le quatrième chapitre aborde la modélisation et la quantification du transport solide en suspension en se basant sur une approche statistique (modèles de régression) et les courbes du transport solide à travers la mise en évidence de relations statistiques entre les débits liquides et les concentrations (C-Q) mesurés au niveau des stations qui contrôlent le bassin étudié.
- Le cinquième chapitre concerne l'étude hydrologique du bassin de l'Oued Mellègue et met en lumière les aspects fondamentaux de l'écoulement, annuel, saisonnier et sa variabilité.
- Le sixième chapitre est dédié à la détection des zones sensibles à l'érosion par l'élaboration de la carte de sensibilité à l'érosion du bassin d'étude.
- Le septième chapitre est consacré à la quantification de l'érosion en s'appuyant sur le modèle RUSLE (l'équation universelle révisée des pertes en sol) et les systèmes d'information géographique (SIG), les résultats obtenus seront comparés avec ceux de la modélisation statistique.
- Le huitième chapitre concerne les mesures de lutte antiérosives et les zones prioritaires pour le traitement. Enfin, un plan d'aménagement anti érosif adapté aux conditions du milieu physique a été proposé.

Chapitre 1

Synthèse bibliographique sur l'érosion

Chapitre 1. Synthèse bibliographique sur l'érosion

Introduction

L'érosion des sols associée à la dégradation des terres sont des phénomènes spatio-temporels qui prennent de l'ampleur dans plusieurs pays du monde (Hoyos, 2005 ; Pandey *et al.*, 2009). L'érosion des sols est un phénomène naturel inévitable et un processus majeur de dégradation qui devient un sérieux problème environnemental et économique. Il représente, ainsi, une priorité essentielle de l'action dans les stratégies nationales de protection de l'environnement et du développement durable.

En Algérie, et en particulier dans les zones semi-arides, les terres agricoles sont menacées par divers facteurs, notamment la pression démographique, le pâturage, l'urbanisation, les pratiques agricoles et les exploitations forestières ; associées aux effets amplificateurs des changements climatiques, ont conduit à l'exposition des terres au ruissellement, et ainsi, à la dégradation des sols par l'érosion hydrique, qui est la principale forme de dégradation dans les zones semi-arides et les régions subhumides sèches, tandis que l'érosion éolienne domine dans les zones arides.

L'érosion hydrique sera plus particulièrement détaillée dans ce premier chapitre du travail de thèse. À travers une synthèse bibliographique, nous allons faire le point des connaissances sur les différents processus qui gouvernent l'érosion hydrique, les mécanismes qui la génèrent et les facteurs qui y contribuent en milieu semi-aride. Ce chapitre présente également, un état de l'art concernant les processus du transport solide et un inventaire des différentes méthodes utilisées pour la quantification des pertes en sol. L'analyse des avantages et des limites de ces approches a guidé notre choix vers les approches les mieux adaptées à nos objectifs de travail.

1.1. Dégradation des sols par l'érosion

L'Atlas africain des sols décrit la dégradation des sols comme étant «le processus qui entraîne la détérioration des propriétés et des fonctions du sol et qui est souvent accéléré par les activités humaines » (Jones, *et al*, 2013).

Selon De Sherbinin, 2002. La dégradation des sols est définie comme étant la réduction de la productivité biologique et économique d'un écosystème terrestre,

principalement sol et végétation, et des processus écologiques, biogéochimiques et hydrologiques qui s'y produisent. C'est donc le résultat d'actions anthropiques et de processus naturels qui causent la détérioration de la ressource naturelle ou de la capacité de régénération de l'écosystème. Cette action est souvent amplifiée par les événements climatiques : fortes crues, inondations, sécheresse, etc., notamment dans les pays situés dans les zones semi-arides du globe et où les écosystèmes sont fragiles, les ressources sont rares et la biodiversité est menacée (Bannari *et al.*, 2007).

On distingue quatre principaux types de dégradation des sols: érosion hydrique, érosion éolienne, dégradation chimique et dégradation physique (Figure 1).

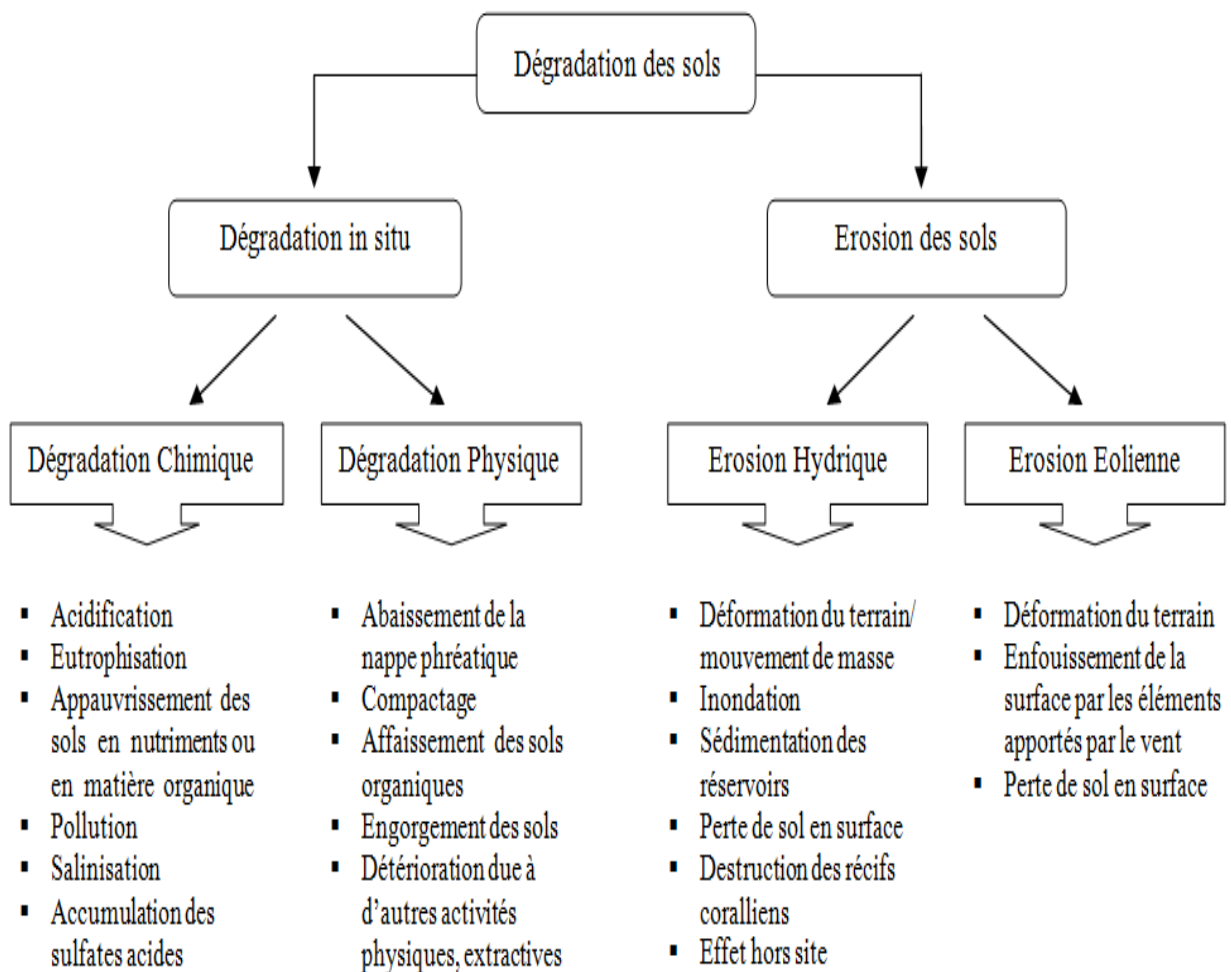


Figure 1. Schéma descriptif des types de dégradation des sols (FAO, 1994 modifiée).

Selon la FAO, 33 pour cent des ressources en sols du monde sont modérément ou fortement dégradés par l'érosion, la salinisation, l'épuisement des substances nutritives, le compactage, l'acidification et la pollution chimique du sol.

Le programme GLASOD (The Global Assessment of Human Induced Soil Degradation) qui date de 1991 est considéré un des plus gros efforts déployé pour évaluer la dégradation des sols à l'échelle mondiale sous l'effet des activités humaines (Figure 2). Au niveau mondial, GLASOD a trouvé que 15 pour cent des terres étaient dégradées par l'action humaine.

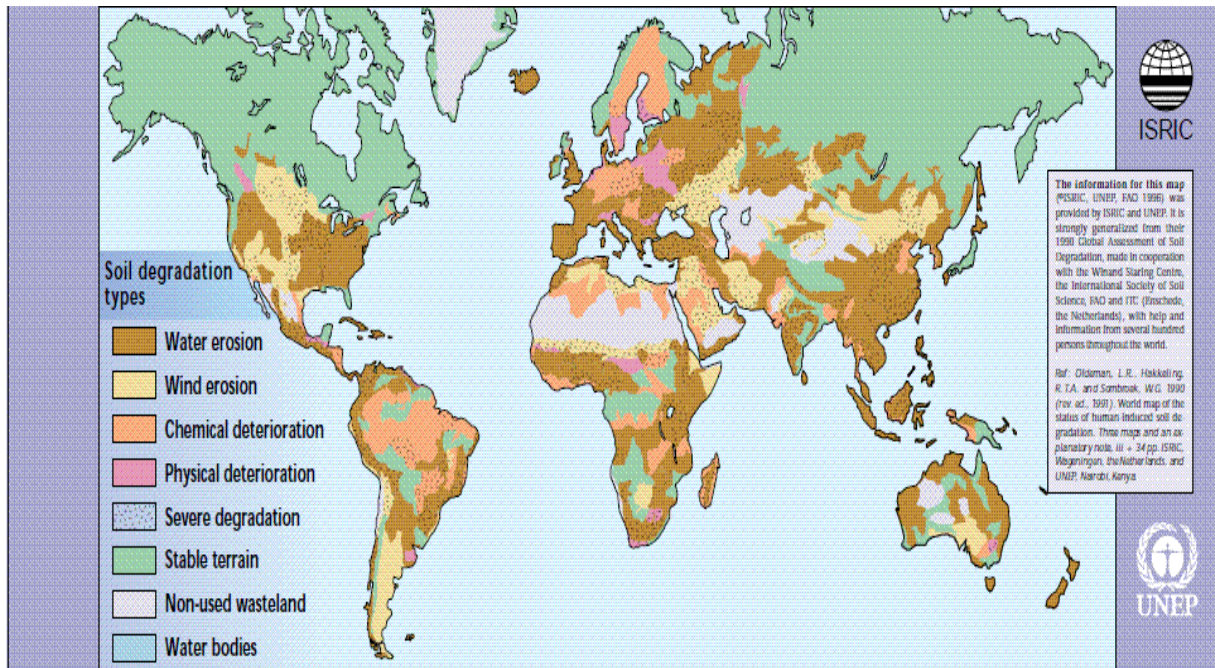


Figure 2. Types de dégradation des sols à l'échelle mondiale par la méthode GLASOD (Oldeman *et al.*, 1991)

L'Afrique est particulièrement vulnérable à la dégradation des terres par l'érosion et à la désertification, et qu'elle est la région la plus gravement affectée (Lal, 1995; Nellesmann, *et al.*, 2009; Obalum, *et al.*, 2012). On estime que 500 millions d'hectares des sols du continent africain ont subi une dégradation depuis les années 1950 environ, portant sur 65% des terres agricoles de la région. La dégradation des terres concerne quelque 300 millions d'hectares en Amérique latine. En Europe, 157 millions d'hectares souffrent de l'érosion hydrique et éolienne. En Amérique du Nord, environ 95 millions d'hectares sont touchés (FEM et FIDA, 2002).

L'érosion hydrique est la menace la plus grave pesant sur les sols méditerranéens : 31% des terres subissent des pertes dues à l'érosion supérieures à 15 tonnes/ha/an (Ami, 2000). En Turquie, 22,3% des terres sont gravement érodées (FAO, 1990). En Syrie, les pertes en terre par érosion hydrique varient de 50 à 200 tonnes/ha/an et de 50 à 70

tonnes/ha/an dans les montagnes du Liban (Bou Kheir *et al.*, 2001). 40 % des terres sont menacées par l'érosion au Maroc (Chevalier *et al.* 1995, Boussema 1996) et 45 % en Tunisie (FAO 1990, Laajili *et al.* 1998).

En Algérie c'est la partie Ouest qui est la plus touchée avec 47% des terres, suivie par le Centre avec 27% et l'Est avec 26% (Achite *et al.*, 2005). Avec une érosion spécifique moyenne annuelle variant entre 2000 et 4000 t/km²/an, l'Algérie se classe parmi les pays les plus érodables du monde (Demmak, 1982), ce qui constitue une menace réelle pour la durabilité des retenues de barrage, des ressources en eau et des terres agricoles.

Les principaux facteurs régissant cette situation sont le climat qui est caractérisé par l'agressivité des pluies, la morphologie du terrain, la nature des sols et leurs propriétés d'infiltrabilité et de stabilité structurale et la densité du couvert végétal. De plus, les mauvaises pratiques agricoles induisent la baisse du taux de matière organique des horizons superficiels et la déstructuration de l'ensemble des profils.

1.2. Concepts-clés de l'érosion

Le terme « EROSION » provient du verbe latin « ERODERE » qui signifie ronger. L'érosion est un processus complexe vieux comme le monde, depuis l'origine de la terre, l'érosion façonne les reliefs et construit les plaines qui nourrissent la majorité des populations du monde (Roose *et al.* 1998).

L'érosion d'un sol se caractérise par trois phases étroitement liées : la destruction du matériel rocheux (l'ablation du matériel), le transport des particules et l'accumulation des débris (dépôt des sédiments) par des agents érosifs tels que l'eau, le vent ou la glace mais aussi la gravité, les variations de températures et la récolte de cultures (Morgan, 2009 ; Boardman et Poesen, 2006 ; Verheijen *et al.*, 2009). Lorsque l'énergie nécessaire au transport des particules n'est plus atteinte, les particules se déposent au sol.

On peut distinguer plusieurs types d'érosion à savoir : hydrique, éolienne, gravitaire et aratoire. L'érosion hydrique est la principale forme de dégradation dans les zones semi-arides et les régions subhumides sèches, tandis que l'érosion éolienne domine dans les zones arides (Mokhtari, 2017). Dans le cadre de cette étude c'est l'érosion hydrique qui nous concerne plus particulièrement.

L'érosion hydrique est un phénomène complexe qui correspond à la désagrégation, au détachement, au transport et/ou à la sédimentation des particules du sol et qui résulte de divers processus causés par l'action en général combinée des précipitations et du ruissellement, et dont l'expression varie en fonction de la résistance du milieu (sol, couvert végétal, pratiques agricoles) et de la topographie.

Plusieurs études des processus d'écoulements et d'érosions ont déjà été réalisées dans des contextes arides et semi-arides à travers le monde (Bull and Kirkby, 1997), notamment dans le Sud Est de l'Espagne (Canton *et al.* 2001), à l'est des Pyrénées espagnoles (Gallart *et al.*, 2002), dans les badlands de la Zin Valley en Israël (Yair *et al.* 1980, Alexandrov & Laronne, 2003). Dans le Parc « Dinosaur Provincial Park » en Alberta, au Niger (Olivry *et al.*, 1995 ; Olivry *et al.*, 1997 ; Karambiri *et al.*, 2003). Au Tchad (Gac, 1980 ; Olivry *et al.*, 1997), en Tunisie sur la Medjerda (Rodier *et al.*, 1981), au Maroc (Gartet *et al.*, 2005), en Algérie (Terfous *et al.*, 2001 ; Ghenim *et al.*, 2008 ; Touaïbia *et al.*, 2000 ; Meguenni et Remini ; 2008, Daoudi *et al.*, 2009 ; Elahcene et Remini, 2009).

1.2.1. Processus de l'érosion hydrique et agents érosifs

L'énergie des gouttes de pluies et du ruissellement sont les agents les plus actifs de l'érosion hydrique (Figure 3) à l'échelle du versant. L'action des agents érosifs sur les reliefs conduit à la production et au transport d'une certaine quantité de sédiments. Les sols et les roches sont détachés (humectation par l'effet de l'impact des gouttes de pluies et du ruissèlement), transportés (rejaillissement et ruissellement) et déposés (sédimentation des particules arrachées entre le lieu d'origine et l'aval en fonction de leur dimension, de leur densité et de la capacité de transport du cours d'eau) (Karambiri *et al.*, 2004), générant un flux de sédiments sur les versants et talwegs, dont la dynamique est encore mal connue. Les processus érosifs et de déposition qui peuvent se développer sur les bassins versants sont différenciés selon l'agent érosif : vent, pluie, ruissellement ou selon la source de sédiments: rigoles, ravines, berges, plaines d'inondation, etc.



Figure 3. Processus de l'érosion hydrique.

1.2.1.1. Intensité et agressivité des pluies

La pluie est un agent essentiel de l'érosion des sols qui provoque le détachement des matières et la destruction des agrégats lors de la conversion de l'énergie cinétique en effort de cisaillement soit par l'effet direct des gouttes de pluie sur les particules du sol « effet splash », soit sous l'effet de la lame d'eau ruisselée. L'érosion par « splash » ou érosion par rejaillissement (Figure 4) est liée à la taille et à la vitesse des gouttes de pluie, en relation avec l'intensité pluviale, la direction et la vitesse du vent et variable en fonction du couvert végétal.

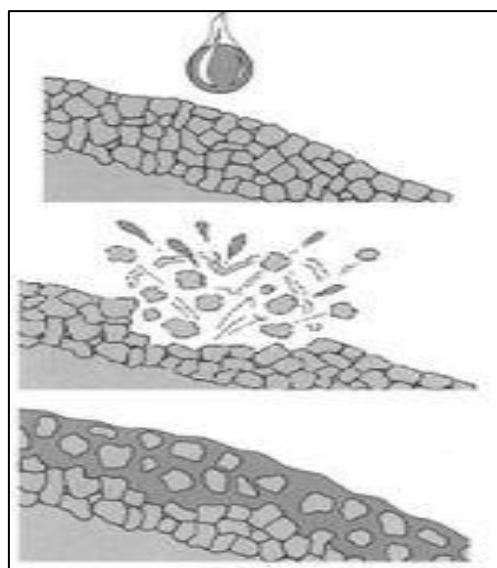


Figure 4. Effet splash.

Les particules libérées peuvent provoquer une croûte de battance soit là où elles ont été libérées (croûte structurale), soit en aval de leur position d'origine (croûte de dépôts). La répartition spatiale des sédiments et ainsi de ces types de croûtes dépendent notamment de la rugosité du sol en présence. Selon Leguedois ; 2005, la distance moyenne de projection des particules peut atteindre de 10 à 20 cm. La résistance du sol au détachement diminue quand la teneur en eau augmente. Elle est minimale quand le sol est saturé et que l'eau apparaît à la surface.

Le potentiel érosif de la pluie est désigné par le terme général d'érosivité. L'agressivité des pluies ou l'indice d'érosivité qui résulte de l'infiltrabilité et de la résistance du sol, varie fortement en fonction des milieux. Ainsi, en zone tempérée et océanique, elle varie entre 20 à 150 (Pihan, 1978) ; en zone méditerranéenne, elle varie entre 50 et 350 (Kalman, 1967 ; Masson, 1971) ; en zone tropicale sèche, elle varie entre 200 et 500 (Roose, 1973) et en zone équatoriale, elle peut aller jusqu'à 1500-2000 (Roose, 1980).

Selon Mokhtari ; 2017, les caractéristiques du sol (texture, taux de matière organique, état de surface et d'humidité du sol avant la pluie) influencent aussi directement l'importance du splash. Du fait de la texture, c'est le limon qui résiste le moins au détachement des particules. En effet, comparé aux sables, il est plus léger et donc nécessite moins d'énergie pour être transporté. Comparé aux argiles, il est de taille plus importante et cela entraîne des forces de cohésion entre particules plus faibles.

1.2.1.2. Le ruissellement

Le ruissellement est l'agent principal de transport des particules du sol qui se caractérise par un écoulement dilué de particules sédimentaire dans de l'eau. Il existe deux modes de formation du ruissellement à savoir : le refus d'infiltration d'un sol non saturé dit ruissellement hortonien d'une part, et le refus d'infiltration d'un sol saturé d'autre part (Augeard, 2006).

Le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité (hortonien) est provoqué par une pluie dont l'intensité est supérieure à la capacité d'infiltration du sol. Ce dernier est considéré comme pertinent pour expliquer la genèse, le développement des crues et la réponse hydrologique des bassins en climats semi-arides. On parle de ruissellement de saturation du sol quand des pluies de faible intensité s'abattent sur un sol préalablement imbibé d'eau ou

après des pluies de longue durée. La teneur en eau du sol est le principal facteur qui contrôle l'apparition et l'importance du ruissellement (Mounirou, 2012).

Une fois déclenché sur les versants, le ruissellement peut prendre différentes formes qui se combinent dans le temps et dans l'espace pouvant donner naissance soit à : une érosion diffuse (en nappe) et/ou une érosion concentrée.

- **Le transport par ruissellement**

Le transport des particules se fait à la fois par les gouttes d'eau de pluie par rejaillissement « effet splash » et par les eaux de ruissellement. Ainsi, le transport est assuré par ces eaux. La principale variable qui contrôle l'action du ruissellement sur le détachement et le transport des particules est la vitesse de l'écoulement qui 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 ; Boughalem, 2013).

- **Le dépôt des sédiments**

Au fur et à mesure que la vitesse de l'écoulement décroît, les particules arrachées du sol et transportés par les eaux de ruissellement se déposent entre le lieu d'origine et l'aval. Les particules se déposent en fonction de leur dimension et leur densité ; les sables se déposent en premier, suivi par les sables fins et enfin par les limons. Les argiles et l'humus colloïdal sont généralement transportés jusqu'à l'embouchure du cours d'eau où ils se déposent soit après évaporation de l'eau, soit après floculation.

1.2.1.3. La gravité

Considérée comme la force motrice derrière l'érosion des sols, la gravité peut agir directement ou sous l'influence des agents érosifs (pluie, vent et glace) sur le transport des sédiments. Elle se manifeste continuellement sur toute surface inclinée, la force gravitationnelle est partout la même, mais la résistance des matériaux varie. Lorsque la couche de surface est saturée en eau, des phénomènes gravitaires peuvent être observés aussi bien à l'échelle de l'agrégat que du rang des semis (Boiffin et Sebilotte, 1976 ; Boiffin, 1984 ; leguedois, 2003).

1.2.2. Présentation des différentes formes d'érosion et de ruissellement

Les principales formes d'érosion sont : l'érosion en nappe, l'érosion linéaire et l'érosion en masse. Alors que l'érosion linéaire, et plus spécifiquement l'érosion ravinaire, mobilise localement la partie profonde du sol, l'érosion de surface décape quant à elle la partie superficielle la plus fertile du sol. Pouvoir distinguer ces deux processus et quantifier leur contribution respective représente un enjeu majeur.

1.2.2.1. L'érosion en nappe (sheet erosion)

L'érosion en nappe ou érosion diffuse se manifeste par une dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface. De ce fait, elle est peu visible d'une année à l'autre puisque une érosion importante de 15 à 30 t/ha/an correspond à une perte de hauteur de 1 à 2 mm. L'érosion en nappe peut entraîner un décapage de la majorité de l'horizon humifère en quelques dizaines d'années. Le signe le plus connu de l'érosion en nappe est la présence de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés, les plus agressés des champs (haut de collines, et rupture de pentes). Ce type d'érosion existe sur la plupart des sols cultivés dès lors que la pente dépasse 5%.

La cause de l'érosion en nappe est le phénomène de battance des pluies et de ruissellement diffus sur les sols dénudés. Le matériau sol peut être plus ou moins résistant du fait de la présence de cailloux ou bien en fonction du pourcentage de limon et de sable fin, de matières organiques et d'argile, de la présence de gypse ou de calcaire, d'hydroxydes de fer et d'alumine libre, en fonction également de la stabilité structurale et de la perméabilité du profil.

Le déplacement des particules se fait d'abord par effet "splash" à courte distance et ensuite par le ruissellement en nappe. La battance des gouttes de pluie envoie des gouttelettes et des particules dans toutes les directions mais, sur les pentes, la distance parcourue vers l'amont est inférieure à la distance parcourue vers l'aval, si bien que dans l'ensemble, les particules migrent par sauts vers l'aval. Ce n'est qu'après formation des flaques et débordement de l'eau non infiltrée d'une flaque à l'autre que naît le ruissellement en nappe. Celui-ci s'étalant à la surface du sol gardera une faible vitesse même sur des pentes de 5 à 10 %, à cause de la rugosité du sol (mottes, herbes, feuilles, racines, cailloux, etc...) qui l'empêche de dépasser la vitesse limite de 0,25 m/seconde. Au-delà de 0,25 m/seconde, le ruissellement peut non seulement transporter des sédiments fins, mais aussi attaquer le sol et

creuser des rigoles hiérarchisées où la vitesse augmente rapidement. On passe alors à l'érosion linéaire (griffes, rigoles et ravines).

1.2.2.2. L'érosion linéaire (rill erosion)

Le ruissellement prend forme sur des sols ayant perdu leur capacité d'infiltration ou de stockage de l'eau puis s'organise en aval, entraînant l'érosion linéaire par écoulement concentré. L'érosion en nappe, mais aussi le tassement du sol (dû notamment au surpâturage), provoquent une dégradation de la structure du sol en surface, à l'origine du phénomène de ravinement progressif. Le ruissellement peut également être causé par l'engorgement des sols suite à de longues pluies volumineuses (de décembre à la fin du printemps). Le ruissellement creuse des formes d'incision de plus en plus profondes.

On parle de griffes lorsque les petits canaux ont quelques centimètres de profondeur, de rigoles lorsque les canaux dépassent 10 cm de profondeur mais sont encore effaçables par les techniques culturales.

On parle de nappe ravinante lorsque les creux ne dépassent pas 10 à 20 cm mais que leur largeur atteint plusieurs mètres. Lorsque les creux atteignent plusieurs dizaines de centimètres (plus de 50 cm), et en particulier lorsqu'ils ne sont plus effaçables par les techniques culturales, on parle de ravines.

On distingue les ravines individuelles et hiérarchisées, lorsqu'elles comprennent de nombreuses ramifications. Les "badlands" (ou ravinement généralisé) correspondent au stade ultime de la dissection d'un versant par ravinement. La densité des ravines est telle que la surface primitive a complètement disparu (sauf parfois au niveau des arêtes rives, zones de séparation entre deux ravins). Le ruissellement provoque également le sapement des berges des oueds et leur surcreusement en cas de fortes crues.

Le ravinement dépend de l'énergie du ruissellement, laquelle est proportionnelle au volume ruisselé et au carré de sa vitesse. Les principaux paramètres contrôlant le développement des ravines sont l'intensité de la pluie, la superficie amont drainée, la pente, la lithologie et le couvert végétal.

A l'intérieur des ravines on peut distinguer des petites ravines dont le lit est encore encombré de végétation herbacée et surtout arbustive et qu'on pourra fixer rapidement par des

méthodes biologiques. Par contre, dans des grandes ravines qui peuvent s'étaler sur plusieurs kilomètres, le canal central comporte des blocs rocheux, témoins d'un charriage important et d'une certaine torrentialité. Ces fonds étant mobiles, il n'est plus question de les stabiliser uniquement par des méthodes biologiques; il sera nécessaire d'utiliser des seuils cimentés et des méthodes mécaniques. Il est également intéressant de noter la forme de ces ravines. Certaines ont des berges en V à pente constante jusqu'au fond, d'autres ont des berges verticales et sont en U. Enfin d'autres ravines évoluent par tunnel et effondrement.

Les ravines en forme de V s'impriment dans un matériau homogène, plus ou moins meuble, sablo-argileux, argileux, marneux ou schisteux. Les versants de ces ravines évoluent par altération de la roche : en saison froide par alternance de gelées et de soleil, en saison chaude par alternance de périodes sèches et d'averses. On observe en milieu méditerranéen une altération des marnes et des schistes qui peut atteindre 4 à 10 mm par an. L'enfoncement a lieu lors des averses exceptionnelles. Une à deux averses par an suffisent pour dégager toutes les particules accumulées durant l'année au fond de la ravine et pour entailler le fond de la ravine par abrasion des matériaux que le ruissellement charrie.

Au cours des saisons intermédiaires, les matériaux fins accumulés sur les versants par altération des roches glissent jusqu'au fond de la ravine, d'une part suite à l'impact des gouttes de pluies, et d'autre part par formation de petites rigoles secondaires ou le plus souvent par glissement en masse des particules saturées par l'eau. La pente d'équilibre des versants étant largement dépassée, aucune végétation ne peut s'y installer. La lutte antiérosive va donc s'attacher à stopper le surcreusement du fond de la ravine et à rétablir la pente d'équilibre sur les versants.

Un deuxième type de ravines en U s'observe fréquemment sur des matériaux hétérogènes comme les couvertures pédologiques (formes juvéniles) et les croûtes calcaires. Soit elles ont un fond constitué de matériaux très résistants : lors des crues exceptionnelles le canal va donc s'élargir latéralement par effondrement. Soit la couche de résistance se trouve en surface, le ruissellement creuse alors profondément le matériau jusqu'à atteindre une nappe d'eau temporaire ou permanente qui va exercer une poussée latérale sur le bas du versant jusqu'à ce que celui-ci s'effondre (sapement de berges). Ici également il sera nécessaire de fixer le fond de la ravine, de retenir les sédiments jusqu'à obtenir une pente d'équilibre des versants.

Il existe une troisième forme de ravinement encore plus difficile à traiter : l'érosion en tunnel (tunneling). Elle peut se développer sur des pentes faibles dans un matériau fissuré en surface, soit sur des sols riches en argiles gonflantes, soit sur des marnes riches en gypse ou en d'autres minéraux solubles (cas fréquent dans le bassin méditerranéen).

Lors des orages de fin de saison sèche, les eaux pénètrent dans ces sols fissurés jusqu'à la roche altérée, ruissellent dans ces fissures jusqu'en bas de pente où elles peuvent former des ravines régressives. Les fissures du sol dans lesquelles s'engouffre le ruissellement hypodermique vont se transformer progressivement en tunnels, lesquels s'effondrent et forment des ravines régressives qui peuvent progresser de quelques dizaines de mètres au cours des grosses averses. Seul le labour en sec peut colmater ces fissures et forcer l'eau à mouiller toute la masse de sol sans s'infiltrer préférentiellement dans les méga porosités.

1.2.2.3. L'érosion en masse

Les mouvements en masse (creeping) sont générés par un déséquilibre entre le poids de la couverture de sol et la cohésion du matériau. L'érosion en masse se caractérise par un décapage des versants et des transports de masses considérables sans triage de matériaux.

Les mouvements en masse sont en général des éboulements ou des glissements de terrain (Figure 5), et se rencontrent souvent dans les versants raides des zones montagneuses.

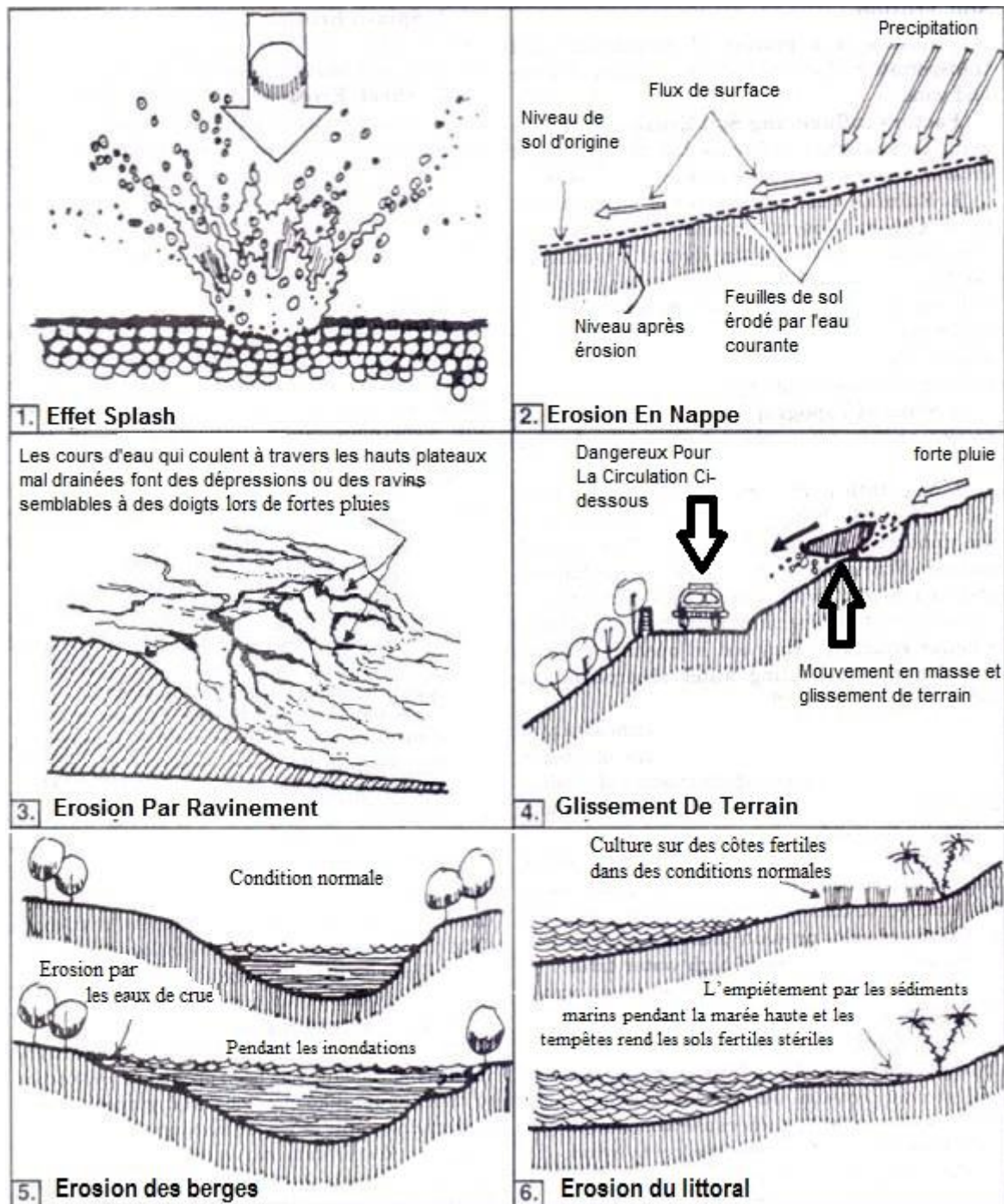


Figure 5. Les différents types de l'érosion hydrique (Élaboration personnelle).

1.2.3. Causes et facteurs de résistances du milieu des différentes formes d'érosion hydrique

Le Tableau 1 résume les différentes formes d'érosion, leurs causes ainsi que leurs conséquences associées.

Tableau 1. Différentes formes d'érosion hydrique, leurs causes, les facteurs de résistance du milieu ainsi que leurs conséquences (D'après Roose, 1994)

Types et formes d'érosion	Les causes ; différentes sources d'énergie	Les facteurs de résistances du milieu	Les conséquences : sélectivité de l'érosion et des dépôts
Erosion en nappe Forme : nappe de sable, pellicule de battance ou de sédimentation, «demoiselle coiffée», microfalaise	battance des gouttes de pluie « effet splash »	-le couvert végétal -la pente -le sol, -les techniques et structures antiérosives	Sélectivité Erosion : + + Dépôt : + +
Erosion linéaire Forme : griffes, rigoles, ravines	L'énergie du ruissellement dépend du volume de ruissellement et de sa vitesse au carré $\frac{1}{2}$ $MV^2 = \frac{1}{2} MGH$	-la vitesse du ruissellement est fonction de la pente et de rugosité, -le volume ruisselé est fonction de la surface du bassin versant et de la capacité d'infiltration -résistance du profil du sol et des racines	Sélectivité Erosion : 0 Dépôt : + +
Erosion en masse Forme : creeping, glissement, coulée boueuse	Gravité, déséquilibre des versants	-le poids de la couverture sol+ eau+ végétaux, -l'humidification du plan de glissement -le terrain : a- la lithologie et le pendage parallèle à la pente b- des niveaux imperméables c- le drainage, la pente et une faible épaisseur du sol au-dessus du niveau imperméable	Sélectivité Erosion : 0 Dépôt : 0

1.3. Facteurs d'érosion hydrique en milieu semi-aride

Deux principaux types de facteurs d'érosion sont évoqués dans la littérature : les premiers sont physiques et naturels tels que : le climat, le couvert végétal, la topographie et la

nature du sol ; les seconds sont liés aux activités humaines. Ces facteurs sont discutés pour le milieu semi-aride en se focalisant sur l'érosion hydrique qui est au cœur de notre sujet.

1.3.1. Facteurs physiques naturels

1.3.1.1. Le climat

La fréquence et l'intensité des précipitations sont les deux caractéristiques importantes du facteur climatique de l'érosion hydrique des sols. Les facteurs climatiques constituent la cause et la source d'énergie érosive, au sens fondamental du terme, la nature du sol, la végétation et le relief venant seulement la conditionner. Ces facteurs sont accentués par les activités anthropiques fragilisant le couvert végétal et déstructurant le sol.

L'érosion en milieu méditerranéen semi-aride est dominée par une topographie vulnérable exposée à un climat très agressif caractérisé par des précipitations limitées et irrégulières, des orages violents de courtes durées et de fortes intensités, notamment dans les zones semi-arides qui sont vulnérables. Ces zones sont caractérisées par une nette opposition entre saisons humide et sèche (Guidoum, 2017) : une courte période de pluie intense et abondante prépare le sol à l'érosion, et une longue période de sécheresse avec des taux élevés de rayonnement solaire et d'évaporation, l'attaque et le dégrade.

L'érosion dépend de la quantité, de la durée, de l'intensité et de la fréquence des précipitations. La manière dont les pluies tombent, paraît beaucoup plus importante que les quantités précipitées pour décrire l'érosivité des précipitations (Hénensa, 1987), l'érosion est plus importante lorsque les précipitations sont concentrées sur de courtes périodes. La violence du vent intervient dans l'augmentation de l'énergie cinétique des gouttes de pluies. Les vents les plus forts ont un plus grand potentiel érosif, donc la vitesse du vent est directement proportionnelle à l'intensité de l'érosion.

1.3.1.2. La topographie

La topographie fait avant tout référence à la pente des terres: la pente accélère l'érosion car elle augmente la vitesse d'écoulement de l'eau (CNEA, 2007). La pente intervient dans les phénomènes d'érosion en fonction de sa forme, de son inclinaison et de sa longueur (Roose, 1994 ; Fox & Bryan, 1999 ; Benslimane, 2013).

Selon Tavares, 2010 ; l'érosion augmente le plus souvent avec la pente et une érosion en rigole dix fois plus agressive que l'érosion en nappe se développe. Il semble que la longueur des pentes sur laquelle les manuels ont basé la lutte antiérosive classique (terrasses), à une influence sur la naissance des rigoles et dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal (Roose *et al.*, 1998).

L'exposition influence également l'érosion des sols ; les pentes orientées plein sud, du fait de leur couvert végétal moins dense, sont plus vulnérables à l'action érosive de l'eau.

1.3.1.3. Le couvert végétal

Le couvert végétal et les systèmes de cultures sont les facteurs primordiaux de protection du sol contre l'érosion.

La litière, la végétation, les canopées des arbres absorbent efficacement l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1994 ; Valentin, 1981). Le rôle de la couverture végétale est multiple : elle protège le sol de l'action battante et dispersante des gouttes de pluie en formant un toit sur la surface du sol, elle peut agir comme un obstacle face au ruissellement, en le freinant et réduisant ainsi son potentiel érosif. La végétation influence le comportement mécanique du sol par enrichissement en matière organique, elle favorise également la perméabilité du sol par l'entretien d'une macroporosité (Bertran *et al.*, 2003).

D'après Naveh & Lieberman, 1984 ; Les montagnes méditerranéennes sont profondément découpées, complexes et partiellement instables, avec de nombreux versants escarpés et des sols jeunes rocaillieux peu profonds, les versants sont donc très vulnérables à l'érosion en nappe et en ravine. Cette vulnérabilité augmente quand le couvert végétal est détruit et la couche de sol peu profonde est exposée à la dessiccation durant les étés secs et aux pluies torrentielles en hiver.

Selon Roose, 1994. L'érosion est fonction non seulement du couvert végétal, mais également de sa hauteur au-dessus du sol. Ce sont donc les forêts et plus particulièrement les couvertures herbacées qui protègent avec efficacité le sol de l'érosion.

1.3.1.4. Facteurs liés au sol

Indépendamment des facteurs mentionnés plus haut, certains sols résistent bien à l'érosion, d'autres beaucoup moins, selon leurs susceptibilités face au processus d'érosion (érodibilité des sols). Ainsi, l'érodibilité des sols est un paramètre majeur dans l'érosion puisqu'elle est fonction des propriétés physico-chimiques du sol (texture, profondeur, porosité, la présence de certains éléments chimiques, teneur en matière organique...).

Les sols du milieu semi-aride sont en majorité de texture sablonneuse ou limoneuse. Ils sont pauvres en matière organique, à cause des températures élevées, de leurs variations rapides et du manque d'eau. Ces conditions accélèrent la minéralisation des matières organiques des sols et les rendent fragiles, faiblement structurés et prédisposés au tassement et à la formation de croûtes de battance. En conséquence, ces sols sont généralement très sensibles à l'érosion (Al Ali, 2007).

1.3.1.5. Facteurs anthropiques

Au-delà des causes et processus naturels, certaines actions anthropiques et modes de développement peuvent être à l'origine du déclenchement ou de l'amplification du phénomène d'érosion (Figure 6).

Les principaux facteurs anthropiques qui favorisent l'érosion en milieu semi-aride sont principalement:

- La déforestation qui augmente les risques d'inondations et de glissements de terrain. La destruction du couvert végétal favorise aussi le ruissellement.
- Le surpâturage qui provoque le tassement des sols, diminue sa perméabilité, accroît le ruissellement de l'eau et la perte du sol. L'élevage pastoral dégrade la végétation et favorise ainsi, la désertification.
- L'intensification de l'agriculture qui augmente le risque érosif et entraîne une déstructuration du paysage. L'abandon des terres favorise aussi l'érosion.
- La pression démographique et l'urbanisation en aval des terres cultivées qui augmentent la vulnérabilité aux phénomènes érosifs ; l'accroissement de la pression démographique dans les zones semi-arides entraîne des modifications profondes des modes de gestion et d'utilisation des ressources naturelles et de l'espace rural.

En Algérie, les activités humaines telles que le défrichage, la surexploitation des forêts et des parcours, les pratiques culturales impropres ont accru au cours du dernier siècle, en particulier du fait de la croissance démographique.

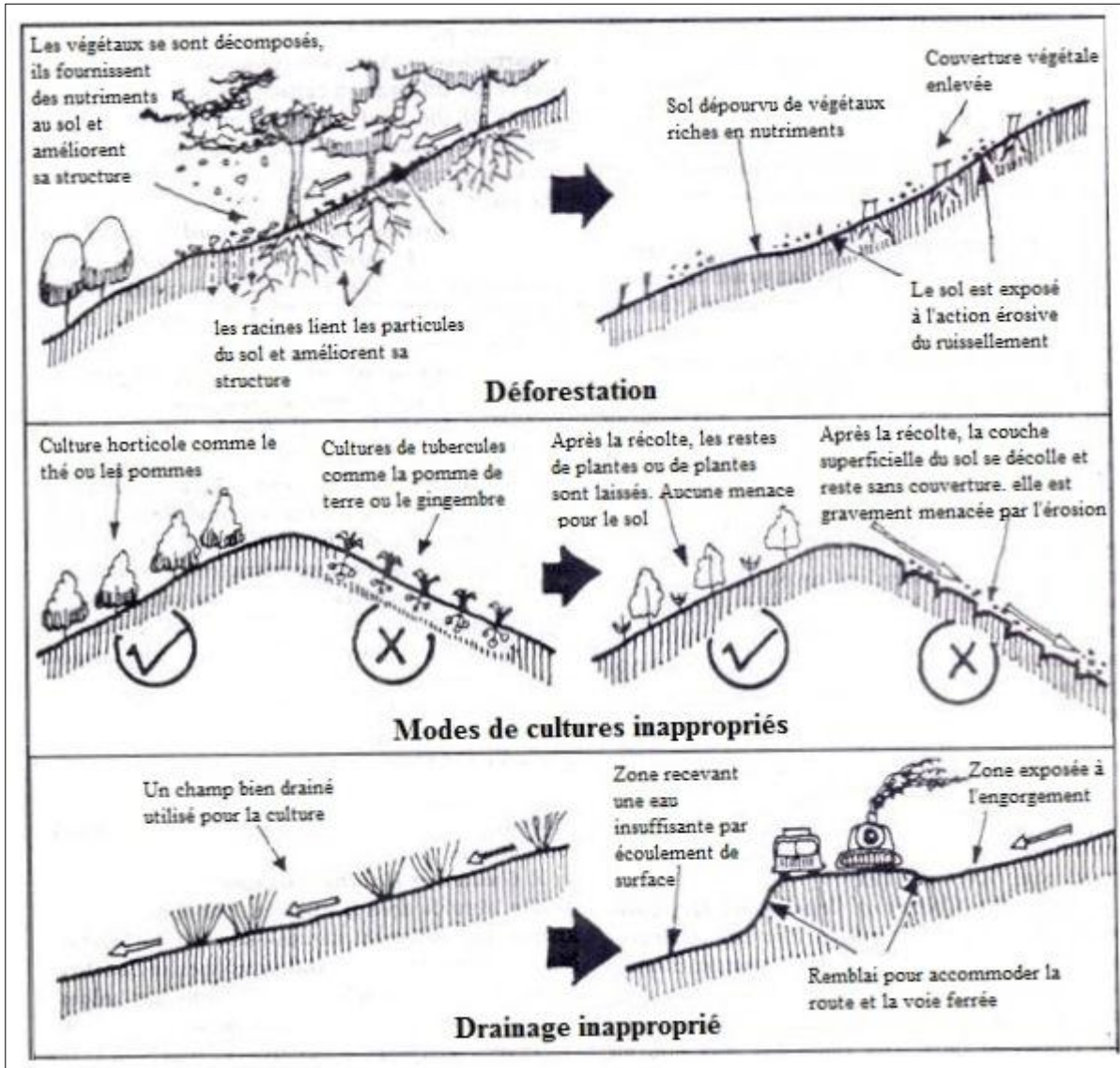


Figure 6. Quelques facteurs anthropiques qui favorisent l'érosion (Élaboration personnelle).

1.4. Le transport solide

Le transport solide dans les cours d'eau représente la seconde phase de l'érosion et consiste à transférer les matériaux préalablement désagrégés sur le versant sous l'action d'un écoulement fluide. L'énergie nécessaire pour acheminer les particules est fournie par la déclivité des versants et la pente des cours d'eau.

Le climat est un autre facteur de taille qui joue un rôle déterminant dans le transport solide car il contrôle l'abondance des débits, l'intensité et la fréquence des crues (Tavares, 2010). Ainsi, la mobilisation des matériaux érodés, les modalités du transport solide et de l'érosion dépendent largement des conditions bioclimatiques et du régime du cours d'eau.

Le transport solide s'effectue selon trois modes distincts : le transport solide par charriage, par saltation et le transport solide en suspension. Le mode de transport est fonction de la taille et de la densité des particules (Lienou, 2007).

1.4.1. Le transport solide par charriage (bed load)

Le transport solide par charriage se manifeste par la progression de sédiments grossiers (sables, graviers, galets et blocs de roche), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou par glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement courtes et discontinues dans le temps et dans l'espace (Bouanani, 2008 ; Tavares, 2010). Les matériaux charriés sont réputés pour se déplacer à une vitesse inférieure à celle du fluide.

1.4.2. Le transport solide en suspension ou particulaire (suspended load)

La suspension représente le transport des sédiments fins (argiles, limons, sables fins), qui restent en permanence en suspension dans la masse d'écoulement. Les particules se déplacent sur de grandes distances au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide.

1.4.3. Le transport solide par saltation

Ce mode de transport solide est compris entre les deux premiers (Figure 7) où les particules se déplacent par des bonds successifs et passent, au cours du transport, entre le charriage et la suspension.

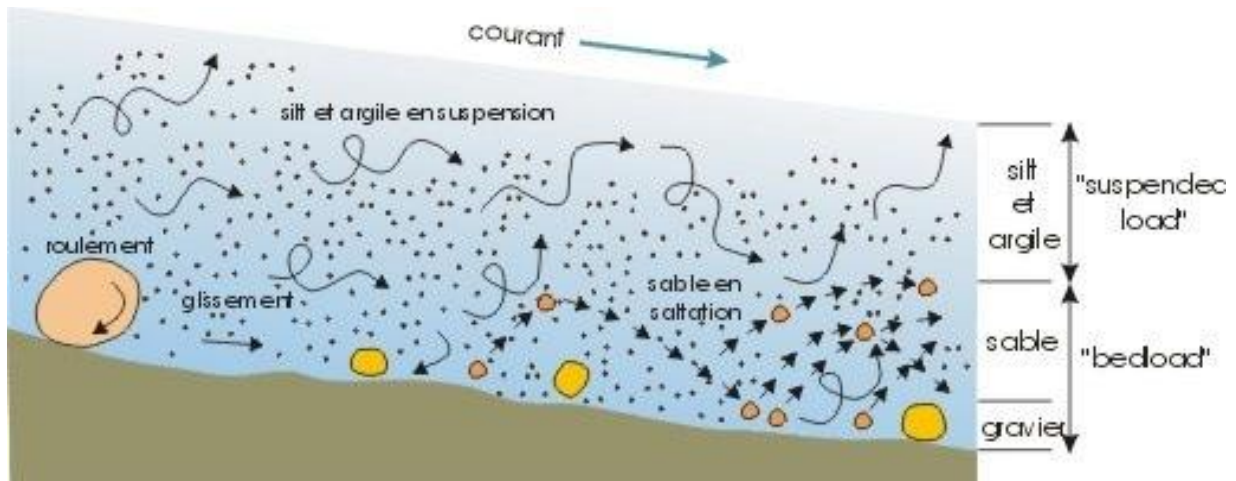


Figure 7. Les modes de transport solide (Boulvain, 2017).

De nombreuses études ont été menées par différents chercheurs, Fournier (1960), Strakhov (1967), Heusch & Milliès-Lacroix (1971), Ghorbel & Claude (1977), Walling *et al.* (1981), Demmak (1982), Milliman & Meade (1983), Katlan *et al.* (1987), Snoussi (1988), Snoussi *et al.* (1990), Demmark *et al.* (1991), Probst *et al.* (1992), Probst et Amiotte-Suchet (1992), Ludwig & Probst (1998), Achit (2000), Serrat *et al.*, (2001), Megnounif *et al.* (2000), Ghenim (2001), Megnounif *et al.*, (2003), Terfous *et al.* (1999, 2001, 2003), Benkaled *et al.* (2003), dans le but de mettre en évidence les relations entre les différents paramètres (hydroclimatiques, géomorphologiques, biologiques) et le transfert de matières solides dans différentes régions du globe affectées. L'objectif de ces auteurs est d'une part d'expliquer les processus du transport solide dans les cours d'eau et d'autre part de mettre en évidence des modèles susceptibles d'être appliquées à des régions ou à des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

1.5. Approches et méthodes de quantification de l'érosion hydrique

Les phénomènes d'érosion sont le résultat d'interactions complexes variables dans le temps et l'espace (Mounirou, 2012). La quantification de l'érosion des sols est soit mesurée directement sur le terrain ou estimée suivant des analyses des sols ou des modèles empiriques ou physiques qui tiennent compte de l'impact de toutes les variables de l'érosion hydrique (Mokhtari, 2017). Mais la complexité de l'érosion du fait des facteurs qui la contrôlent fait que les modèles diffèrent d'un auteur à un autre. Ainsi, chaque auteur tente de caractériser ou de mieux comprendre la région ou le système étudié par le modèle le plus fiable ou le plus représentatif.

Les méthodes utilisées dans la quantification de l'érosion varient en fonction des objectifs, des moyens et des échelles d'étude. Cependant, dans une optique d'évaluation des risques ou d'établissement de schémas d'aménagement pour la conservation des sols, le recours à la modélisation peut constituer un outil d'aide à la décision.

1.5.1. Quantification des pertes en sol par mesures sur terrain

La quantification des pertes de terres peut se faire par mesures directes sur le terrain. Des mesures conjointes de débits et de concentration des eaux en matières en suspension (MES) peuvent être prélevées directement depuis une station hydrologique installée à l'exutoire de la surface d'étude permettant l'évaluation des volumes de matériaux fins érodés et exportés d'un bassin versant.

Ces mesures hydrométriques et de qualité de l'eau (MES) à l'exutoire des bassins hydrographiques doivent porter sur plusieurs années pour avoir une représentativité temporelle (sur 10-15 ans pour tenir compte des variabilités climatiques interannuelles) (Mabit, 2002).

Le transport solide peut être estimé à partir de mesures de concentration des eaux en matières en suspension (MES) grâce à des préleveurs automatiques asservis aux débits (Ben Slimane, 2008 ; Sauvadet *et al.*, 2012). Dans ce cas, la masse érodée est calculée en intégrant les concentrations obtenues par rapport aux volumes écoulés. Et les bilans annuels moyens de l'érosion sont déduits en intégrant les masses érodées obtenues par rapport à la période et la surface d'étude. Des mesures en continu de la turbidité peuvent aider à l'intégration des concentrations par rapport aux volumes écoulés. L'estimation de la quantité des terres érodées peut aussi se faire par mesure de la sédimentation dans les retenues. Cette évaluation dépend de la densité et du volume des sédiments dans la retenue. L'épaisseur des sédiments est déterminée par bathymétrie, alors que leur densité varie en fonction de la texture, de l'épaisseur des dépôts, de la minéralogie, du niveau de l'eau dans la retenue et de l'âge des dépôts (Strand et Pemberton, 1982).

Le débit solide des sédiments ou matières en suspension transitant sur une section d'écoulement est calculé par le produit de la concentration des sédiments C_s par le débit liquide Q_l durant une période de temps donnée selon l'équation suivante :

$$Q_s = Q_l * C_s$$

En général, la concentration des matières en suspension (C_s) et le débit liquide (Q_l) évoluent en suivant un modèle de puissance (Etchauchu *et al.* 1986 ; Walling *et al.*, 1981 ; Wood, 1977).

$$C_s = aQ_l^b$$

Avec : a et b sont des coefficients

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

$$Q_s = aQ_l^b$$

Ce type de relation, reliant le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q_l), a été proposé dès 1895 par Kenedy (Einstein, 1989 ; Lefort, 1992), où les paramètres a et b sont des coefficients déterminés empiriquement. Cette relation a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde (Ghenim *et al.*, 2007).

1.5.2. Évaluation de l'érosion hydrique par des formules empiriques

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

1.5.2.1. Formule de la SOGREAH

Basée sur des données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km², cette formule s'écrit comme suit:

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

Avec :

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

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

E : Ecoulement annuel (mm)

Valeurs de α pour différentes perméabilités

Perméabilité	α
Forte	8,5
Moyenne	75
Moyenne à faible	350
Perméabilité faible	1400
Imperméable	3200

1.5.2.2. Formule de Tixeront (1960)

Les travaux faits sur 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 2 et 22 ans ont abouti à la relation suivante :

$$\text{Ass} = 354.E^{0.15} \text{ (pour les bassins tunisiens)}$$

$$\text{Ass} = 92.E^{0.21} \text{ (pour la région est algérien)}$$

$$\text{Ass} = 200.E \text{ (pour la région centre algérien)}$$

Avec :

Ass : apport solide spécifique en t/km²/an

E : Ecoulement en mm

1.5.2.3. Formule de Fournier (1960)

Elle est définie par la relation suivante :

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

Avec :

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

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

P_{am} : précipitations annuelles (mm)

h : dénivelée moyenne (m)

S : superficie du bassin versant (km²).

1.5.2.4. Formule de l'A.N.R.H (1970)

Elle est décrite par l'équation suivante :

$$\text{Tss} = 26.62 \text{ Ie} + 5.071 \text{ IP} + 9.77 \text{ Ct} - 593.59$$

Avec :

Tss : transport solide spécifique moyen annuel (T/km²/an)

Ie: indice lithologique (%).

IP : indice des précipitations (%).

Ct: coefficient de torrentialité. Ct= Dd*F1

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^N L_i}{A}$$

Dd : Densité de drainage

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

F1 = nombre de talweg/ surface fréquence des talwegs élémentaire

Cette formule est applicable dans les conditions suivantes :

$$I_e > 10\%$$

$$IP > 300 \%$$

1.5.3. La modélisation de l'érosion hydrique

La modélisation est une représentation des phénomènes physiques sur le terrain à travers un outil informatisé afin d'établir la réalité sur place en un modèle réduit pour pouvoir l'utiliser à des fins intéressants (Mourad, 2005).

Les modèles de quantification de l'érosion hydrique sont basés sur des équations paramétriques plus au moins complexes. Plusieurs équations ont été établies pour lier les facteurs d'érosion entre eux et quantifier les pertes de sol : Universal Soil Loss Erosion (USLE) de wishmeier et smith, (1978) ; Soil And Water Assessment Tool (SWAT) de Arnold *et al*, (1998) ; Water Erosion Prediction Project (WEPP) de Flanagan and Nearing, (1995) European Soil Erosion Model (EUROSEM) de Morgan *et al*, (1998). On peut regrouper ces modèles en deux grandes catégories :

- **Les modèles qualitatifs** : qui présentent une vue générale d'un processus ou d'un problème à analyser sous forme d'un schéma représentant la structure du système et les relations qui y existent ;

- **Les modèles quantitatifs** : qui permettent une évaluation quantitative du processus. L'érosion estimée par ces modèles tient compte de l'incidence de la majorité des facteurs. Ces modèles sont mis au point à partir des données acquises expérimentalement sur le terrain ou des données de télédétection gérées par un Système d'Information Géographique (SIG). Ces modèles peuvent être :

- **Des modèles physiques** : qui cherchent à quantifier et à cartographier l'érosion en se basant sur la description des processus physiques de l'érosion. Ces modèles se basent également sur des équations mathématiques des processus hydrologiques et érosifs fondamentaux, à savoir : le détachement par les gouttes de pluie et/ou par le ruissellement, le

transport par les gouttes de pluie, le transport par le ruissellement, et le dépôt par le ruissellement (Foster, 1990). On peut citer les modèles ; WEPP, ANSWERS, EUROSEM...

- **Des modèles empiriques :** qui consistent à établir une loi mathématique qui relie la variable de sortie à des variables d'entrée, dont la forme et les coefficients sont fixés à l'aide d'observations et de mesures sur le terrain. Ceci est effectué de façon expérimentale en ajustant les valeurs calculées par le modèle à celles mesurées sur le terrain. Ces modèles sont basés sur l'équation universelle des pertes en sol (USLE).

1.5.4. L'équation universelle des pertes en sol (USLE)

Les travaux de Wischmeier conduits dans les années 50 aux Etats-Unis qui ont abouti à l'Equation "Universelle" de pertes de sols, USLE, qui est la référence de base de nombreuses quantifications de l'érosion et qui est largement utilisée dans de nombreux modèles (Wischmeier and Smith, 1978).

Il s'agit d'une équation permettant d'estimer la perte en sol annuelle (A en t.ha.an) d'un site donné en fonction d'un facteur d'érosivité de la pluie R, d'un facteur d'érosivité des sols K, d'un facteur topographique LS, d'un facteur de couverture végétale C et d'un facteur des pratiques antiérosives P.

Ce modèle empirique s'exprime selon la formule suivante :

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

Où: A = taux de perte en sols (t ha⁻¹ an⁻¹),

R = indice d'érosivité des pluies (MJ.mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹),

K = indice d'érodabilité du sol (t h MJ⁻¹ mm⁻¹),

L.S = indice topographique, fonction de la longueur (L en m) et de l'inclinaison de la pente (S en %),

C = indice de couverture végétale et de pratiques culturales,

P = indice d'aménagement antiérosif.

Le but de cette équation était de permettre une prévision quantitative de la charge moyenne des sédiments. Cependant, il s'est avéré que ce modèle présente certaines limitations puisqu'il ne prend en compte que les processus d'érosion en nappe à l'échelle de la parcelle et ne permet pas d'aborder le phénomène à l'échelle d'un évènement pluvieux (averse). La

principale critique du modèle USLE est qu'il ne tient pas compte des interactions entre facteurs ; alors que les facteurs d'érosion ne sont pas indépendants et il existe de nombreuses interactions entre ceux-ci. Il a été démontré (Van der Knijff *et al.* 2000 ; Van Rompaey *et al.* 2003 ; Grimm *et al.* 2003), la difficulté de prévoir de manière fiable le risque érosif à travers cette équation, sans mesures directes in situ. Néanmoins elle reste un outil intéressant utilisable avec précaution sous certaines conditions et sans possibilité d'extrapolation.

Pour lever ces limites, le modèle a été amélioré, révisé et modifié sous plusieurs versions en lui incorporant des facteurs de ruissellement pour l'adapter à l'échelle d'un événement pluvieux (Onstad et Foster, 1975 ; Williams, 1975 ; Renard *et al.*, 1997).

En effet, l'équation universelle est passée d'USLE « Universal Soil Loss Equation » (Wischmeier et Smith, 1978) à DUSLE « Differential Universal Soil Loss Equation » (Flack *et al.*, 1980). Cette dernière prend en compte la complexité topographique par l'utilisation du Modèle Numérique du Terrain (MNT) et des pratiques antiérosives. MUSLE « Modified Universal Soil Loss Equation » (Williams, 1975) quant à elle permet de prévoir la production en sédiments à l'échelle de l'événement hydrologique en intégrant tous les facteurs d'érosion. Le changement apporté dans cette équation consiste à remplacer le facteur R par le volume ruisselé V_r (m³) et le débit de pointe Q_p (m³/s) d'une averse donnée (Ezzine, 1998). Enfin RUSLE « Revised Universal Soil Loss Equation » (Renard *et al.*, 1997) qui améliore la détermination des différents facteurs de l'érosion.

D'après, De Vente & Posen (2005), les modèles d'érosion développés à une échelle donnée ne sont pas forcément applicables à une autre échelle. Il apparaît que les modèles à base physique sont plus adéquats pour décrire et prévoir la réponse d'un système à échelle de temps et d'espace réduits (Figure 8), de manière à prendre en compte la complexité des processus. A l'inverse, les modèles empiriques sont mieux adaptés aux estimations de l'érosion à l'échelle régionale.

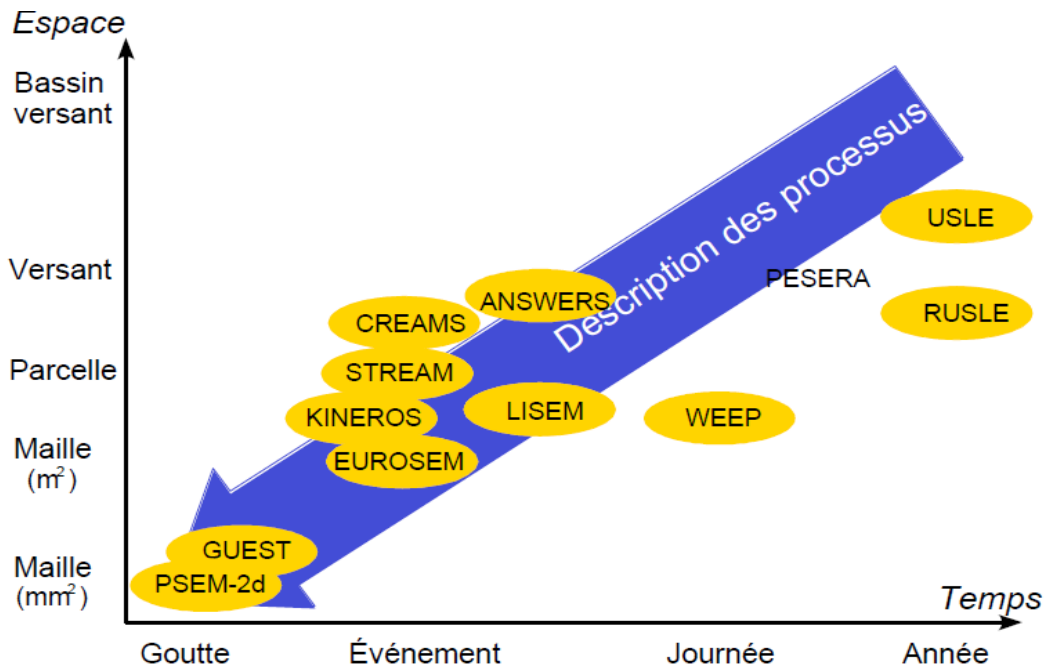


Figure 8. Relation entre échelles de temps et d'espace dans la modélisation de l'érosion (Le Bissonnais, 2008).

1.5.5. L'utilité de la télédétection pour le suivi et la cartographie de l'érosion

Les problématiques environnementales ont stimulé l'utilisation de la télédétection, qui a été utilisée dans les études ayant trait à l'érosion des sols à travers la photo-interprétation. Mais à partir du lancement du satellite Landsat 1, l'imagerie satellitaire est devenue de plus en plus disponible pour la communauté des chercheurs (Vrieling, 2006). Elle permet de caractériser les manifestations de l'érosion, de cartographier les risques érosifs et d'identifier de façon précise les formes d'érosion, leur dynamique, leur évolution et leur prévision surtout pour les formes linéaires. Cette reconnaissance est possible sur des gammes très larges de temps et d'espace (de la parcelle au versant pouvant atteindre plusieurs milliers de km²). Elle représente la méthode de régionalisation et de mise à jour la plus rapide et la moins coûteuse, même si la qualité d'identification diminue généralement lorsque la surface étudiée augmente (Benslimane, 2013).

Les images satellites et les photographies aériennes restent une source d'information privilégiée pour suivre l'évolution d'un phénomène dynamique tel que : la désertification, l'érosion et la détection des incendies de forêts.

1.5.6. L'utilité des systèmes d'information géographique (SIG) dans la modélisation de l'érosion

Un système d'information géographique (SIG) est un ensemble de sous-systèmes permettant d'acquérir, de stocker, de représenter, d'analyser, d'afficher, de générer et de dialoguer avec l'utilisateur (Chakhar, 2006). Durant ces dernières années, plusieurs études ont mis en évidence l'intérêt tout particulier d'un Système d'Information Géographique (S.I.G) en tant qu'outil informatisé dédié à la gestion de l'information géographique (Figure 9) dans le suivi et la quantification de l'érosion hydrique (Mokhtari, 2017).

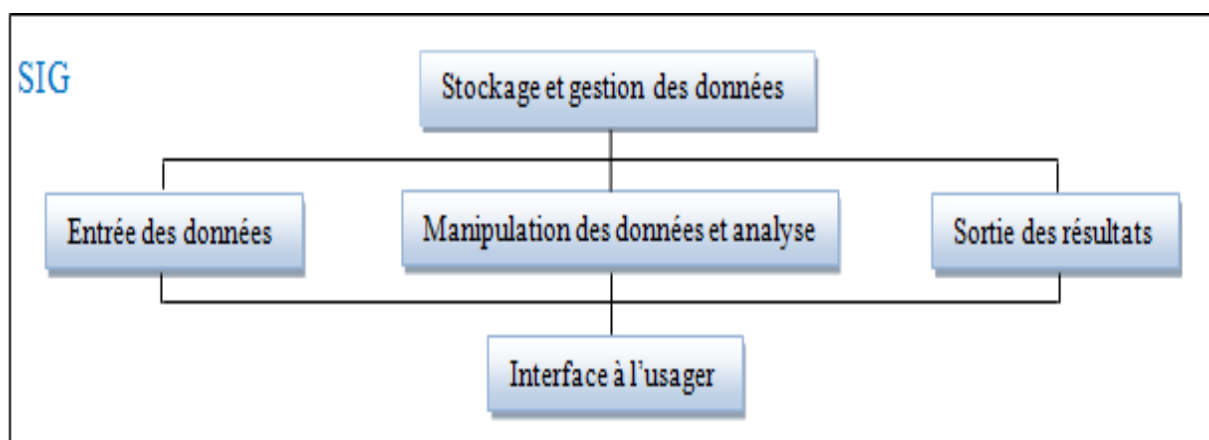


Figure 9. Structure du SIG (Malczewski, 1999 : in Chakhar, 2006).

Le SIG constitue à la fois le support d'une modélisation hydrologique et d'une cartographie des résultats et par conséquent il est considéré comme étant un outil de prise de décision par excellence dans le domaine de la gestion des risques liés à l'érosion (Guidoum, 2017).

1.6. L'ampleur du problème d'érosion hydrique et de transport solide en Algérie

En Algérie, l'érosion est un problème majeur, son intensité varie d'une zone à l'autre, elle devient, en effet, dangereuse dès qu'elle dépasse le seuil tolérable. Elle a été reconnue comme un problème environnemental dans les années 1930 par les colons et les agronomes (Aubert, 1986). Le taux d'érosion spécifique atteint en Algérie, les valeurs les plus élevées d'Afrique du Nord, il dépasse 2000 t/km²/an sur la plupart des bassins versants de l'Atlas Tellien. Ce taux 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).

Les bassins versants du Tell algérien dominés par un climat semi-aride sont caractérisés par une pluviométrie saisonnière et interannuelle irrégulière. Cette irrégularité a un impact direct sur l'action érosive et notamment sur le transport solide en suspension. L'érosion touche 45% des zones telliennes soit 12 millions d'hectares (Chebbani *et al.*, 1999). Les terres à fortes pentes sont les plus touchées (Touaibia *et al.*, 2010).

L'érosion hydrique affecte 28 % des terres de l'Algérie du Nord (Touaibia *et al.*, 2010), particulièrement dans les zones montagneuses où sont implantés plus de 90% des barrages et où se concentrent environ 20 millions d'habitants (Mazour et Roose, 2002). La partie ouest de l'Algérie est la plus érodée, où l'érosion touche 47 % de l'ensemble des terres, suivie du Centre (27%) et de l'Est (26%), (Achite Met *et al.*, 2006).

Selon Demmak (1989), plus de 120 millions de tonnes de sédiments sont rejetées en mer chaque année réduisant la durée de vie des barrages.

L'érosion par ravinement est la forme d'érosion la plus grave en Algérie, elle peut représenter à elle seule plus de 50 % de l'apport solide annuel (Touaibia *et al.*, 2010 ; Guidoum, 2017).

D'après Lekfir *et al.*, (2006), 40.000 ha de sols cultivables sont perdus chaque année. Environ 85% de ces sols, soit 6 millions d'hectares, sont situés dans les zones les plus sensibles à l'érosion, (Chebbani *et al.*, 1999).

Les concentrations des sédiments sont très élevées suivant les cours d'eau, et l'importance des crues. Elles varient de 50 à 150 g/l et peuvent atteindre ou même dépasser les 500 voire 600 g/l (Remini W., Remini B., 2003).

L'ampleur de l'érosion hydrique en Algérie a suscité l'intérêt d'un grand nombre de chercheurs qui ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes de ce phénomène et de quantifier les volumes des sédiments transportés et déposés dans les retenues des barrages. Ces travaux (Tableau 2) constituent une référence incontournable et présentent des informations significatives sur l'érosion des bassins versants algériens et les flux des matières transportées par les réseaux hydrographiques drainant ces bassins.

Tableau 2. Quelques travaux sur l'érosion et le transport solide en Algérie

Référence	Oued/Bassin	Période	Contribution
Lekfir <i>et al.</i> , 2006	B. Beni Amrane (AlgérieNW)	1972, 1986-1989	Estimation des flux de matières en suspension au niveau d'un barrage basée sur la logique floue.
Berkane, Yahiaou, 2007	Aurès : O. El Arab, EL Haiet EL AbioD (Algérie NE)	2001-2003	Etude in situ (parcelle expérimentale) et quantification de l'érosion hydrique potentielle.
Fandi <i>et al.</i> , 2009	O. Sikkak (Algérie NW)	1972-1989	Analyse du phénomène des exportations de matières solides en suspensions et estimation de l'envasement.
Khanchoul <i>et al.</i> , 2009	O. Mellah (Algérie NE)	1975-1999	Modélisation statistique du transport solide en suspension.
Louamri, 2010	Bouhamdane (Algérie NE)	1968-1987 1991-2005	Quantification des transports solides en suspension et de l'envasement
Touaibia B, 2010	Algérie septentrionale	-	synthèse des résultats obtenus dans le contexte algérien en zone semi-aride, sur le phénomène érosifs
Benchaiba et Gaagai, 2012	O. Bouhamdane (Algérie NE)	1970-1987	Analyse du phénomène des exportations de matières solides en suspension et quantification du flux des sédiments susceptibles de se déposer dans le barrage
Hasbaia <i>et al.</i> , 2012	O. Elham (Algérie Centre)	1968-1989	Evaluation du flux annuel des matières en suspension
Khanchoul <i>et al.</i> , 2012	Cherf (Algérie NE)	1975-1994	Evaluation du transport solide en suspension en utilisant un modèle régressif de type puissance
Meddi, 2013.	(Algérie centre et NW)	1930-2007	Etude comparative de l'évolution temporelle des précipitations, de la charge solide et de l'indice d'érosivité de Fournier modifié.
Mostephaoui <i>et al.</i> , 2013	El Hamel: Boussaâda (Algérie Centre)	-	Cartographie des zones à risques d'érosion par SIG onservant du modèle USLE
Salhi <i>et al.</i> , 2013	Algérois, Hodna, Soummam (Algérie centre)	-	Prédiction de l'érosion spécifique par les réseaux de neurones et la régression multiple
Ramoul <i>et al.</i> , 2014	O. El Klab (Algérie NE)	-	Cartographie la sensibilité multifactorielle à l'érosion hydrique en basant sur la télédétection et le SIG

1.7. La lutte contre l'érosion des sols en milieu semi-aride

L'érosion étant un phénomène naturel, il n'est pas souhaitable, ni même possible, de l'enrayer totalement, mais il convient plutôt de la limiter à un niveau tolérable. L'analyse historique des stratégies de lutte antiérosive montre que l'homme a manifesté depuis des millénaires sa capacité d'adaptation aux changements de situations écologiques et humaines, c'est-à-dire aux crises d'érosion (Roose, 1994).

Dans les années 1940 apparait la lutte antiérosive sur le bassin méditerranéen où différentes techniques ont été développées par les populations en fonction de leurs besoins et de la disponibilité des moyens et qui ont été utilisées au fil du temps afin de conserver les sols contre l'érosion et mobiliser les eaux du ruissellement.

L'aménagement en banquettes antiérosives apparaît comme le plus répandu dans différents pays des zones semi-arides. Ayant abouti souvent à des échecs surtout en Algérie tel que l'exemple des banquettes réalisées sur plus de 66 000 Ha de terre cultivées plus précisément sur des marnes et des argiles sont dans un état de dégradation très avancée (Arabi, 2004).

Plus récemment, devant l'accélération de la croissance démographique et le changement socio-économique des dernières décennies, une nouvelle crise d'érosion se dessine dont les causes varient selon qu'on analyse une région de grande culture, une région semi-aride où l'agriculture et le pastoralisme présentent un caractère extensif (dégradation du couvert végétal et de la matière organique du sol) ou une zone de montagne densément peuplée (intensification de l'exploitation sans apport équilibré de nutriments).

La lutte antiérosive peut s'organiser à partir de la couverture du sol (orientation des résidus de cultures, gestion des adventices, plantes de couverture au moment de la plantation, rotation avec la céréaliculture), de la gestion des eaux de surface (augmenter la rugosité du terrain, réduire la longueur des pentes par des lignes de résidus, bandes enherbées ou haies vives et pistes empierrées en contre pente), de la limitation du tassement du sol (réduction du travail du sol et des passages des ouvriers) et du drainage souterrain des bas de pentes (Boughalem, 2013).

Au-delà des mesures agronomiques qui peuvent efficacement réduire les problèmes d'érosion, certains aménagements (Figure 10) sont parfois nécessaires pour empêcher

l'érosion en cas de fortes pluies. Ces aménagements sont le plus souvent des dispositifs paysagers qui permettent, quand ils sont bien implantés et en fonction du type d'aménagement retenu, de limiter les volumes de ruissellement et la concentration des eaux, et de mieux maîtriser l'écoulement des eaux à l'échelle du bassin versant.

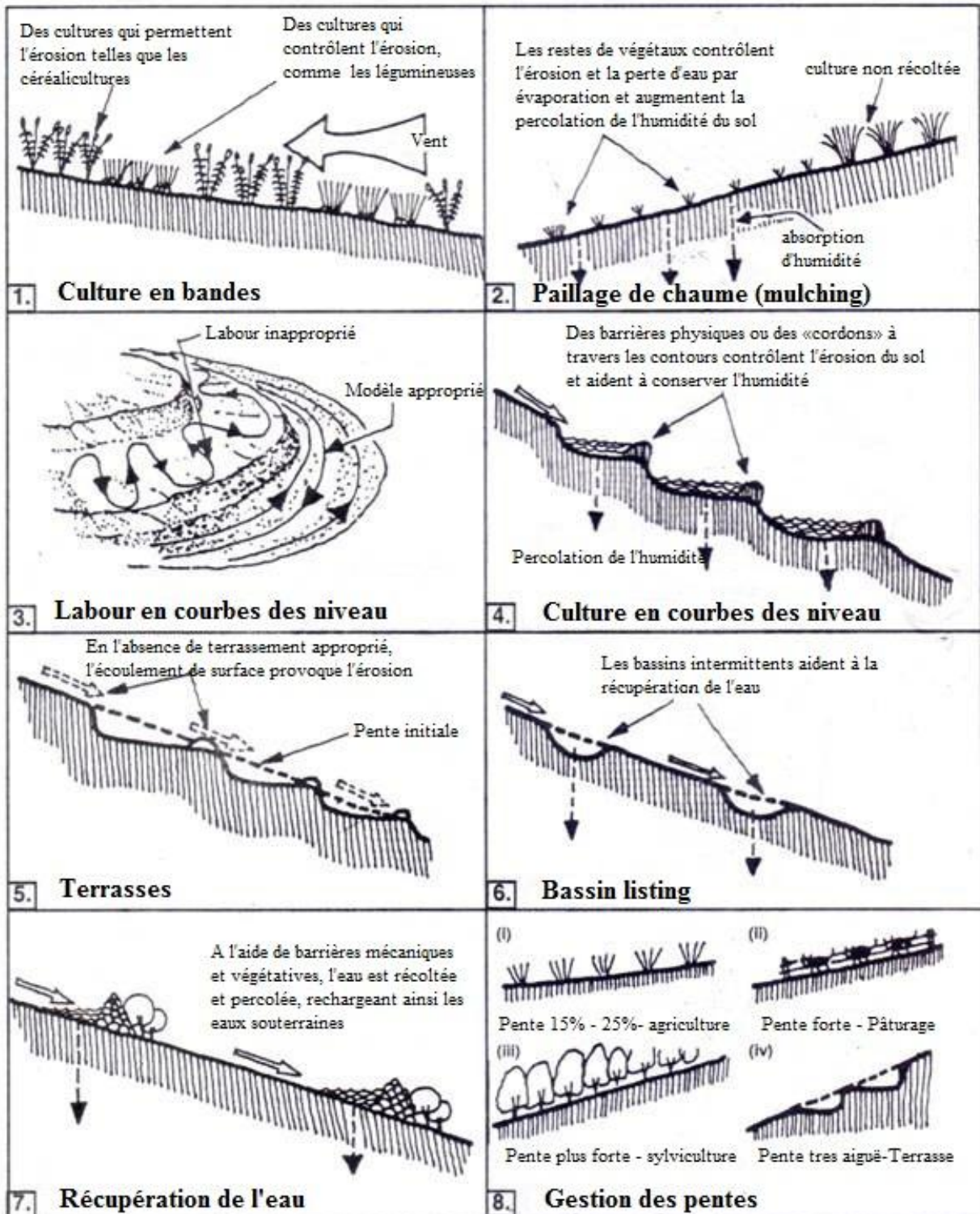


Figure 10. Quelques mesures de lutte antiérosive (Élaboration personnelle).

1.8. Conséquences de l'érosion hydrique

Les principaux effets de l'érosion hydrique sont les suivants :

- Perte de sol ; l'ablation de la couche supérieure et la plus fertile du sol par l'érosion. En raison de la formation de ravines et de ravins, de précieuses terres agricoles sont perdues.
- Baisse de la teneur du sol en matière organique et en autres nutriments, qui engendre, par conséquent, un appauvrissement de la structure du sol.
- Déclin de la capacité du sol ; la capacité de la terre à fournir de l'humidité pour la croissance des plantes est réduite et l'activité bénéfique des micro-organismes diminue. En raison de ces mauvais effets, les rendements sont réduits.
- Dépôts de sables et de graviers sur les terres agricoles ; les cultures sont endommagées à cause des tempêtes de sable.
- Inondation des cours d'eau ; en raison de la déforestation et d'autres activités destructrices, l'érosion des sols entraîne l'ensablement des cours d'eau et des réservoirs.
- Envasement précoce des barrages en exploitation.

Conclusion

Ce premier chapitre nous a permis, à partir d'une synthèse bibliographique, de recenser les différents processus de l'érosion hydrique et du transport solide.

Au travers de l'étude bibliographique, nous avons pu nous rendre compte des difficultés pour mesurer et évaluer les flux de sédiments transitant à l'exutoire des bassins versants.

Il apparaît en effet que l'estimation de l'érosion n'est pas une tâche facile du fait de la variabilité spatiale et temporelle de manifestations des processus hydrologiques et érosifs qui est liée en partie à la variabilité des différents facteurs qui régissent ces processus; à savoir principalement le climat, la topographie, le couvert végétal, la lithologie et les activités anthropiques. Ces facteurs feront l'objet d'une analyse détaillée dans le chapitre suivant du travail.

Chapitre 2

Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Chapitre 2. Contexte physique et géographique de la zone d'étude

Introduction

Le bassin versant est un objet complexe dont l'ensemble des caractéristiques (physiographiques, géologiques, géométriques, humaines, etc.) influencent fortement sa réponse hydrologique. Ces caractéristiques, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques.

Les observations sur le terrain, la confrontation de divers documents et les différentes mesures nous seront utiles pour déterminer toute l'ampleur et l'accélération des processus de l'érosion à travers le bassin versant choisi.

C'est dans ce contexte que s'inscrit ce deuxième chapitre qui est consacré à l'analyse des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Mellègue afin de préciser comment les différents facteurs (la topographie et la morphologie du bassin, la lithologie, la végétation, etc.) interfèrent dans la genèse de l'écoulement.

Le bassin versant de l'Oued Mellègue a été choisi comme site d'étude pour la diversité des données qui y sont disponibles, et malgré le manque d'études sur ce bassin. Après avoir fait une revue de littérature des méthodes d'études existantes, les méthodes les plus adaptées seront appliquées à cette zone.

2.1. Aperçu géographique

2.1.1. Le grand bassin de Medjerda-Mellègue

Situé aux confins Algéro-Tunisiens, le grand bassin de Medjerda-Mellègue, se compose de deux grands cours d'eau, le Mellègue au Sud et la Medjerda au Nord, dont la confluence s'effectue en territoire tunisien, à une quarantaine de km de la frontière (au Nord-Est de Jendouba). D'une superficie de 7847 km², dans sa partie algérienne, le bassin appartient à l'unité hydrographique du Constantinois-Seybouse-Mellègue, il est limité au Nord par le bassin des Côtiers Constantinois et à l'Est par la Tunisie, à l'Ouest par les bassins de la Seybouse et des Hauts Plateaux Constantinois et au Sud par le bassin du Sahara (Figure 11).

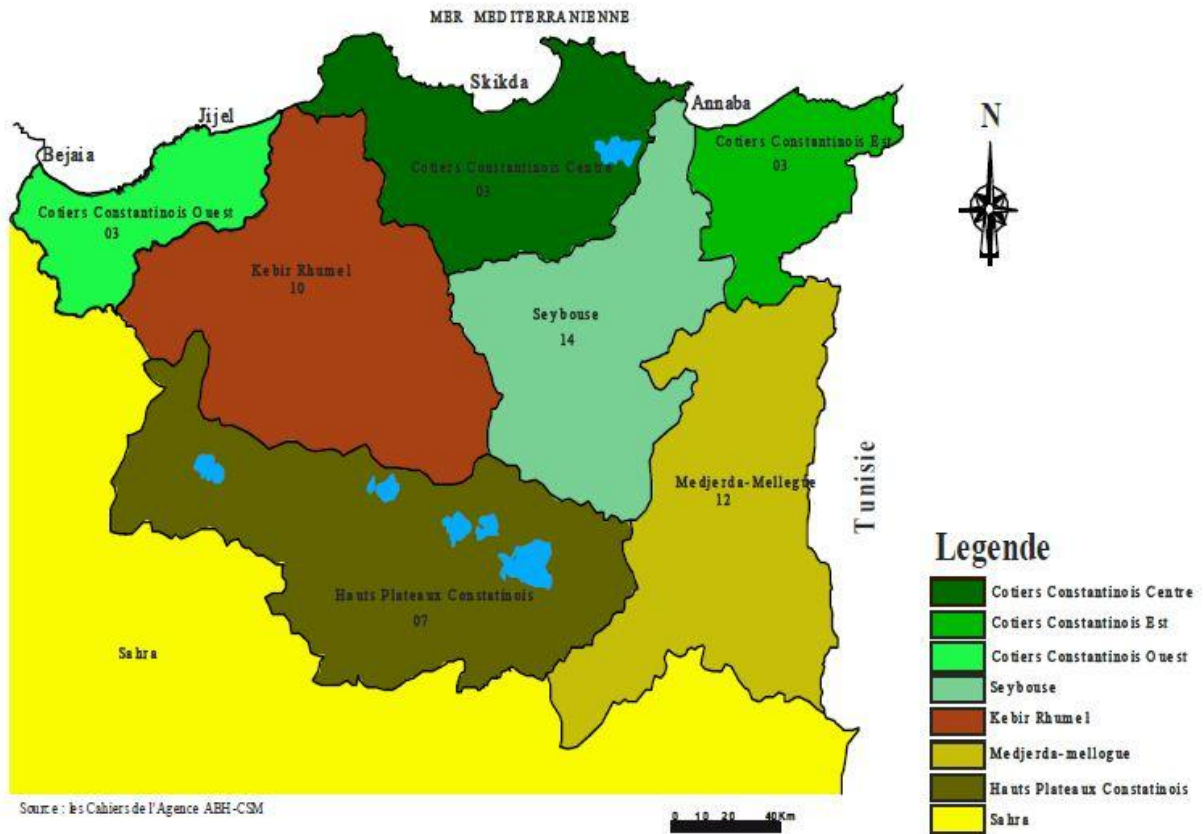


Figure 11. La région hydrographique du Constantinois-Seybouse-Mellègue (d'après ABH-CSM)

Le grand bassin de Medjerda-Mellègue comprend, dans sa partie algérienne, cinq sous-bassins versants (Figure 12) : le sous-bassin de l'Oued Medjerda, le sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont, le sous-bassin de l'Oued Meskiana, le sous-bassin de l'Oued Chabro et le sous-bassin de l'Oued Mellègue Aval.

Dans notre étude nous nous intéressons au bassin versant de Mellègue, seul le sous-bassin de l'Oued Mellègue Aval qui sera négligé du fait du manque de données.

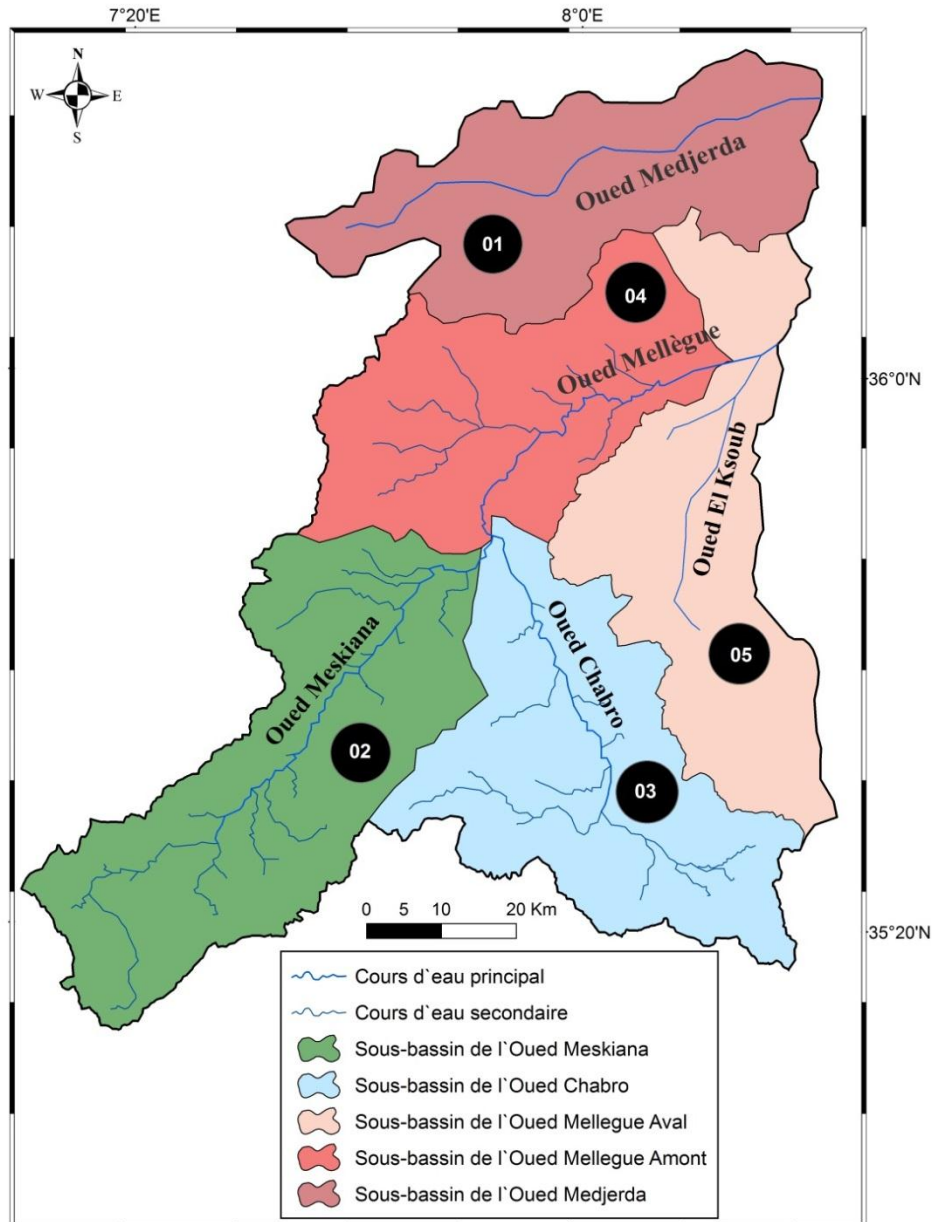


Figure 12. Le bassin de Medjerda-Mellègue

2.1.2. Le bassin d'étude

Le bassin versant de Mellègue qui fait partie du grand bassin de Medjerda-Mellègue, se localise au Nord-Est du territoire Algérien, à mi-chemin entre la mer Méditerranée et le Sahara. L'Oued Mellègue, d'orientation Sud-Ouest puis Nord-Est, possède un bassin beaucoup plus vaste que celui de l'Oued Medjerda. Il totalise une superficie de 4575 km² pour un périmètre de 615 km à la station de jaugeage Ouenza, s'étend sur 38 communes et 4 wilayas en Algérie entre 35° 11' et 36° 08' de latitude Nord, et entre 7° 12' et 8° 20' de longitude Est.

Le bassin d'étude est limité au Nord par le sous-bassin de l'Oued Medjerda, à l'Est par le sous-bassin de l'Oued Mellègue Aval et la Tunisie, à l'Ouest par le bassin de Seybouse et des Hauts Plateaux Constantinois et au Sud par le bassin du Sahara. Il est formé dans sa partie supérieure par deux branches, l'Oued Meskiana qui naît dans les Hautes Plaines (issu d'un exutoire du chott Esbikha, perché à 1 065 m d'altitude) bordant le piémont septentrional de Nememcha, et l'Oued Chabro, dans le flanc Nord des monts de Tébessa (Figure 13).

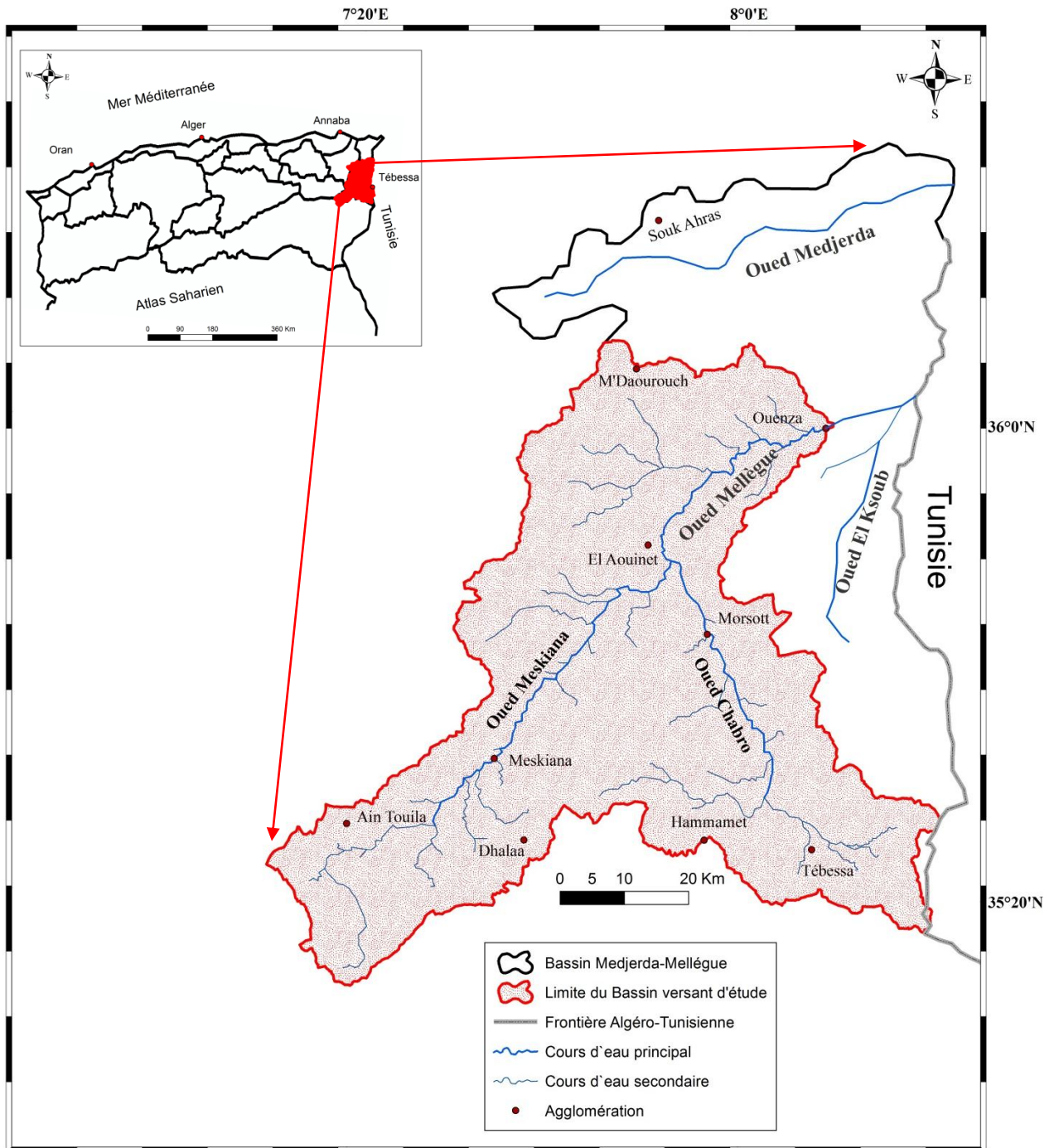


Figure 13. Situation géographique de la zone d'étude

Le bassin versant de Mellègue appartient au domaine sub-saharien, qui bénéficie d'un climat semi-aride à faibles précipitations et par conséquent le développement du couvert végétal est limité.

2.2. Caractéristiques du relief

2.2.1. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique a été extrait principalement du modèle numérique d'élévation (MNE). Après extraction des thalwegs et délimitation des bassins versants, ils ont été classés en se basant sur la méthode de Strahler.

Dans notre étude, le modèle numérique d'élévation en format SRTM (Shuttle Radar Topography Mission ou images satellitaires optique et radar), a été utilisé comme source de donnée numérique pour la création d'un modèle numérique d'élévation MNE. Les données en format SRTM sont importées dans un SIG afin de les caller et les interpoler avec un maillage voulu. A partir de l'échantillon des points relevé de deux cartes topographiques (1/50000) couvrant la région d'étude, le modèle numérique a été appelé afin d'avoir une précision maximale.

Afin de délimiter le bassin et les sous bassins drainés par les différents cours d'eau existants deux modèles hydrologiques intégrés dans un SIG ont été utilisés dans le cadre de notre étude :

- Watershed Modeling System (WMS) qui permet de délimiter les lignes de partage entre les bassins et de déterminer les différentes caractéristiques morpho-métriques.
- ArcMap 10 (ArcGIS) qui est un outil SIG qui a permis de diviser le grand bassin d'étude en sous bassins versants selon les caractéristiques physiques et l'état de surface.

Le bassin d'étude est divisé en trois sous-bassins dont deux sont contrôlés par des stations hydrométriques. La carte du réseau hydrographique, présentée dans la figure 14, montre l'organisation du réseau hydrographique selon l'ordre des cours d'eau. La classification des cours d'eau a permis de distinguer huit ordres.

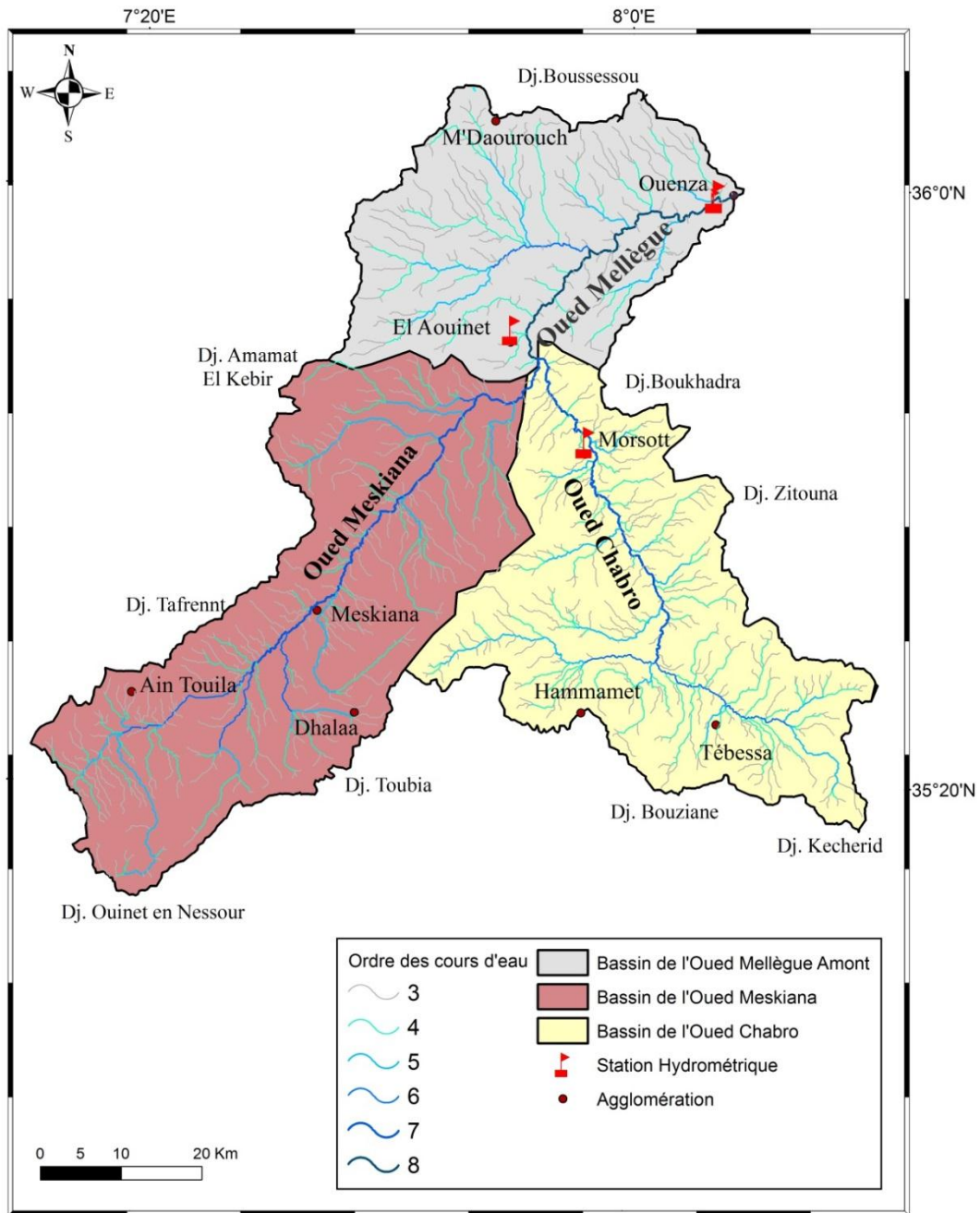


Figure 14. Carte du réseau hydrographique de la zone d'étude

L'Oued Mellègue, d'orientation Sud-Nord puis Est-Ouest, résulte par la jonction de deux Oueds : Oued Chabro et Oued Meskiana. Il est formé dans sa partie supérieure par deux branches, l'Oued Meskiana qui naît dans les Hautes Plaines (issu d'un exutoire du Chott Esbikha, perché à 1 065 m d'altitude) bordant le piémont septentrional de Nememcha, et l'Oued Chabro, dans le flanc Nord des monts de Tébessa.

Au Sud-Ouest, le sous-bassin de l'Oued Meskiana d'une superficie de 1845 km². Cet Oued, en provenance de la région de Khenchela, présente des lacs salés dans sa partie amont. L'Oued Meskiana est considéré comme un collecteur des eaux de ruissellement qui affluent sur ses deux rives. Sur la rive droite, les principaux affluents (temporaires) prenant naissance à partir des montagnes et se déversant dans l'Oued Meskiana sont : l'Oued Rbâa, l'Oued Hmadjra, l'Oued Smar El Houd et l'Oued Mallah. Sur la rive gauche, on compte l'Oued Djidida et l'Oued Ain Sedjra.

Au Sud-Est, le sous-bassin de l'Oued Chabro d'une superficie de 1560 km². Cet Oued prend sa source dans la région de Tébessa. L'Oued Chabro et l'Oued Meskiana se rejoignent légèrement en amont d'El Aouinet pour former l'Oued Mellègue.

Au Nord, le sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont, drainé par l'Oued Mellègue d'une superficie de 1170 km² et qui recueille les eaux des Oueds Meskiana et Chabro.

2.2.2. Altimétrie

Le développement de techniques modernes d'acquisition et de mise en disposition d'information digitales a rendu possible la représentation de la topographie du milieu par le biais du modèle numérique d'élévation (DEM) et de terrain (MNT) en s'appuyant sur les données satellitaires. Ces informations servent de plus en plus à la description des caractéristiques physiques des bassins versants et à la cartographie numérique.

La topographie d'un bassin versant est le résultat de la compétition entre des processus diffusifs d'érosion de versant, qui tendent à lisser le relief, et de processus d'incision et de transport fluvial adventif, qui génèrent au contraire des modifications abruptes et localisées de la topographie (Simpson, 2003). L'efficacité relative de ces deux processus contrôle l'initiation de la chenalisation et la topographie du bassin et donc la fourniture sédimentaire.

La carte d'altitudes du bassin versant de l'Oued Mellègue (Figure 15) a été obtenue suite au traitement du modèle numérique d'élévation et des cartes topographiques de 1/50 000 qui couvrent notre zone d'étude en utilisant le logiciel Arc GIS.

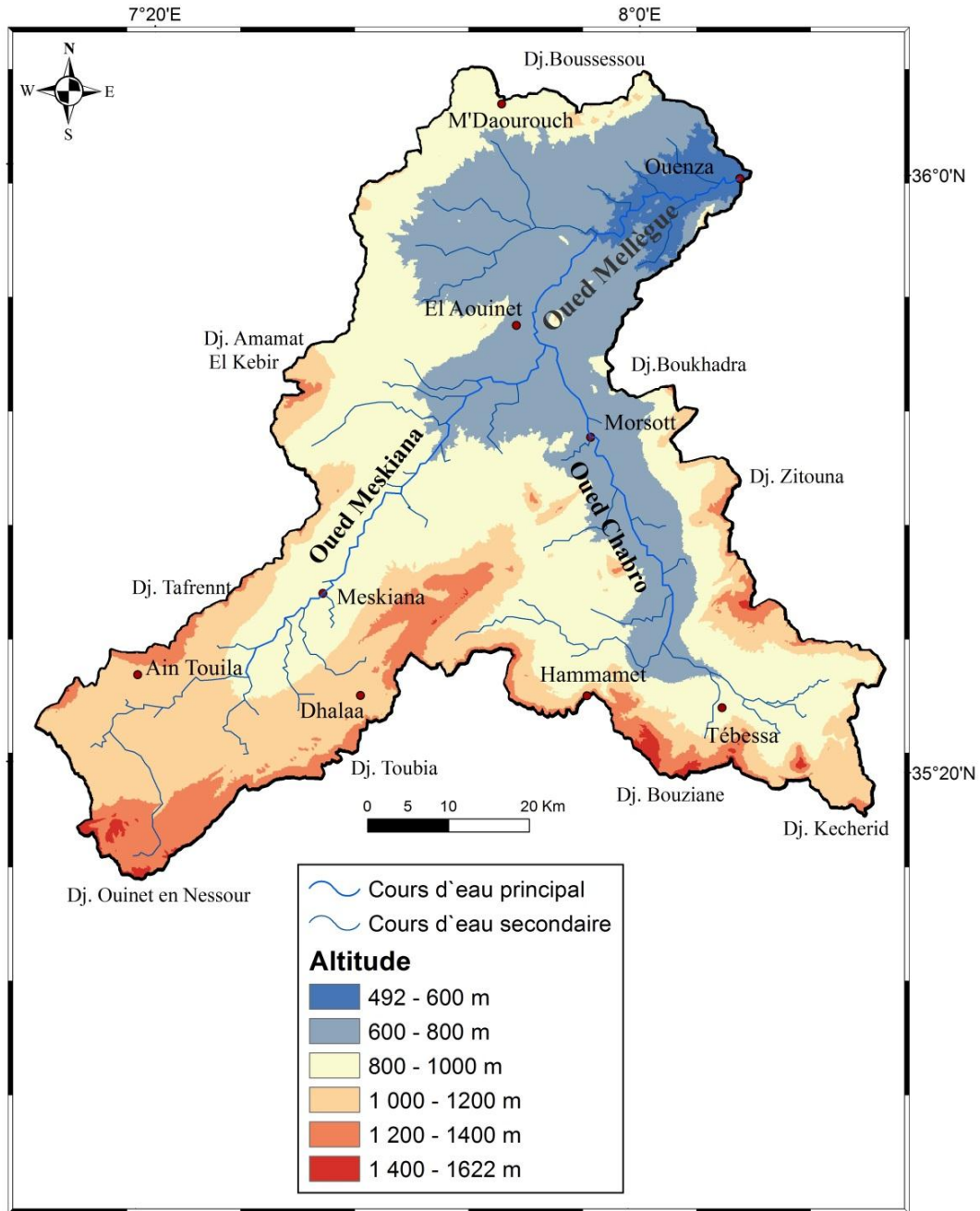


Figure 15. Carte topographique du bassin de l'oued Mellègue.

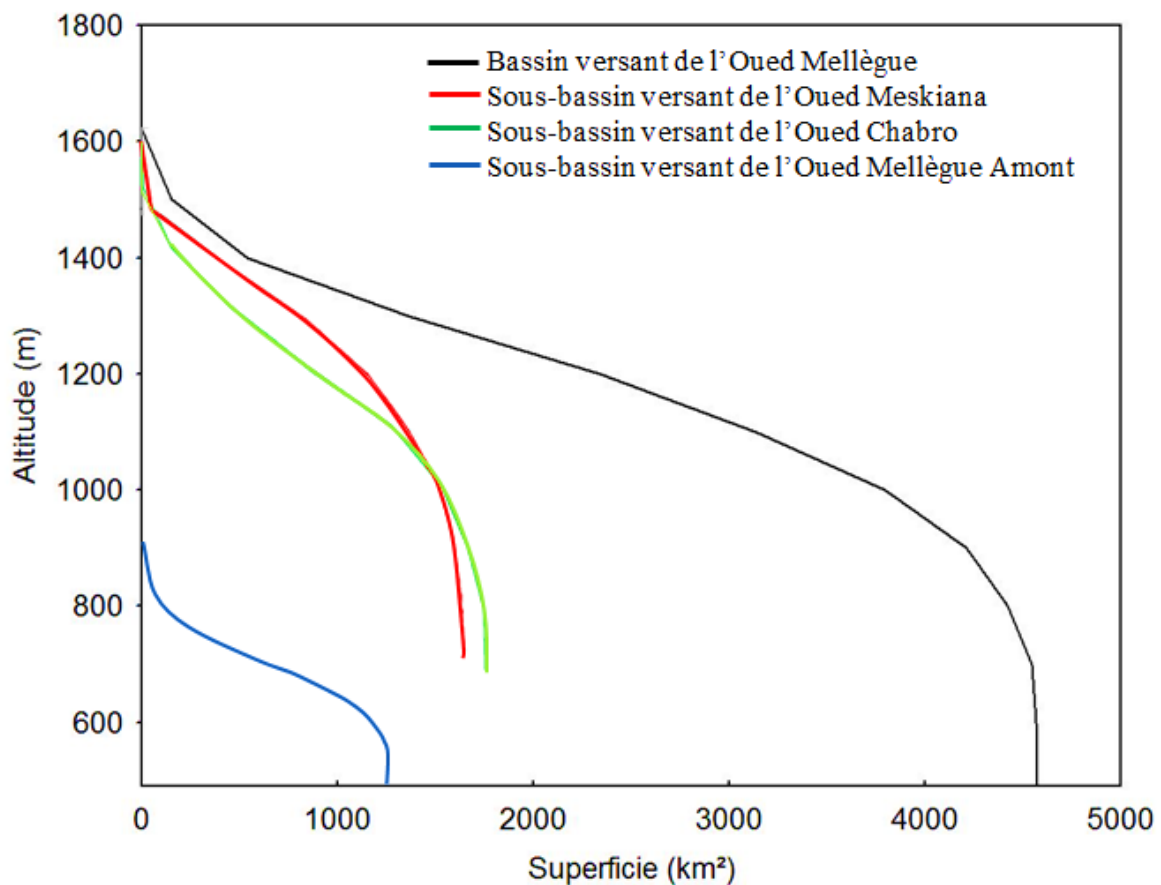
Les sous-bassins versants de Meskiana et de Chabro présentent un relief montagneux à l'amont. On enregistre ainsi les altitudes moyennes les plus élevées pour ces deux sous-bassins du Sud (1 017 m et 934 m respectivement ; altitude maximale comprise entre 1582 et 1622 m), tandis que le sous-bassin de Mellègue a une altitude moyenne de 708 m (voir Tableau 3).

Tableau 3. Récapitulatif des altitudes par sous-bassin versant

Sous bassin versant	Altitudes		
	Moyenne	Minimum	Maximum
Oued Mellègue Amont	708	492	924
Oued Mesikana	1017	681	1582
Oued Chabro	934	657	1622
Bassin versant total	916	492	1622

2.2.3. Courbes hypsométriques

La description détaillée de l'élévation d'un bassin est donnée par les courbes hypsométriques, et à partir de celles-ci, on peut déterminer les caractéristiques de relief. Les courbes hypsométriques des bassins versants des Oueds Chabro, Meskiana et Mellègue sont présentées en figure 16. Elles ont été tracées à partir des données du MNE et représentent la répartition du bassin versant en fonction de son altitude.

**Figure 16.** Courbes hypsométriques du bassin de l'Oued Mellègue

L'analyse des différents stades de l'évolution du relief est déterminée à partir de la courbe hypsométrique et de l'indice hypsométrique (IH). Ce dernier permet de calculer la masse actuelle du relief qui n'est pas encore consommée par l'érosion. L'indice hypsométrique est défini à partir de la formule de Pike et Wilson (1971) :

$$IH = [(H_{moy} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})] \times 100$$

Où ; H_{moy} , H_{max} et H_{min} sont respectivement l'altitude moyenne, l'altitude maximale et l'altitude minimale.

L'indice hypsométrique du bassin versant de Mellègue est de 38%. Il oscille entre 29%, 37% et 50% au niveau des sous-bassins de l'Oued Chabro, l'Oued Meskiana et l'Oued Mellègue Amont respectivement.

A travers ces valeurs, on peut dire que le bassin versant de Mellègue ainsi que les deux sous-bassins versants de l'Oued Meskiana et l'Oued Mellègue Amont correspondent à un stade de mi-maturité avec une vallée développée et un volume montagneux encore conséquent. Par contre, le sous-bassin de l'Oued Chabro se trouve dans un stade de fin-maturité avec une dominance de la plaine et existence de reliefs résiduels.

2.2.4. Profil en long

La Figure 17 présente les profils en long de l'Oued Mellègue et ses affluents. Ainsi on constate que :

- L'Oued Chabro présente un profil très raide à l'amont du bassin versant avec une pente de l'ordre de 20/1000. Il s'agit d'une zone potentielle d'érosion sédimentaire, mais l'aplanissement du profil vers l'aval (2/1000) apporte des conditions favorables à la sédimentation des matériaux solides emportés.
- Le profil en long de l'Oued Meskiana est plus homogène, avec une pente moyenne de l'ordre de 4/1000.

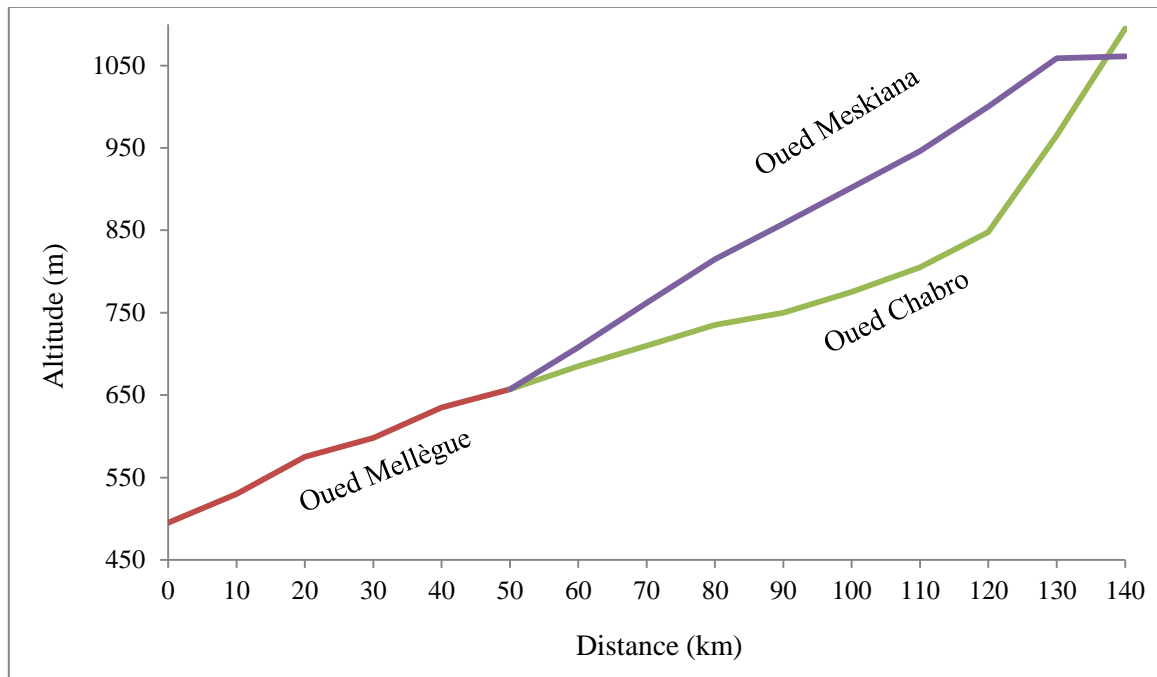


Figure 17. Profil en long du bassin versant de l'Oued Mellègue

2.3. Paramètres morphométriques

La morphométrie d'un bassin versant régie d'une manière directe l'aptitude aux écoulements face aux sollicitations pluviométriques ; c'est de cette réponse hydrologique du bassin que dépendront ensuite les actions d'aménagement à préconiser. Il est donc impératif de déterminer avec précision les caractéristiques morphométriques du bassin de l'Oued Mellègue (Tableau 4).

Tableau 4. Quelques paramètres morphométriques du bassin versant de l'Oued Mellègue

Paramètres	Unité	Valeur
Superficie	Km ²	4575
Périmètre	km	615
Densité de drainage	Km ⁻¹	1,22
Indice de compacité	-	2,94
Longueur du rectangle équivalent	m	285,5
Indice global de pente	m/km	2,6
Coefficient de torrentialité	-	1,05
Dénivelée spécifique	m	176

2.3.1. Indice de compacité de Gravelius

L'indice de compacité ou l'indice de Gravelius est un indice morphologique qui permet de caractériser le milieu et de comparer les bassins versants entre eux. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. La formule qui permet de déterminer ce paramètre est la suivante :

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot S}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}}$$

Avec : Kc : coefficient de compacité (ou indice de Gravelius)

P : périmètre du bassin versant (km)

S : superficie du bassin versant (km²)

Cet indice est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. Les formes circulaires de bassin versant favorisent la concentration rapide des eaux et augmentent les débits de pointes à l'exutoire du bassin versant.

Pour le bassin versant de Mellègue, l'indice de compacité de Gravelius « Kc » est de 2,94. Cette valeur montre que le bassin versant de l'Oued Mellègue est d'une forme allongée.

2.3.2. Rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent permet de comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Il s'agit en fait d'une transformation géométrique dans laquelle le contour du bassin versant devient un rectangle de même périmètre, les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés du rectangle et l'exutoire correspond à un des petits côtés du rectangle (Roche, 1963). Sa longueur est donnée par l'expression :

$$L = \frac{Kc\sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc}\right)^2} \right]$$

Avec : L : longueur du rectangle équivalent (km)

S : superficie du bassin versant (km²)

Kc : indice de compacité de Gravelius

Le rectangle équivalent du bassin d'étude a pour longueur 285,5 km.

2.3.3. Densité de drainage

La densité de drainage d'un bassin versant, introduite par Horton, est définie comme le rapport entre la longueur des canaux d'écoulement et la superficie du bassin versant, elle est exprimée en km/km² par la formule suivante :

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S}$$

Avec : Dd : densité de drainage (km/km²)

L_i : longueur des oueds (km)

S : superficie du bassin versant (km²)

L'ensemble du réseau de drainage du bassin versant de Mellègue a une longueur totale de 5582 km. La densité de drainage du bassin versant de Mellègue est de 1,22 km/km². Cette valeur reflète une érosion modérée dans un milieu géologique semi perméable.

2.3.4. Coefficient de torrentialité

Le coefficient de torrentialité (Ct) reflète le ruissellement et la concentration des eaux de pluie sur les versants du bassin versant, il s'exprime comme suit :

$$Ct = \frac{N_i}{S} \times Dd$$

Avec : Ct : coefficient de torrentialité

N_i : nombre de thalwegs d'ordre 1

S : superficie du bassin versant (km²)

Dd : densité de drainage (km/km²)

Le coefficient de torrentialité de l'Oued Mellègue est égal à 1,05.

2.4. Les indices de pente

2.4.1. Dénivelée 5%-95%

La dénivelée entre H_{5%} et H_{95%} représente en mètres la dénivelée séparant les altitudes ayant 5% et 95% de la superficie du bassin versant au-dessous d'elles.

$$D = H_{5\%} - H_{95\%}$$

Avec : H_{5%} : hauteur ayant 5% de la superficie du bassin versant au-dessous d'elle

H_{95%} : hauteur ayant 95% de la superficie du bassin versant au-dessous d'elle

La dénivelée entre $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ est de 594m pour le bassin de Mellègue.

2.4.2. Indice global de pente

L'indice global de pente caractérisant le relief d'un bassin versant est déterminé par la relation suivante :

$$I_g = \frac{D}{L}$$

Avec : I_g : indice global de pente (m/km)

D : dénivelée 5%-95% (m)

L : longueur du rectangle équivalent (km)

Le bassin versant de l'Oued Mellègue à un indice global de pente égal à 2,6m/km.

2.4.3. Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique s'exprime comme suit :

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

Avec : D_s : dénivelée spécifique (m)

I_g : indice global de pente (m/km)

S: superficie du bassin versant (km²)

La dénivelée spécifique est en théorie indépendante de la superficie du bassin versant.

On distingue plusieurs classes de reliefs en fonction de la dénivelée spécifique :

Classe	Ds
Relief faible	$D_s < 50$ m
Relief modéré	$50 \text{ m} < D_s < 100$ m
Relief fort	$D_s > 100$ m

Source : FAO, 1996

La dénivelée spécifique du bassin d'étude est de 173m, le relief peut donc être qualifié de fort.

2.5. Analyse des pentes

La potentialité et les limites d'utilisation du territoire dépendent dans leur majeure partie de la pente puisqu'elle contribue à la détermination des possibilités d'érosion en relation avec d'autres facteurs de mécanisation des cultures, des modalités d'irrigation, des possibilités de pâturage (Lopez, 1976).

La carte des pentes représentée dans la Figure 18 est établie à partir du modèle numérique d'élévation en utilisant le logiciel Arc GIS.

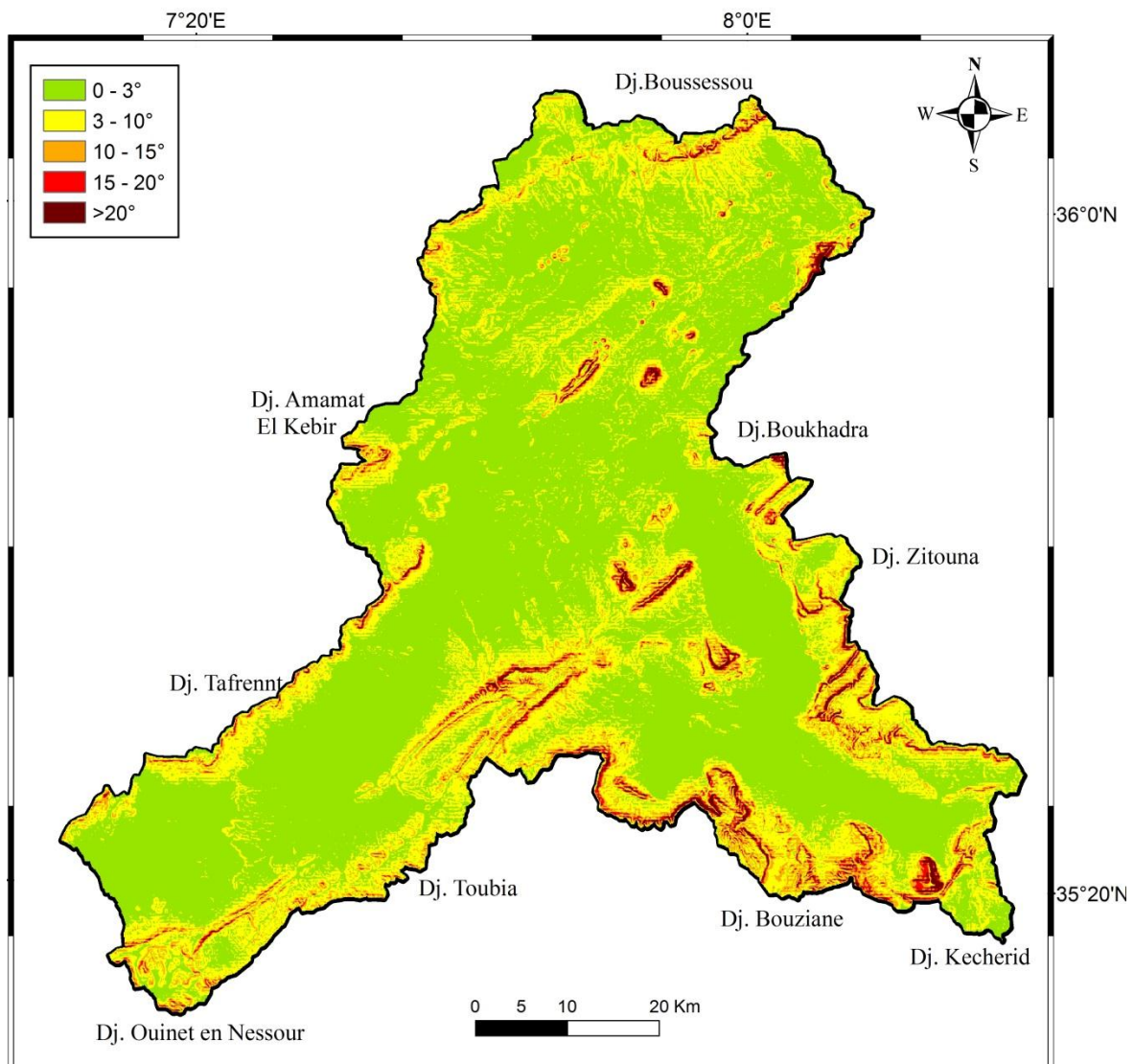


Figure 18. Carte des pentes de la zone d'étude.

A partir de la carte des pentes on peut déduire que le bassin versant de Mellègue est globalement plat, présentant cependant quelques versants très raides situés sur des zones de relief.

Plus de la moitié du bassin de Mellègue (57%) est très faiblement pentu (Tableau 5), ce qui correspond à une zone de plaine bordant le cours d'eau. Les pentes faibles (3 à 10°) occupent la deuxième place du classement avec un taux de 27%, ce qui correspond à une superficie de 1234,4 km². Ces terrains sont relativement stables avec un risque d'érosion faible. Néanmoins, une part plus ou moins importante de la surface totale du bassin d'étude est en pentes modérément fortes à fortes, notamment en limite Est du sous-bassin de Meskiana où les altitudes augmentent.

Les pentes modérément fortes (10 à 15°) représentent 10,4 % de la superficie totale de la région d'étude. Les pentes fortes (15 à 20°) à très fortes (> 20°) occupent une superficie de 255,3 km², ce qui correspond à un taux de 5,6 % de la superficie totale du bassin de Mellègue. Elles sont rencontrées principalement au nord du sous bassin de l'Oued Mellègue Amont et aussi en amont du sous-bassin de l'Oued Chabro, dans des zones montagneuses. Ces terrains présentent donc un risque érosif potentiel.

Tableau 5. Superficie des classes de pentes au niveau du bassin de Mellègue.

Classes de pentes	Superficie	
	Km ²	%
Pentes très faibles (<3°)	2595,63	56,74
Pentes faibles (3 à 10°)	1234,40	26,98
Pentes modérément fortes (10 à 15°)	475,93	10,40
Pentes fortes (15 à 20°)	195,70	4,28
Pentes très fortes (>20°)	59,56	1,30

2.6. Occupation du sol

La végétation joue un rôle important dans la protection du sol, cette relation directe se manifeste par la diminution de l'action érosive des eaux. D'autre part, la végétation dont l'action est assez complexe, intervient d'une façon efficace sur des paramètres climatiques tels que : le bilan hydrique à travers l'évapotranspiration et aussi l'infiltration. Son rôle est encore plus essentiel et important surtout dans les régions de forte déclivité, atténuant la violence des crues de manière que le couvert végétal protège le sol contre l'érosion et limite le transport solide.

La carte d'occupation du sol, a été établie à partir de l'interprétation des images Landsat ETM+ et des images ASTER. L'extraction des informations nécessaires d'une image satellitaire ainsi que l'élaboration des cartes thématiques, exige une série d'opérations. Ces opérations consistent en des corrections radiométrique, atmosphérique et géométrique. Il convient, donc, de noter que l'ensemble de ces opérations de prétraitement et d'analyse des différentes bandes spectrales ont été effectuées à l'aide du logiciel ENVI 5.1 qui a permis une classification du couvert végétal et l'utilisation du sol. La version finale de la carte d'occupation du sol (Figure 19) a fait l'objet de rectifications après des vérifications du terrain.

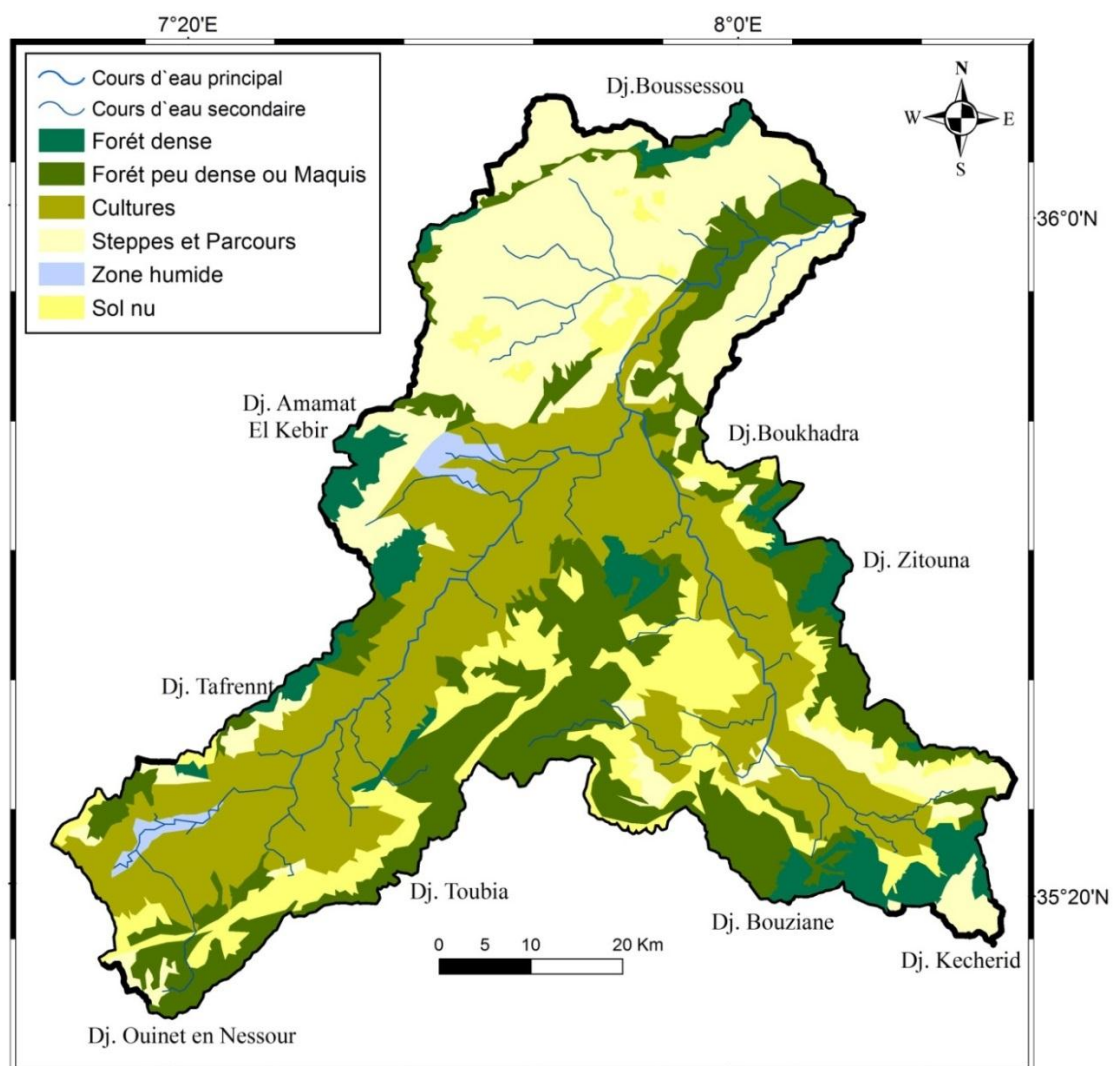


Figure 19. Carte d'occupation du sol du bassin versant de Mellègue.

A partir de la carte d'occupation du sol on peut remarquer que les cultures et les steppes ou parcours sont les deux formations dominantes dans le bassin de l'Oued Mellègue.

Les zones agricoles (cultures) occupent une superficie importante de 1462 km², soit 32% de notre zone d'étude. Dans les plaines, la steppe a disparu depuis des siècles pour donner place aux cultures.

Pour les cultures, on a distingué la céréaliculture (blé et orge) régulière ou occasionnelle et les cultures irriguées (arboriculture et cultures maraîchères) qui s'étendent sur des sols alluvionnaires bordant les cours d'eau principaux des sous-bassins de Meskiana et Chabro, de même que quelques nappes alfatières. Ce type de couvert est suivi par les steppes ou parcours (alfa, romarin, arbustes et épineux) qui se concentrent au Nord du bassin et qui totalisent environ 26% du territoire (1203,3 km²).

Les formations de maquis et de forêt peu dense complètent le cortège des strates dominantes puisqu'elles totalisent une superficie de 1013,5 km², soit 22% de la superficie totale du bassin de Mellègue (Figure 20). Elles se composent de Pin d'Alep, de Genévrier et de Chêne Vert, et se distinguent au Nord-Est du bassin, de même qu'au Sud sur des sols calcaires-marneux.

Finalement, le couvert forestier (forêt dense) représente presque 7% du bassin, ce qui correspond à une superficie de 304 km². La forêt dense est concentrée au niveau des zones à pentes fortes et se compose principalement de Pin d'Alep.

La distinction entre le nord et le sud du bassin versant d'étude est aussi à souligner ; les parcours et steppes (alfa, romarin, arbustes et épineux) couvrent de grandes étendues sur une zone située au nord de la confluence entre les Oueds Meskiana et Chabro. Plus au sud, l'agriculture est très présente et les massifs forestiers, plus ou moins denses, tapissent la plupart des zones de relief. On trouve cependant aussi de grandes surfaces de sols nus ou à végétation rare, souvent de texture argilo-marneuse et parfois même en pente forte (comme au centre de l'Oued Chabro).

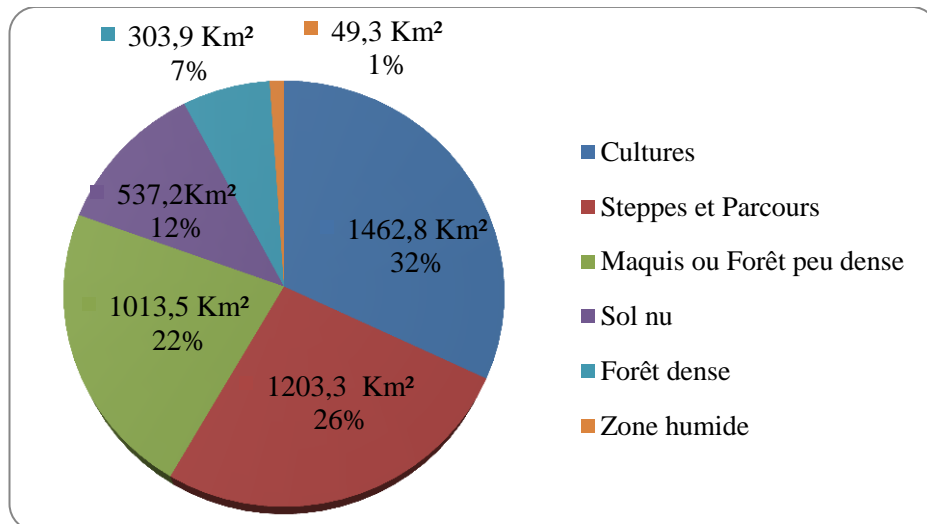


Figure 20. Pourcentage et superficie des classes d'occupation du sol.

2.7. Effet des activités anthropiques sur l'érosion

Les activités anthropiques peuvent favoriser l'érosion des sols et constituent l'un des rares paramètres influençant l'érosion qui est modifiable. Les principales activités humaines qui favorisent l'érosion dans notre bassin d'étude sont :

- Les cultures : les cultures procurent une protection moindre que la végétation naturelle et sont de surcroît souvent temporaires, le labour favorise le départ des particules fines du sol, en particulier lorsqu'il est pratiqué dans le sens de la pente,
- Le pâturage : le pâturage concerne souvent la strate herbacée dont la densité, et donc la protection qu'elle confère au sol, diminue alors. Lorsqu'il y a surpâturage, le sol mis à nu peut être érodé et laisse la place à un horizon moins fertile qui sera d'autant plus difficilement recolonisé par la végétation. Parallèlement, le piétinement du bétail tasse le sol dont la capacité d'infiltration diminue ce qui a pour conséquence d'augmenter le ruissellement et l'érosion linéaire,
- la déforestation : la collecte de bois, l'abattage d'arbres pour fournir en fourrage au bétail ou encore les feux (intentionnels ou non), ont souvent pour conséquence la déforestation des terres. Les communautés végétales qui les remplacent sont souvent plus sensibles au feu et protègent moins les sols,

- les routes et ouvrages d'art : ces infrastructures peuvent avoir pour conséquences de concentrer les eaux et exigent des infrastructures adaptées et un entretien permanent pour éviter l'érosion à leur abords.

2.8. Analyse du sol

Les sols ont été classifiés d'après leur substratum (Figure 21) à partir de la carte pédologique issue de l'étude de faisabilité réalisée par Energo Projekt (2005), des cartes géologiques disponibles sur la zone d'étude.

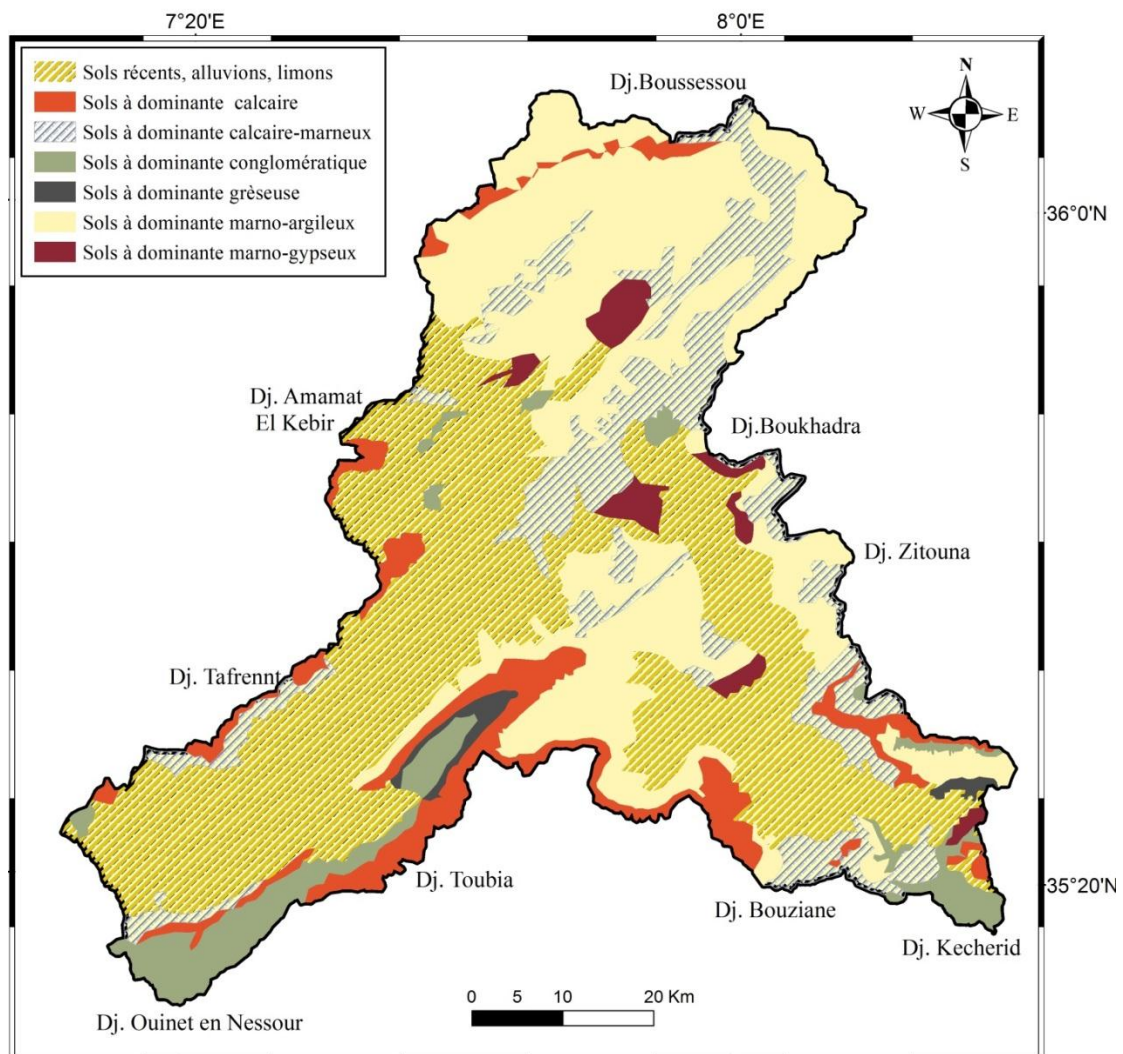


Figure 21. Carte pédologique de la zone d'étude.

A partir de la carte pédologique on constate que les sols limoneux récents sont majoritaires dans le sud de la région d'étude puisqu'ils occupent 40% de la superficie totale du bassin (Figure 22), et se retrouvent en particulier sur la plaine de Meskiana et au niveau du sous bassin de l'Oued Chabro.

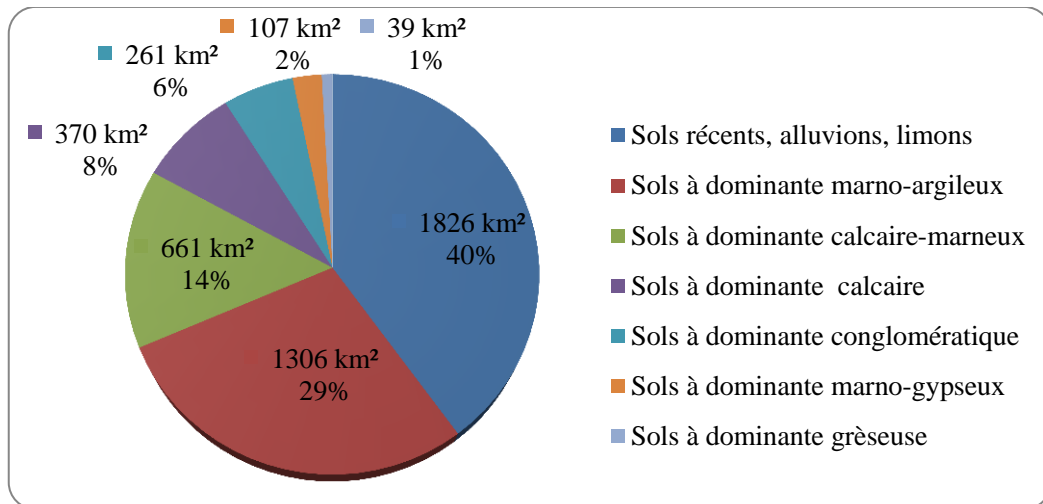


Figure 22. Répartition des types de sols par rapport à leurs surfaces en pourcentage.

Au nord du bassin versant de Mellègue, c'est la texture des sols de type marno-argileuse assez sensible à l'érosion hydrique qui domine et représente près de 30 % de la surface totale du bassin.

Les marnes sont cependant plus représentées dans le sous-bassin de l'Oued Chabro (au Nord-Ouest, Sud et Nord-Est du bassin) que dans le sous-bassin de Meskiana, en particulier sur plusieurs zones de pente forte. Des sols à dominante calcaire ou conglomératique, donc relativement stables, se retrouvent sur des versants d'altitude plus élevée et plus pentus au sud du sous-bassin de Meskiana.

2.9. Les ensembles lithologiques

La lithologie joue un rôle prépondérant sur l'érosion, le transport solide, l'infiltration et le ruissellement. Les matériaux géologiques se distinguent en formations meubles (sables, argiles, marnes) ou en formations consolidées (grès, calcaires, dolomies,...).

La région d'étude, est située à la limite de la frontière Algéro-Tunisienne et constitue une zone charnière entre deux domaines structuraux distincts à savoir: L'Atlas Tellien au Nord et saharien au Sud. Il est considéré comme le prolongement naturel des hautes plaines constantinoises sans pour autant en avoir les mêmes caractéristiques naturelles et physiques.

Plusieurs études ont été réalisées dans la région des confins algéro-tunisiens, et considèrent les formations triasiques comme des diapirs polyphasés liés aux phases compressives depuis l'Aptien jusqu'au Quaternaire (Dubourdiou, 1956; Thibièroz et Madre,

1976; Rouvier *et al.*, 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot *et al.*, 1988; Aoudjehane *et al.*, 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune *et al.*, 1995; Kowalski et Hamimed, 2000).

Le bassin de Mellègue présente une structure plissée où les reliefs sont contrastés, essentiellement constitué par un synclinal perché selon un axe d'une orientation dominante Sud-ouest, Nord-est, ce synclinal comprend des roches de différentes natures et d'âges (Figure 23). Il se présente d'une manière très régulière et d'une étendue limitée par rapport à l'allongement de l'axe dans la partie Nord orientale, vers le Sud, l'étendue du synclinal augmente à cause de la demeure subhorizontale des strates rocheuses et de la présence de failles parallèles à l'axe qui relèvent les strates vers l'Est, et séparés par des dépressions (plaines cultivées de Tébessa) de remplissage plio-quadernaire. Cette structure est composée d'une série de plis synclinaux larges et d'anticlinaux plus étroits datant du crétacé. Leur couverture est généralement mince.

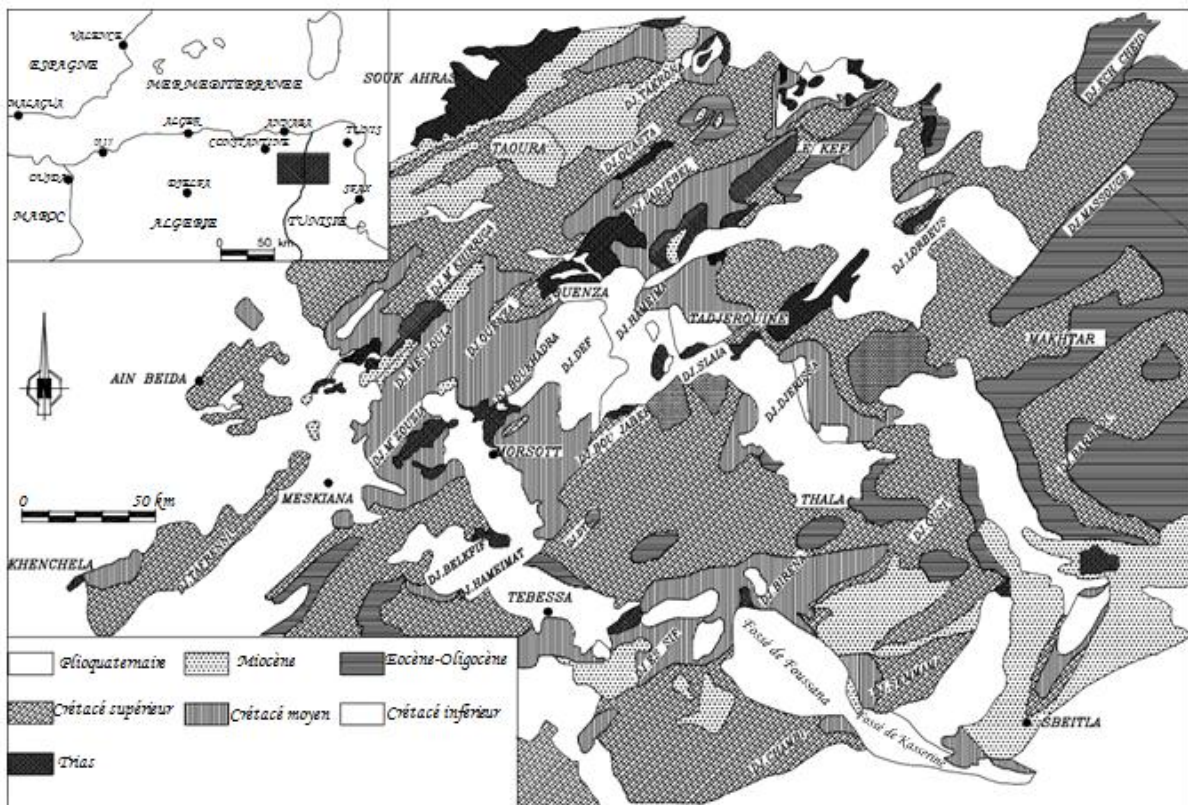


Figure 23. Carte géologique de la zone d'étude (Dubourdiou, 1956)

Le bassin versant de Mellègue est en général caractérisé par une géologie complexe et qualifiée de grande tectonique. Il est constitué de trois grands ensembles géologiques (Figure 24) :

- Les affleurements de bordure d'âge Crétacé ;
- Les formations d'âge Plio-Quaternaire qui se répartissent en totalité dans la plaine ;
- Les formations d'âge Miocène composées de marno-calcaire, calcaire et des sédiments stratifiés d'argiles, calcaire et grès.

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique	
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.	
	Néogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.
CRAÏON		Paléogène	Eocène		200
	Craïon		Maest.		250-300
		Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		Con-Sant.		500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
		Turo		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		Cénom.		900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
		Vracon.		500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
		Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
		Apvien		300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
		Barrém		< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloulâ).
		Jurassique		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.
	Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.	

Figure 24. Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après: Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila *et al*, 2000).

L'Oued Mellègue s'enfonce d'Ain Dalaa jusqu' à Meskiana, au cœur d'un ample dôme crétacé supérieur. A partir de là, le parcours de l'Oued est influencé par la complexité des structures géologiques qu'apporte la présence des diapirs triasiques (Mesloula, Ouenza) et des fossés subsidents transversaux (Morsott, Oued Bou Rhanem) (Rodier J-A. *et al.*, 1980).

Le long des versants se trouve, bien en évidence une unité géomorphologique qui caractérise le champ d'étude, et par ailleurs la superposition d'une formation calcaire plus résistante à l'érosion celle qui est en dessous, mais à son tour se recule en forme de falaise étant donné que l'érosion creuse la formation plus tendre qui se trouve à sa base.

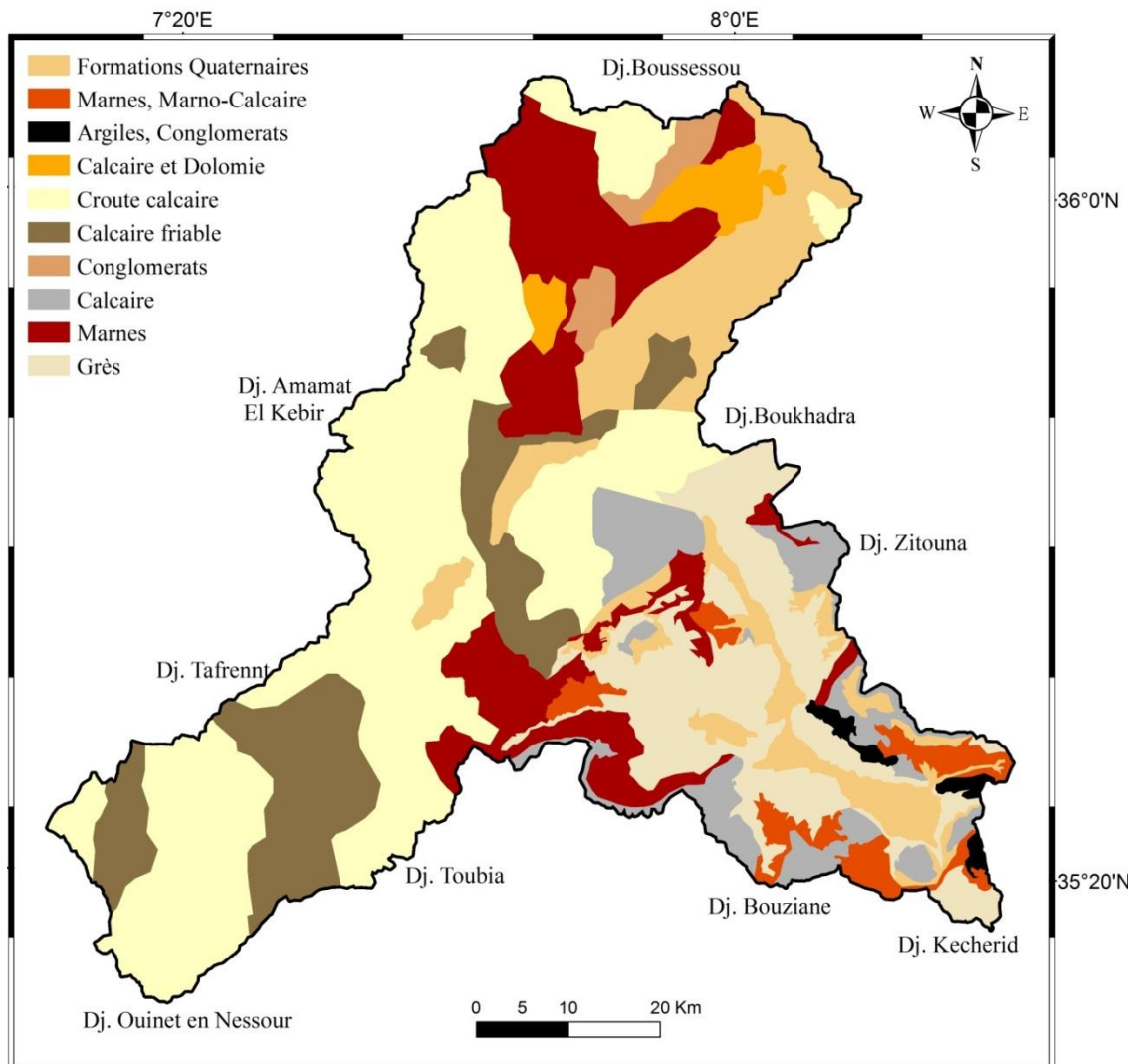


Figure 25. Carte lithologique de la zone d'étude.

D'après la figure 25, on peut s'apercevoir que les croûtes calcaires dominent dans le bassin de l'Oued Mellègue, avec une superficie de 1566,3 km², soit 34,3 % de la surface totale du bassin (Tableau 6), elles sont réparties de façon homogène sur toute la partie Ouest du territoire.

Les formations quaternaires et les marnes du Crétacé, qui représentent les formations lithologiques les plus érodibles, occupent la deuxième place du classement avec presque les mêmes proportions (13,7% et 13,2% respectivement). Les roches qui résistent plus au moins à l'érosion (grés, calcaire, calcaire et dolomies) sont localisées dans la partie Sud-Est du bassin versant de l'Oued Mellègue.

Tableau 6. Formations lithologiques par rapport à la surface totale du bassin versant de Mellègue.

Formations lithologiques	Superficie (km²)	Pourcentage (%)
Croûte calcaire	1566,3	34,3
Marnes	627,8	13,7
Formations quaternaires	605,3	13,2
Grés	571,6	12,5
Calcaire friable	544,4	11,9
Calcaire	297,7	6,5
Marnes, marno-calcaire	141,5	3,1
Calcaire et dolomie	106,1	2,3
Conglomérats	76,5	1,7
Argiles, conglomérats	32,6	0,7

A partir de la lithologie des formations géologiques, on peut avoir une idée sur la minéralisation des eaux souterraines. Ainsi ;

- Les calcaires donnent un faciès généralement bicarbonaté calcique ou magnésique ;
- Les marnes sont à l'origine des faciès sulfatés ;
- Les alluvions donnent plusieurs faciès non salés.

On note que la présence du Trias peut provoquer la salure des eaux souterraines.

2.10. Géomorphologie

On trouve de nombreuses formes d'érosion et de ravinement sur une grande partie du territoire du sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont (Photo 1). Plusieurs incisions profondes

de thalwegs ont été observées, de même que des formes d'érosion linéaire et régressive, des badlands, et des zones d'éboulis. Il s'agit de l'un des sous-bassins le plus marqué par les phénomènes érosifs.



Photo 1. Forte érosion sous forme de sapement de berge à l'Oued Mellègue.

Le sous-bassin de l'Oued Meskiana est également touché par ces phénomènes d'érosion linéaire. On recense du ravinement intense à l'amont, tandis que de nombreuses zones d'éboulis ponctuent le paysage.

Le sous-bassin de l'Oued Chabro est marqué par l'érosion avec des zones de ravinement intense (Photo 2) ou de badlands plus importantes que dans le bassin versant de Meskiana. Les incisions profondes de thalwegs sont assez nombreuses. Il faut mentionner que le ravinement intense a été observé dans des zones déjà répertoriées comme sensibles lors des analyses précédentes : au centre du sous-bassin en rive gauche de l'Oued Chabro (versants pentus, sols marno-argileux à végétation rare), et au Nord-Ouest (forte pente, sols marno-argileux et végétation steppique).



Photo 2. Ravines profondes aux alentours de Hammamet.

Une particularité propre aux deux derniers sous-bassins est à mentionner : on y trouve plusieurs zones de dépôts alluvionnaires, en général localisées au niveau des ruptures de pente (sous forme de cônes de déjection). Comme le suggérait l'analyse du profil en long des principaux affluents, la présence de grandes étendues relativement plates en bas de versants semble offrir des conditions favorables à la sédimentation des matériaux mis en suspension.

Compte tenu de l'importance du ravinement, de l'incision des thalwegs et de l'érosion régressive, il apparaît que l'érosion linéaire est la forme d'érosion la plus productive de sédiments sur le bassin versant de Mellègue.

2.11. Aspect socio-économique de la zone d'étude

Le bassin versant de l'Oued Mellègue totalise une superficie de 4575 km² répartie sur 38 communes (Tableau 7) et 4 wilayas, à savoir, la wilaya de Tébessa, Souk-Ahras, Oum El Bouaghi et Khenchela (Figure 26).

La wilaya de Tébessa occupe 53% de la superficie totale de la région d'étude, suivi de la wilaya d'Oum El Bouaghi qui occupe 22,4 % du secteur. Les wilayas de Souk-Ahras et de Khenchela n'occupent que 17 % et 11,6% de la superficie totale du bassin respectivement.

Tableau 7. Liste des communes couvrant le bassin versant de l'Oued Mellègue avec les codes attribués à la figure 26.

N°	Communes	N°	Communes	N°	Communes	N°	Communes
1	Taoura	11	Boukhadra	21	Dhalaa	31	Bedjene
2	Raggouba	12	Rehia	22	El Kouif	32	El Ma Labiod
3	Drea	13	El Belala	23	Gourigueur	33	Babar
4	Mdaourouche	14	Morsott	24	Ain Touila	34	El Mazeraa
5	Oum el Adhaim	15	Meskiana	25	Hammamet	35	El Houdjbet
6	Oued Keberi	16	El Djezia	26	Bir Mokadem	36	Ouled Rechache
7	Terraguelt	17	Ain Zerga	27	Ensigna	37	El Ogla
8	Ouenza	18	Oued Nini	28	Tébessa	38	El Zorg
9	El Aouinet	19	Bir Dheheb	29	El Mahmal		
10	Behir Chergui	20	Boulhaf Dyr	30	Bekkaria		

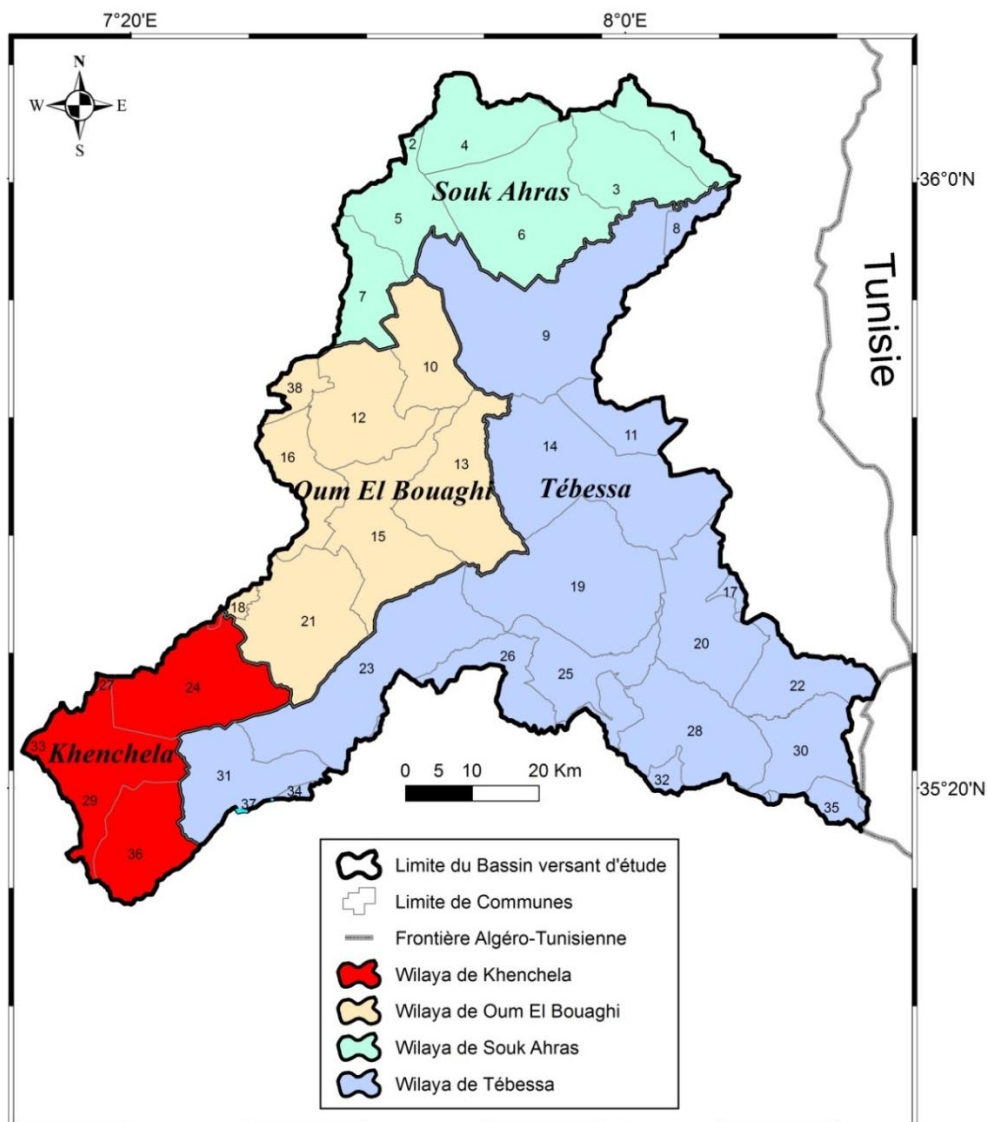


Figure 26. Carte administrative de la région d'étude.

La population de la région d'étude a été estimée au total à 485 000 habitants en 2010 et la densité est estimée à 112 hab./km². La population des Wilayas et communes dans lesquelles est compris le bassin versant est majoritairement urbaine dont la partie la plus importante réside dans le territoire de la wilaya de Tébessa (Figure 27). Les informations concernant la population et les activités humaines disponibles ont été collectées auprès des DSA (Direction des services agricoles) des wilayas de Souk-Ahras et Tébessa.

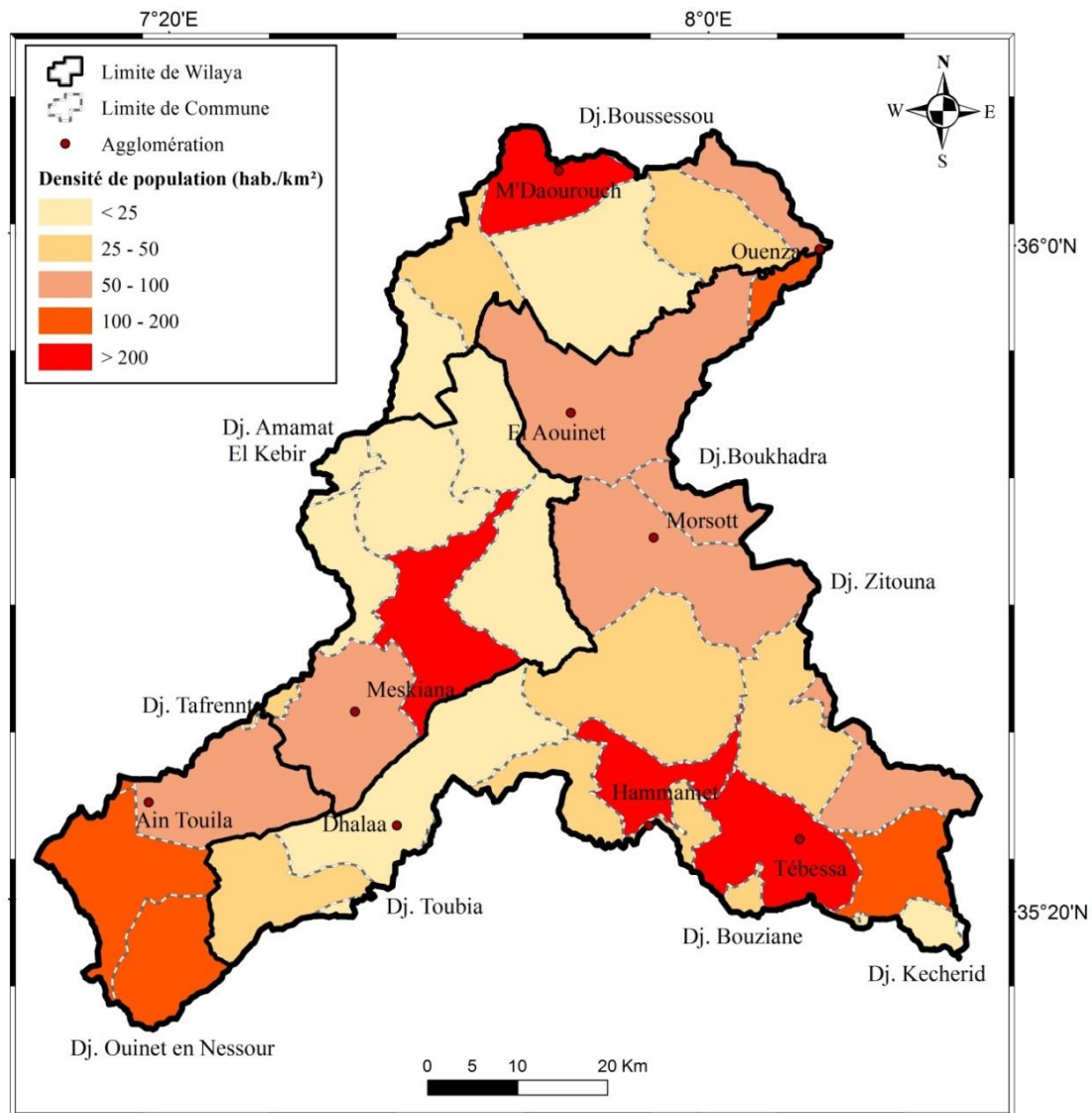


Figure 27. Densité de la population dans le bassin versant de Mellègue.

Les informations relatives à l'emploi sont récapitulées dans le Tableau 8. Le pourcentage de la population active est faible (environ 25 %) et le taux de chômage parmi la population active est élevé (environ 20 %). Plus de la moitié de la population active travaille

dans le secteur tertiaire (services, commerce et administrations). Le secteur agricole occupe 20 % de la population active.

Tableau 8. Taux d'activité, d'occupation et de chômage dans le bassin de Mellègue.

	Taux (%)		
	Activité	Occupation	Chômage
Souk-Ahras	26	79	21
Tébessa	24	80	20

La région d'étude est à forte vocation agro-pastorale, connue à l'échelle nationale par son cheptel ovin, ses cultures céréalières (blé, orge) et ses vastes étendus de parcours steppiques, qui constituent la principale source de revenu des populations, la sécheresse qui a sévit pendant la décennie précédente a entraîné un déficit important en matière d'alimentation du cheptel, ce qui a poussé la multiplication des aires irriguées, surtout avec l'émergence du soutien agricole basée sur la mobilisation des ressources en eau souterraine. Durant les années pluvieuses où l'eau d'irrigation est disponible, on rencontre les cultures maraîchères, les cultures fourragères et les céréales avec un assolement biennal et parfois triennal, alors que durant les années de sécheresse, les cultures maraîchères et fourragères seront réduites et on se contente des céréales pour seulement équilibrer les revenus des agriculteurs.

Dans Toute la région d'étude, on trouve quelques vestiges archéologiques qui témoignent de conditions biogéographiques différentes du milieu, à des époques reculées.

Des sites romains plus récents et plus considérables marquent le paysage, et comprennent notamment des vestiges d'anciennes huileries, rappelant l'importance de la culture de l'olivier. La richesse de la région était remarquable, puisqu'elle était appelée par les romains, la « région du blé ».

Conclusion

Le bassin d'étude, d'une superficie de 4575 km², constitue une zone charnière entre deux domaines structuraux distincts à savoir: l'Atlas Tellien au Nord et Saharien au Sud. Il est considéré comme le prolongement naturel des hautes plaines constantinoises sans pour autant en avoir les mêmes caractéristiques naturelles et physiques. Il présente une structure plissée d'une orientation dominante Sud-ouest, Nord-est. Ce synclinal comprend des roches de

différentes natures et d'âges. Il s'agit de formations de dépôts mésozoïques – cénozoïques allant du Trias au Quaternaire. Les roches tendres à moyennement résistantes dominent dans le bassin versant de Mellègue et jouent un très grand rôle dans le façonnement du relief et la dégradation du milieu. Les marnes du Crétacé et les formations quaternaires, qui représentent les formations lithologiques les plus érodables couvrent au total 27 % du bassin.

La végétation protectrice (forêt dense), qui a une influence mécanique sur l'écoulement fluvial est généralement discontinue, voire faible ou insuffisante, avec un taux de recouvrement de 6,6% du bassin d'étude. Le paysage végétal du bassin a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies, par l'agriculture extensive et le surpâturage.

On observe également, des marques d'érosion linéaire sur l'ensemble du bassin versant, et d'importantes zones de ravinement présentant ponctuellement des badlands.

L'analyse du milieu physique, et des facteurs qui contrôlent l'érosion hydrique ainsi que leurs caractéristiques est une étape indispensable pour l'évaluation et la cartographie des zones sensibles à l'érosion.

Chapitre 3

Contexte climatique de la région d'étude

Chapitre 3. Contexte climatique de la région d'étude

Introduction

Plus encore que les facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (Roche, 1963 ; Cosande, 2001 ; Bouanani, 2004 ; Tavares, 2010...). Les facteurs climatiques dans leur ensemble permettent d'expliquer quantitativement l'intensité et la variabilité des composantes du régime hydrologique, dans le temps et dans l'espace, en interaction avec les conditions physico-géographiques de l'écoulement.

Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par leur hauteur d'eau afin de déterminer l'abondance pluviale annuelle, mensuelle et saisonnière et, par leurs totaux journaliers, de distinguer les averses génératrices de crues.

Dans cette optique, le présent chapitre est consacré à l'étude des principaux facteurs, indispensables pour l'établissement du bilan hydrique, tels que, les précipitations, la température et l'évapotranspiration.

3.1. Le climat

Le bassin versant d'étude se situe au Nord-Est du territoire algérien, se localisant à mi-chemin entre la Méditerranée et le début du domaine saharien, il est soumis à un bioclimat de type méditerranéen semi-aride (Figure 28) marqué par deux saisons : l'une froide et humide, s'étalant du début novembre à mi-mars et l'autre chaude et sèche avec des orages parfois violents qui débute vers mi-mars jusqu'au début novembre.

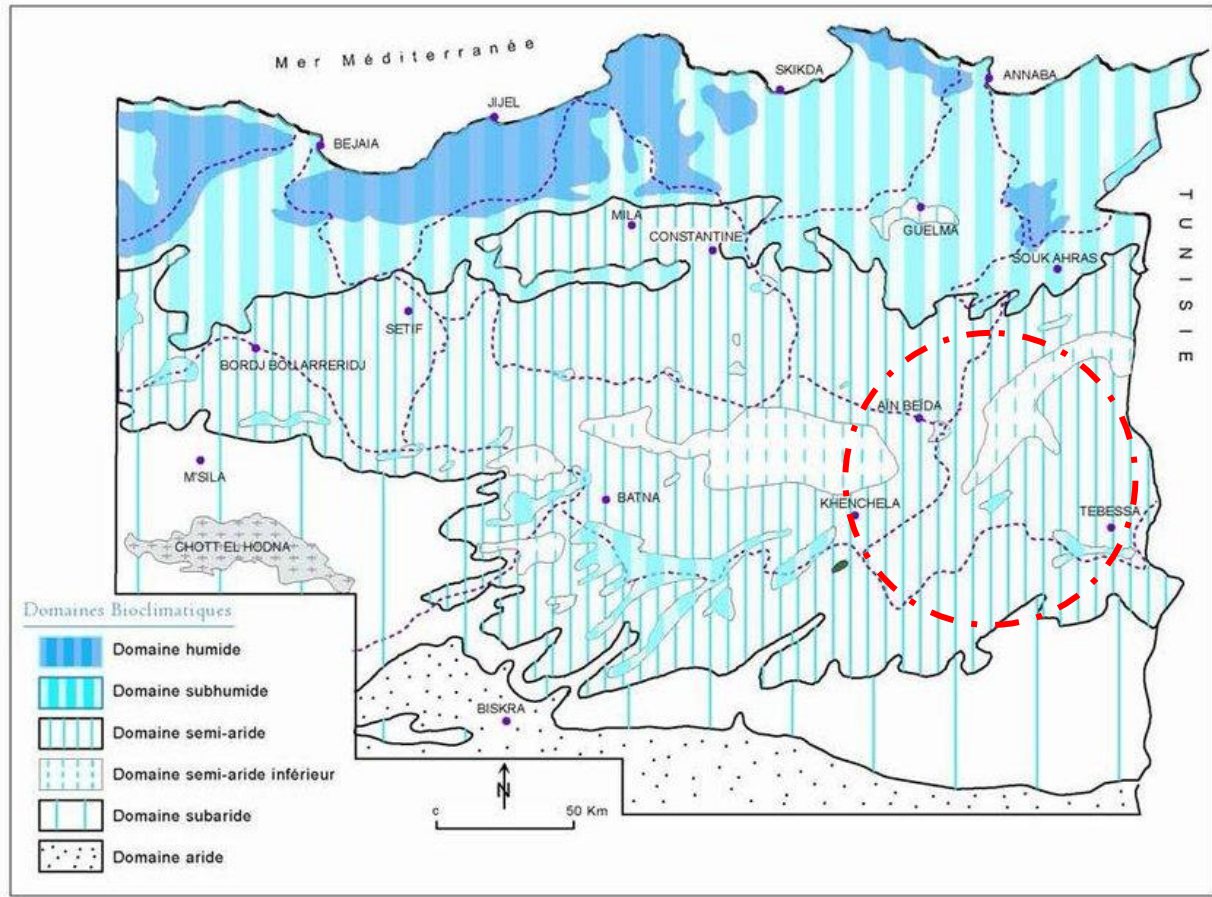


Figure 28. Carte des domaines bioclimatiques de l'Est Algérien (Côte M., 1998).

Une analyse des aspects fondamentaux du climat semi-aride du bassin d'étude sera élaborée à partir de la documentation collectée des différentes agences de l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques) de Tébessa, Constantine *et* Alger.

3.2. Les précipitations et leurs variations

La pluviométrie est un facteur prépondérant en ce qui concerne l'érosion. Elle intervient dans la caractérisation climatique d'une région et dans la détermination de l'abondance fluviale. La quantité et l'intensité d'une pluie déterminent et influencent l'érosion linéaire et l'érosion en surface du sol. L'averse d'une intensité donnée agit comme source d'énergie pour la séparation des particules du sol et l'écoulement généré par la pluie comme moyen de leur transport (Toumi, 2013).

En outre, les précipitations et l'écoulement ont une importance fondamentale pour la végétation naturelle et agricole. Cette dernière peut jouer le rôle protecteur contre l'érosion. En effet, le couvert végétal peut diminuer l'énergie des pluies en arrivant à la surface du sol,

comme il peut amortir l'écoulement torrentiel au cours d'une averse. Donc les précipitations peuvent être, à la fois, un facteur jouant à la faveur de l'érosion, comme elles peuvent être un facteur protecteur pas le biais de la végétation.

La région d'étude est contrôlée par plus d'une quinzaine de stations pluviométriques, parmi lesquelles nous nous sommes intéressés que par treize (13) stations dont nous disposons pour la plupart, d'une longue série de données pluviométriques journalières et mensuelles qui s'étalent sur une période de 42 années hydrologiques allant de 1970/71 à 2011/12.

Pour assurer une bonne couverture spatiale, il fut jugé intéressant d'utiliser aussi les données des stations possédant une série d'observations inférieures à 40 ans (20 ans et plus). Le tableau 9, ci-dessous donne leurs principales caractéristiques. Malheureusement, la majorité des stations comporte des lacunes dans les séries d'observation. Une vérification systématique a été effectuée sur les fichiers de valeurs brutes des précipitations mensuelles de l'ensemble des stations. Les années qui présentent des mois lacunaires ont été comblées en utilisant la méthode de régression linéaire si le déficit n'a pas été trop important, c'est-à-dire si le nombre de mois manquants ne dépasse pas 3, et si ceux-ci ne sont pas habituellement les plus pluvieux.

Tableau 9. Caractéristiques des stations pluviométriques retenues pour l'étude.

No	Code	Station	Période d'observation	Latitude X(km)	Longitude Y(km)	Altitude Z(m)
1	120401	Ouenza	1970-2012	989,00	313,00	520
2	120402	El Aouinet	1970-2012	967,80	297,40	650
3	120403	M'Daourouche	1970-2012	960,85	320,65	870
4	120405	Messloula	1990-2011	963,60	298,20	700
5	120301	Tébessa	1970-2012	991,90	247,20	890
6	120302	Boukhadra	1970-2004	982,25	285,95	900
7	120304	Hammamet	1970-2012	976,50	251,75	875
8	120307	Bekaria	1972-2010	1002,35	244,55	895
9	120309	Morsott	1990-2011	981,25	275,75	740
10	120313	Bir Dhab	1972-2004	973,70	264,15	880
11	120317	Ouled Hamza	1990-2012	988,90	265,00	840
12	120201	Meskiana	1970-2012	963,60	298,82	700
13	120208	Rahia	1970-2004	943,30	279,55	906

3.2.1. Variabilité annuelle des précipitations

La répartition des précipitations importe plus encore que les volumes précipités. En effet, la variabilité spatiale et temporelle des précipitations est un des éléments de taille dans l'existence, l'ampleur et le maintien des écoulements de surface.

L'étude des variations des précipitations dans notre région montre une certaine homogénéité des valeurs des précipitations interannuelles pour les stations de la zone d'étude à l'échelle de 42 années allant de 1970/1971 à 2011/2012 (Tableau 10).

D'une manière générale, les moyennes pluviométriques interannuelles au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue sont faibles et varient entre 225,2 mm à la station de Bekkaria et 366 mm à celle de Tébessa. Les stations qui présentent des moyennes un peu élevées (> 300 mm) sont situées à des altitudes plus élevées (station de Tébessa, M'daourouch et Boukhadra).

Cette faible variation interannuelle des précipitations est bien exprimée par le coefficient de variation (Cv) qui est un paramètre très utile pour exprimer la dispersion relative des pluies. Les valeurs des coefficients de variation des 13 stations pluviométriques oscillent entre 0,3 et 0,4 pour toutes les stations, ce qui traduit clairement une variabilité interannuelle assez faible dans l'ensemble.

Tableau 10. Caractéristiques des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques de la région d'étude.

Stations	P Moyenne (mm)	Ecart type σ	Cv	P Max (mm)	P Min (mm)	Pmax-Pmin (mm)
Ouenza	270,3	91,6	0,3	498,7 (1972-73)	41,9 (1993-94)	456,8
El Aouinet	288,8	100,4	0,3	512,2 (2003-04)	103,4 (1993-94)	408,8
Morsott	244,6	77,4	0,3	382,0 (1995-96)	125,7 (1996-97)	256,3
Mdaourouch	350,5	127,2	0,4	700,0 (2002-03)	124,6 (1970-71)	575,4
Meskiana	261,8	90,6	0,3	434,0 (2003-04)	88,6 (1996-97)	345,4
Mesloula	293,3	81,2	0,4	392,6 (2003-04)	70,1 (1996-97)	322,5
Tébessa	366,0	121,1	0,3	624,0 (1995-96)	185,0 (1993-94)	439,0
Hammamet	315,8	116,4	0,4	676,6 (2003-04)	112,5 (2007-08)	564,1
Bekkaria	225,2	92,1	0,4	460,9 (1972-73)	72,4 (1977-78)	388,5
Boukhadra	330,2	129,8	0,4	574,9 (1999-00)	97,4 (1983-84)	477,5

Bir Dhab	273,8	101,5	0,4	543,6 (1976-77)	115,9 (1996-97)	427,7
Rahia	280,1	83,4	0,3	417,0 (1995-96)	125,3 (1987-88)	291,7
Ouled Hamza	299,9	99,5	0,3	528,3 (2008-09)	153,1 (2000-01)	375,2

On remarque que les années extrêmes, humides et sèches, les plus représentatives et communes pour la majorité des stations pluviométriques correspondent aux années 1995/96 et 2003/2004 pour les années humides, et 1993/94 et 1996/97 pour les années sèches.

L'intervalle des variations annuelles entre les deux valeurs extrêmes (Pmax-Pmin) de chaque station est plus au moins important, il varie entre 256,3 mm à la station de Morsott et 575,4 mm à la station de M'daourouch.

Ainsi, selon la période d'observation choisi, la variation interannuelle des précipitations au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue (Figure 29) s'opère d'après l'oscillation des valeurs autour de la moyenne (292,3 mm).

On observe aussi une alternance entre des périodes sèches et humides. Les années les plus excédentaires sont celles de 1972/73 et 2003/04 avec des précipitations moyennes annuelles de 457,7 mm et 456 mm respectivement. L'année hydrologique la plus sèche observée durant la période de 42 années (1970/71-2011/12) est celle de 1993/94 avec une précipitation moyenne de 151,9 mm.

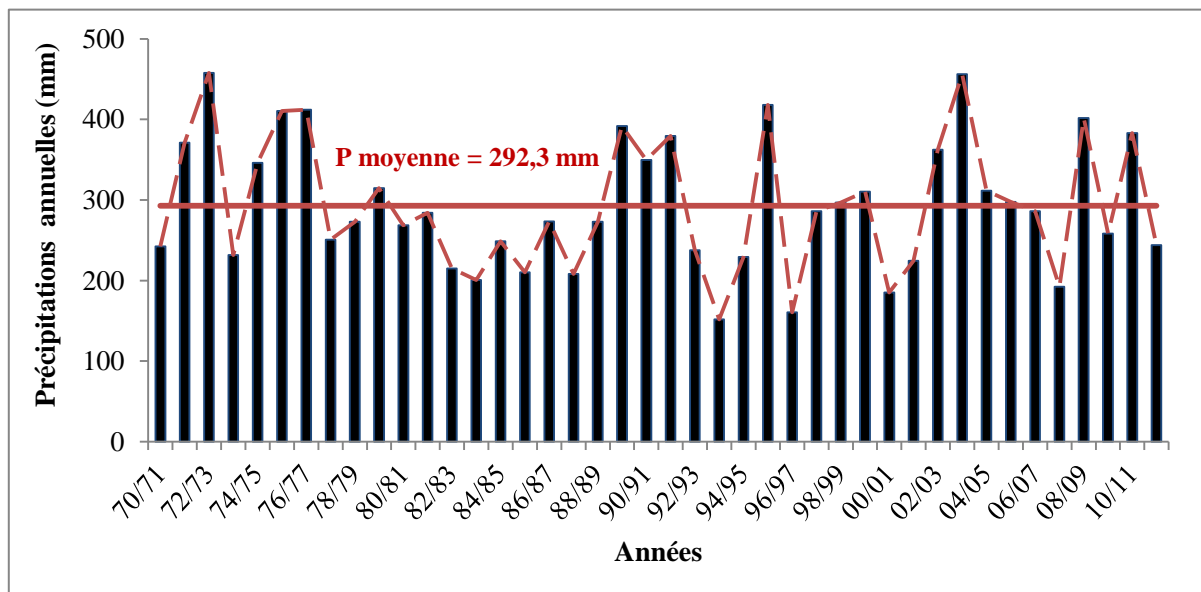


Figure 29. Variation annuelle des précipitations au niveau du bassin de l'Oued Mellègue.

Il existe manifestement un rapport étroit entre le relief et la répartition spatiale des précipitations (Benichou & Le Breton, 1987 ; Daly *et al.*, 1994 ; De Montmollin *et al.*, 1980 ; François & Humbert, 2000 ; Humbert & Perrin, 1993 ; Humbert, 1995 ; Humbert *et al.*, 1997 ; Humbert *et al.*, 1998 ; Laborde, 1982 ; 1984 ; 1991 ; 1995 ; Laborde & Traboulsi, 2002 ; Peck & Brown, 1962 ; Shérer, 1977).

Les auteurs qui ont étudié la pluviométrie en Algérie montrent que la répartition de la pluie subit trois influences, celle de l'altitude, les conditions topographiques, de la longitude et enfin celle de l'éloignement à la mer (Bouanani, 2004).

En dehors de la variabilité temporelle des précipitations, la variation temporelle est aussi un aspect critique de la pluie. Afin de mieux saisir la répartition spatiale des précipitations dans notre bassin d'étude, une interpolation des données pluviométriques a été réalisée.

Il existe plusieurs méthodes pour interpoler des données à référence spatiale. Les plus connues sont: spline, idw, krigeage (Roy, 2007). La carte des précipitations moyennes du bassin versant de l'Oued Mellègue (Figure 30) a été élaborée avec le logiciel ArcGIS 10.1 après spatialisations des précipitations annuelles moyennes et interpolation avec krigeage.

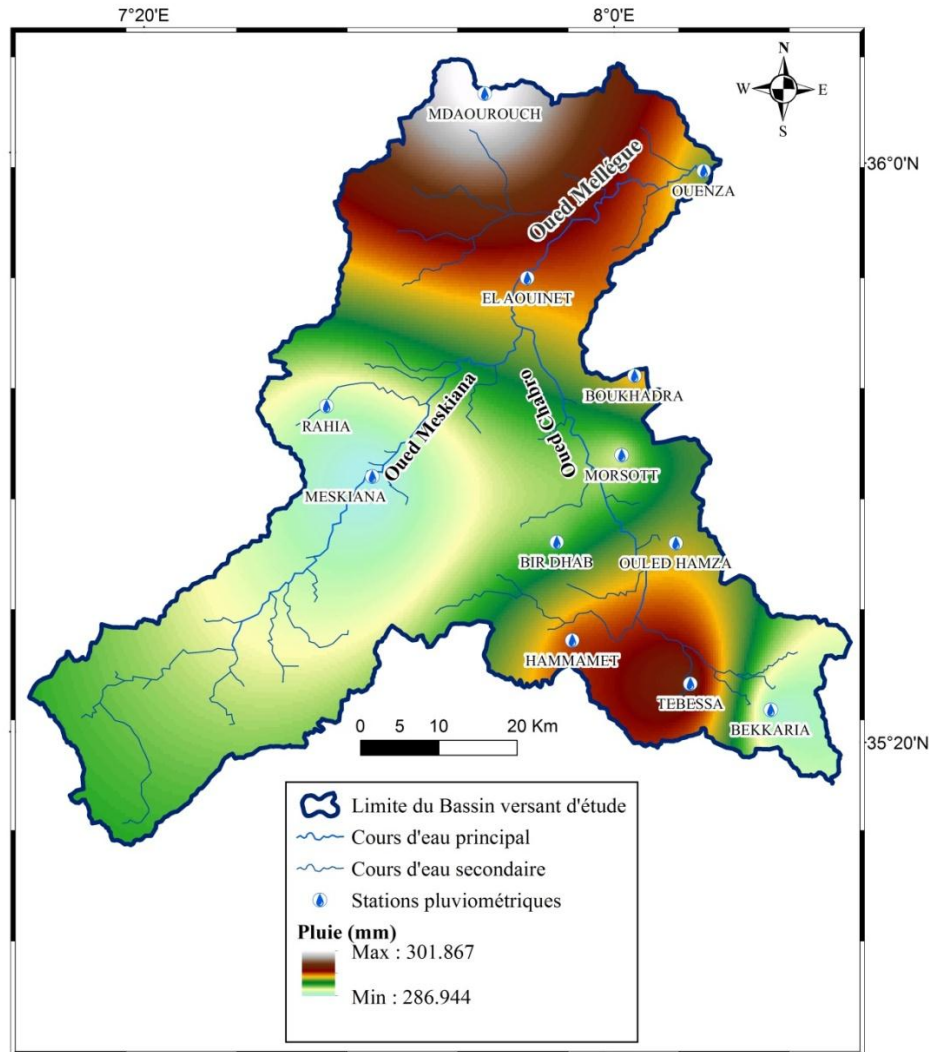


Figure 30. Carte pluviométrique du bassin versant de Mellègue.

D'après la carte pluviométrique, on observe une certaine homogénéité dans la répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles surtout le bassin versant de l'Oued Mellègue. On remarque également une légère augmentation pluviométrique du Sud vers le Nord du bassin mise à part la commune de Tébessa qui est une des zones les plus arrosées du bassin versant de Mellègue.

3.2.2. Variabilité mensuelle et saisonnière des précipitations

Pour arriver à une bonne compréhension du phénomène de variabilité du régime pluviométrique au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue, il s'avère important d'analyser la répartition mensuelle et saisonnière des pluies car les variations de ces

dernières conditionnent l'écoulement fluvial saisonnier et le comportement hydrologique annuel des bassins versants.

Les valeurs des précipitations moyennes mensuelles relatives à la période de 42 ans allant de 1970/71 à 2011/12 (Tableau 11), montrent clairement les variations mensuelles de la répartition des précipitations à l'échelle annuelle.

Tableau 11. Variation mensuelle des précipitations de la région d'étude.

Stations		Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
Ouenza	P	28,7	20,4	22,5	17,5	22,5	19,4	28,7	30,6	37,9	18,8	9,3	13,9
	σ	28,6	19,0	25,2	19,2	18,7	17,7	23,4	24,8	31,3	18,6	13,7	15,1
	Cv	1,0	0,9	1,1	1,1	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	1,0	1,5	1,1
El Aouinet	P	28,0	20,9	21,7	19,5	27,6	23,1	31,2	30,2	40,1	24,1	4,0	18,4
	σ	23,0	16,0	27,1	22,4	24,7	21,0	22,5	24,7	35,1	24,1	6,6	27,0
	Cv	0,8	0,8	1,2	1,1	0,9	0,9	0,7	0,8	0,9	1,0	1,6	1,5
Morsott	P	32,8	21,6	20,8	23,4	25,9	16,7	19,9	27,8	21,1	14,8	5,9	13,9
	σ	28,6	17,3	26,9	27,4	22,7	19,3	17,4	13,6	13,7	15,0	6,8	19,7
	Cv	0,9	0,8	1,3	1,2	0,9	1,2	0,9	0,5	0,7	1,0	1,1	1,4
Mdaourouch	P	29,6	26,4	29,9	39,2	38,1	32,4	38,5	42,0	35,5	16,3	6,9	15,7
	σ	26,3	20,4	33,3	34,0	38,4	26,4	33,9	30,2	31,1	17,3	10,2	16,5
	Cv	0,9	0,8	1,1	0,9	1,0	0,8	0,9	0,7	0,9	1,1	1,5	1,1
Meskiana	P	29,8	26,0	21,9	19,1	26,8	15,2	22,7	28,2	38,6	16,2	3,5	13,8
	σ	27,7	24,7	22,0	19,0	29,3	17,7	17,9	21,4	33,3	17,9	6,2	22,4
	Cv	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1	1,2	0,8	0,8	0,9	1,1	1,8	1,6
Mesloula	P	35,9	26,3	27,1	16,0	32,6	23,0	29,1	31,9	29,2	18,2	6,4	17,5
	σ	26,2	15,6	19,0	16,4	25,9	13,1	14,0	19,4	26,5	26,2	7,7	9,9
	Cv	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,0	0,9	0,9	0,9	1,4	1,7	1,2
Tebessa	P	40,8	32,6	29,6	26,8	30,3	25,6	41,0	36,0	37,6	27,5	14,2	23,8
	σ	34,7	28,3	28,8	27,9	28,9	24,4	34,6	30,8	22,6	25,9	17,5	23,4
	Cv	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,9	0,6	0,9	1,2	1,0
Hammamet	P	36,9	28,4	25,4	22,2	26,7	23,8	36,5	28,4	37,6	23,6	9,7	17
	σ	28,0	25,2	28,4	27,7	25,9	22,6	32,8	20,9	38,8	21,7	11,1	16,3
	Cv	0,8	0,9	1,1	1,2	1,0	0,9	0,9	0,7	1,0	0,9	1,1	1,0
Bekkaria	P	30,6	17,3	20,4	16,1	21,6	12,9	26,7	23,7	23,4	16,4	6,9	9,2
	σ	45,8	18,2	23,5	20,0	28,4	17,1	29,6	23,7	22,7	18,8	9,9	17,0
	Cv	1,5	1,1	1,2	1,2	1,3	1,3	1,1	1,0	1,0	1,1	1,4	1,8

Boukhadra	P	34,4	28,5	38,2	26,7	31,2	24,1	27,4	35,9	42,2	19,4	6,1	16,3
	σ	42,9	25,9	39,7	29,8	37,5	24,3	25,8	33,9	39,0	24,1	13,0	25,3
	Cv	1,2	0,9	1,0	1,1	1,2	1,0	0,9	0,9	0,9	1,2	2,1	1,6
Bir Dhab	P	26,5	23,6	26,3	20,7	25,1	23,1	32,5	26,1	26,4	18,6	7,4	17,5
	σ	31,4	18,0	25,0	27,3	32,1	24,4	30,1	24,2	26,1	22,0	11,5	35,1
	Cv	1,2	0,8	1,0	1,3	1,3	1,1	0,9	0,9	1,0	1,2	1,6	2,0
Rahia	P	28,6	23,2	28,5	23,4	21,6	25,5	29,3	27,2	33,1	20,5	6,1	13,1
	σ	31,1	18,5	28,3	23,8	19,1	22,3	24,5	17,1	30,2	20,2	11,8	15,3
	Cv	1,1	0,8	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,6	0,9	1,0	1,9	1,2
Ouled Hamza	P	35,4	26,5	27,0	30,0	30,2	17,6	24,8	36,5	28,4	20,0	7,3	16,2
	σ	24,3	18,6	30,4	27,6	22,9	16,8	19,6	29,7	21,9	25,5	8,3	15,7
	Cv	0,7	0,7	1,1	0,9	0,8	1,0	0,8	0,8	0,8	1,3	1,1	1,0

D'après le tableau ci-dessus, on peut distinguer deux périodes distinctes ; une période sèche qui correspond à la saison d'été (juin, juillet et août) et une période plus humide qui débute en Septembre et s'achève au mois de Mai, avec un premier maximum en Septembre et un deuxième en Mars dans la majorité des stations. Cependant, il faut souligner que cette période pluvieuse est aussi marquée par une succession de mois humides et de mois relativement secs.

Il est à noter que les mois dits secs ne sont pas consécutifs dans plusieurs stations, cependant les mois de Juillet et Août sont secs dans toutes les stations ; ils représentent la saison sèche et chaude de l'été, le minimum est atteint en Juillet, le mois de Février est aussi sec dans la quasi-totalité des stations.

La forte variabilité intermensuelle des précipitations, apparaît à travers les valeurs élevées des coefficients de variation mensuelle. Les valeurs du coefficient de variation varient entre 0,5 et 2,1. Les plus fortes valeurs correspondent aux mois d'été (Juillet et Août) avec des maxima qui peuvent atteindre 2,1 (Boukhadra) et 2,0 (Bir Dhab).

En revanche, les valeurs du coefficient de variation les plus faibles sont observées en printemps avec des minima de 0,5 à la station de Morsott et 0,6 à celle de Tébesa. La forte variabilité aux mois d'été peut être expliquée par une indigence pluviométrique d'une part et le caractère orageux des précipitations de la fin d'été d'autre part.

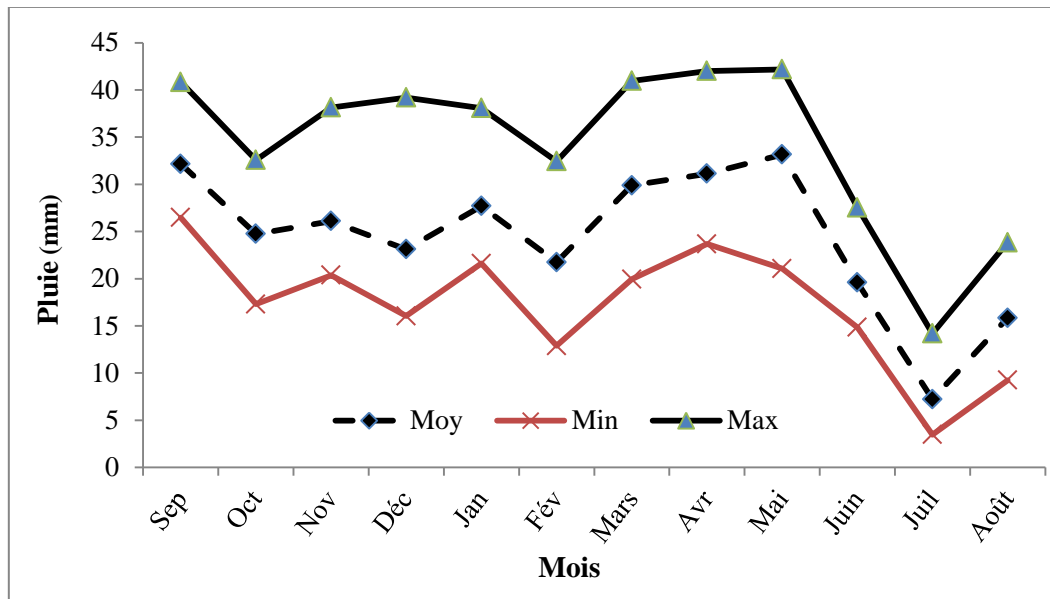


Figure 31. Variation mensuelle des précipitations dans le bassin de l'Oued Mellègue.

La figure ci-dessus représente la variation des précipitations moyennes mensuelles au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue, sur une période de 42 ans (1970/71-2011/12), ce qui fait apparaître une variation nette des précipitations d'un mois à l'autre ; elles atteignent leur maximum en septembre puis diminuent pour atteindre le premier minimum en février, puis reprennent avec un deuxième maximum aux mois de mars à mai pour atteindre le deuxième minimum en mois de juillet. On remarque aussi que les précipitations maximales sont marquées aux mois de septembre et mai avec des moyennes de 32,2 mm et 33,2 mm respectivement, alors que le mois le plus sec est celui de juillet avec une hauteur moyenne de 7,2 mm.

D'après la répartition des saisons dans tout le bassin versant de l'Oued Mellègue (Figure 32), on peut distinguer que le maximum de la pluviométrie survient en période printanière où le total de pluie varie entre 64,7 et 125,1 mm, et représente en moyenne 94,2 mm, soit 32% du total annuel. L'automne est la seconde saison la plus arrosée de l'année, avec une lame d'eau moyenne tombée de 83 mm (28% des précipitations annuelles totales).

Les précipitations hivernales sont relativement moins abondantes et fournissent une proportion de 25% du total annuel. Alors que la saison d'été est caractérisée par une faiblesse quantitative des précipitations, soit un pourcentage de 15% de la pluie annuelle.

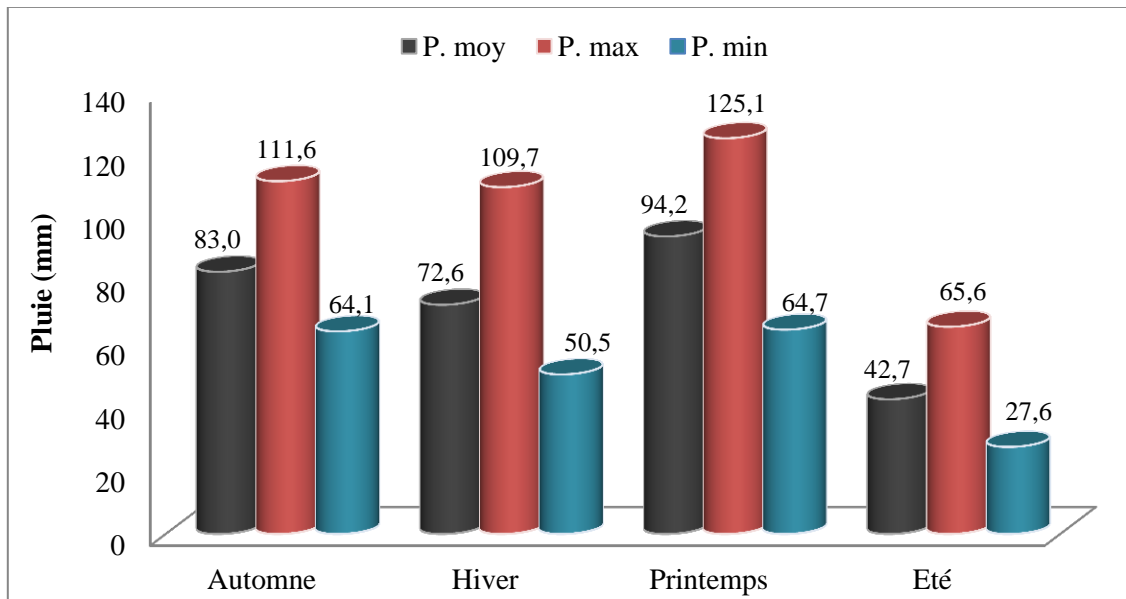


Figure 32. Variation saisonnière des précipitations au niveau du bassin de l'Oued Mellègue.

3.2.3. Répartition des précipitations par sous-bassins

La répartition des précipitations moyennes par sous-bassins (Tableau 12), montre que le sous-bassin le plus arrosé est celui de Mellègue amont, suivi du sous-bassin de l'Oued Chabro avec 311 mm et 294 mm respectivement. Par contre le sous-bassin de Meskiana est le plus sec (281mm).

Tableau 12. Répartition mensuelle des précipitations par sous-bassins versants.

Sous bassins versants	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Année
Mellègue Amont	28,8	22,5	24,7	25,4	29,4	25,0	32,8	34,3	37,8	19,7	6,8	16,0	303,2
Chabro	33,9	25,5	26,8	23,7	27,3	20,5	29,8	30,6	31,0	20,1	8,2	16,2	293,6
Meskiana	31,4	25,2	25,8	19,5	27,0	21,3	27,0	29,1	33,6	18,3	5,3	14,8	278,4

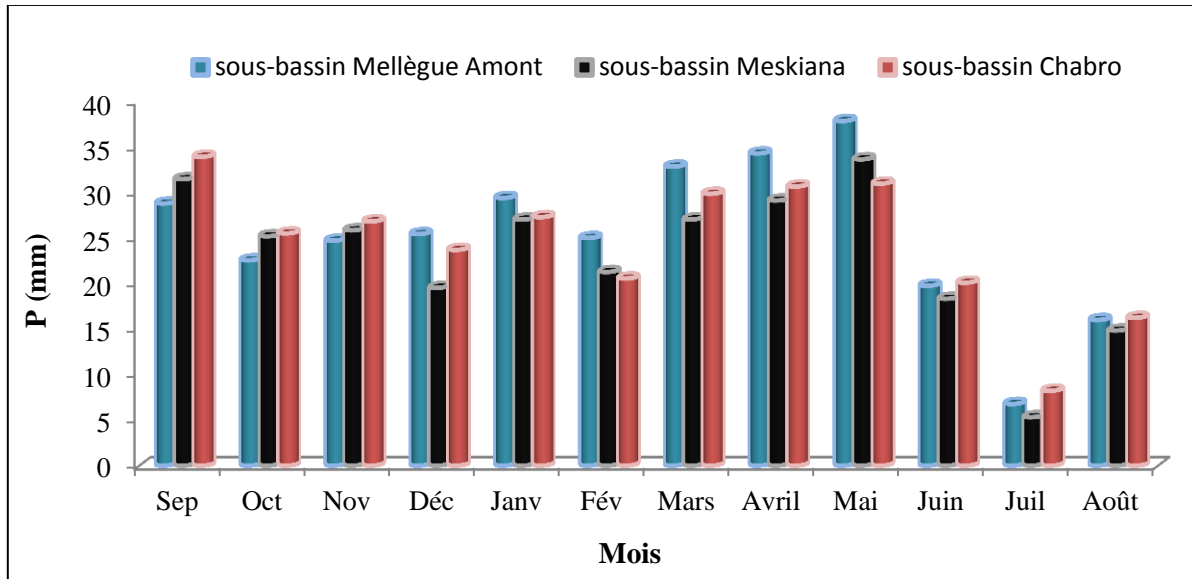


Figure 33. Variation mensuelle des précipitations au niveau des sous-bassins de l'Oued Mellègue (1970-2012).

A partir de la figure 33, on peut dire que le mois de Septembre est de loin le plus pluvieux dans le sous-bassin versant de l'Oued Chabro, avec une pluie moyenne mensuelle de 34 mm. Au niveau du sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont, les précipitations sont concentrées principalement au cours de la saison printanière (Mars, Avril et Mai), avec un maximum au mois de Mai (37,8mm). Pour le sous-bassin de Meskiana, ce sont les mois de Mai et Septembre qui sont les plus humides avec des moyennes de 33,6 et 31,4 mm respectivement. Par contre, les mois de Juillet et Août sont considérés comme les plus secs le long de l'année au niveau des trois sous-bassins versants de notre région d'étude.

L'organisation des saisons au niveau des sous-bassins versants de l'Oued Mellègue (Tableau 13 et Figure 34), montre que le printemps est la saison la plus arrosée de l'année. Cette analyse révèle que les deux sous-bassins situés au Sud de la région d'étude (Chabro et Meskiana) sont soumis à un régime pluviométrique saisonnier identique. Ce régime est caractérisé par une lame d'eau tombée en période automnale équivalent à peu près à la quantité de pluie printanière (environ 30% des précipitations annuelles).

Egalement, on observe que les pourcentages saisonniers restent presque constants pendant chaque saison pour ces deux sous-bassins versants. L'abondance pluviale en saison automnale et printanière va contribuer à intensifier l'érosion hydrique surtout que les sols sont souvent dénudés en automne après une longue période sèche et avec une couverture végétale protectrice insuffisante au printemps.

Au niveau du sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont, le maximum pluviométrique survient au printemps (105 mm) et représente en moyenne 35% du total annuel. Les précipitations hivernales sont les secondes plus abondantes (environ 80 mm) et fournissent 26,3% des pluies annuelles totales.

Tableau 13. Répartition saisonnière des précipitations par sous-bassins versants.

	Sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont		Sous-bassin de l'Oued Meskiana		Sous-bassin de l'Oued Chabro	
	P (mm)	%	P (mm)	%	P (mm)	%
Automne	76,0	25,1	82,4	29,6	86,2	29,4
Hiver	79,8	26,3	67,8	24,3	71,5	24,3
Printemps	104,9	34,6	89,8	32,3	91,4	31,1
Été	42,5	14,0	38,5	13,8	44,5	15,2

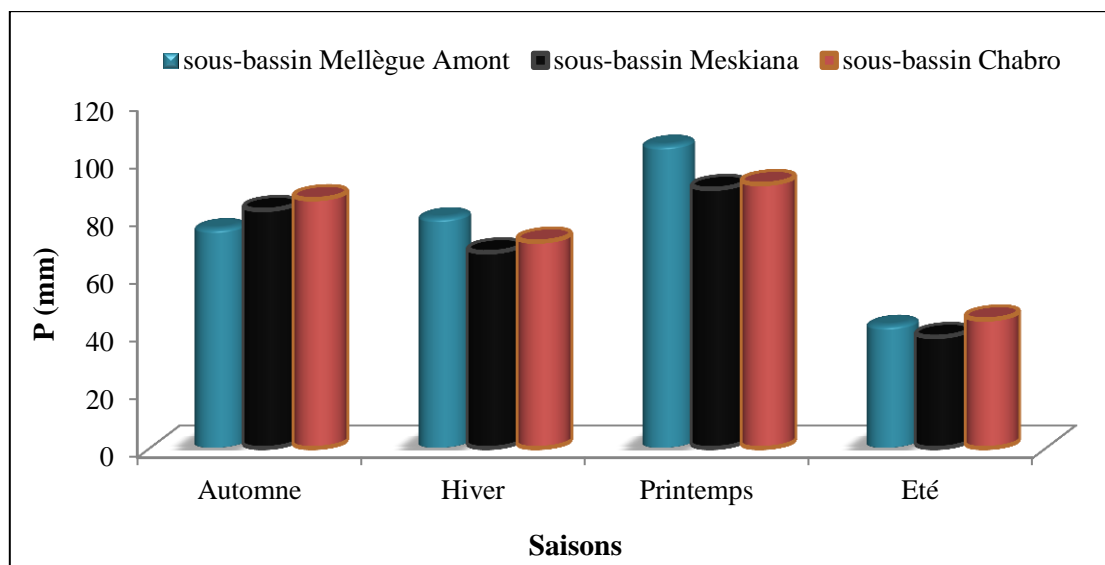


Figure 34. Variation saisonnière des précipitations par sous-bassins

3.3. Température de l'air

Avec la pluviométrie, la température de l'air est une caractéristique importante du climat. La température conditionne les phénomènes d'évaporation et du dégel et influe sur le développement de la végétation. Toutefois, la température a un rôle important dans la variation des composantes du bilan hydrologique.

En ce qui concerne les températures de l'air, dû au manque de stations, nous avons pris à titre d'exemple la station de Tébessa qui possède des relevés de températures couvrants une période allant de 1980 à 2010. Les périodes des données de température sont liées à la disponibilité de ces données au niveau du service de météorologie nationale. Ces données sont assez homogènes, de bonne qualité et représentatives du bassin d'étude. Les données disponibles font ressortir des oscillations thermiques très accusées, en un climat semi aride réparti en deux saisons bien tranchées en été chaud et en hiver froid.

3.3.1. Températures moyennes mensuelles

Les températures moyennes mensuelles enregistrées à la station de Tébessa, sur une période allant de 1980 à 2010, soulignent l'existence de deux saisons bien distinctes ; les mois de juin à septembre sont les mois les plus chauds et les mois de décembre, janvier et février sont les plus froids de l'année (Tableau 14). On note que la température moyenne mensuelle varie de 5,7°C en janvier et 28,9°C au mois de juillet. La température moyenne inter-annuelle est de l'ordre de 16°C.

Au cours de l'année, les températures moyennes minimales passent de 1,3°C à 22,9°C, avec un minima absolu au mois de janvier (-8,4°C). Cette situation expose le bassin, notamment le comportement physiologique des plantes (cycle végétatif), à un risque de gel durant ce mois. Les températures moyennes maximales se situent entre 9,4°C et 34,8°C. On observe un maxima absolu au mois de juillet avec 41,7°C (Figure 35). Egalement, on observe de grands écarts entre les températures moyennes maximales et minimales, surtout en été, ce qui est une caractéristique typique du climat semi-aride.

Tableau 14. Températures moyennes mensuelles à la station de Tébessa (1980-2010).

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Min	Max	Moy
Tmax (°C)	24,1	21,1	21,1	10,7	9,4	10,4	15,6	16,6	28,1	31,6	34,8	34,1	9,4	34,8	21,5
Tmin (°C)	20,3	14,2	9,2	1,3	1,9	3,9	4,6	7,2	10,1	13	22,9	18,6	1,3	22,9	10,6
Tmoy (°C)	22,2	17,7	15,2	6,0	5,7	7,2	10,1	11,9	19,1	22,3	28,9	26,4	5,7	28,9	16,0
Ecart type	3,8	6,9	11,9	9,4	7,5	6,5	11,0	9,4	18,0	18,6	11,9	15,5	8,1	11,9	10,9

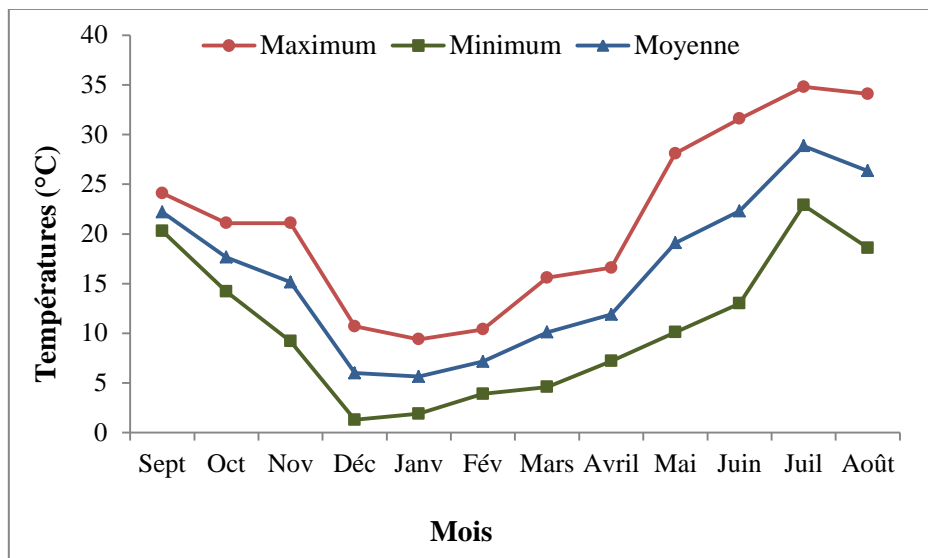


Figure 35. Variation mensuelle des températures à la station de Tébessa.

3.3.2. Températures moyennes annuelles

A l'échelle annuelle, les variations sont peu importantes, cependant on peut apprécier une augmentation générale des températures, à l'échelle d'une période de 30 années (1980/81-2009/10) d'observation à la station de Tébessa (Figure 36), traduisant le réchauffement climatique qui a sévit depuis plus d'une décennie à travers la planète.

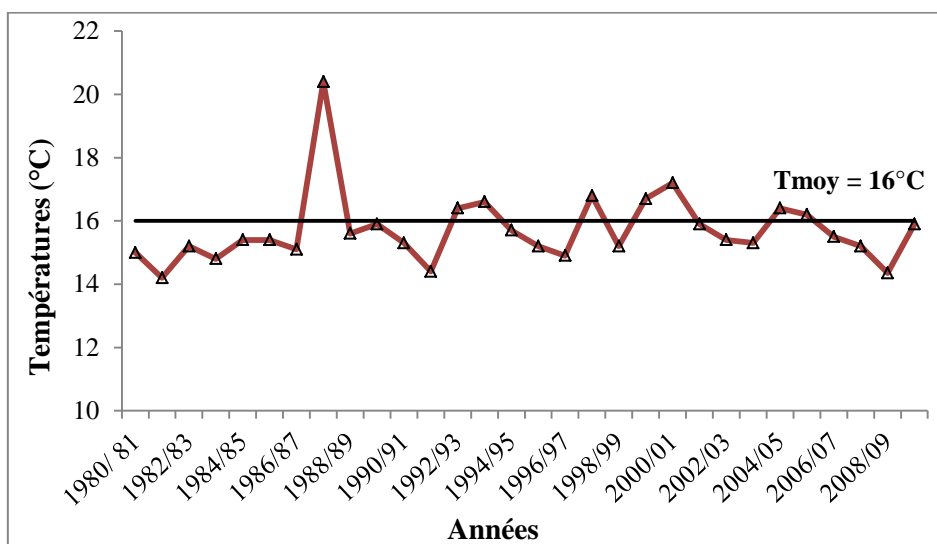


Figure 36. Températures moyennes annuelles à la station de Tébessa.

D'après la figure ci-dessus, on peut noter que la température de l'air est restée inférieure à la moyenne (16 °C) avant 1987 et supérieure à 16°C à partir de 1987. On constate donc, qu'il fait de plus en plus chaud. L'année 1987/88 est la plus chaude avec une

température moyenne annuelle de 20,4°C et l'année la plus froide est celle de 1981/82 avec 14,2°C.

A partir des données concernant les températures mensuelles moyennes ainsi que celles des précipitations enregistrées à la station de Tébessa pour une période allant de 1980/81 à 2009/10, nous avons réalisé le diagramme ombro-thermique (Figure 37), où les températures sont reportées à l'échelle double des précipitations selon la définition de Gaussen 1958. Une période sèche est une période pendant laquelle les précipitations totales du mois sont inférieures ou égales au double de la température ($P \leq 2T$). L'analyse du diagramme reliant température et pluie (diagramme ombro-thermique) à la station de Tébessa, montre la présence de deux périodes bien distinctes ; une période sèche qui débute à partir de la mi-Mai et s'étale jusqu'à la fin Octobre, et une période humide qui se situe entre Novembre et Mai.

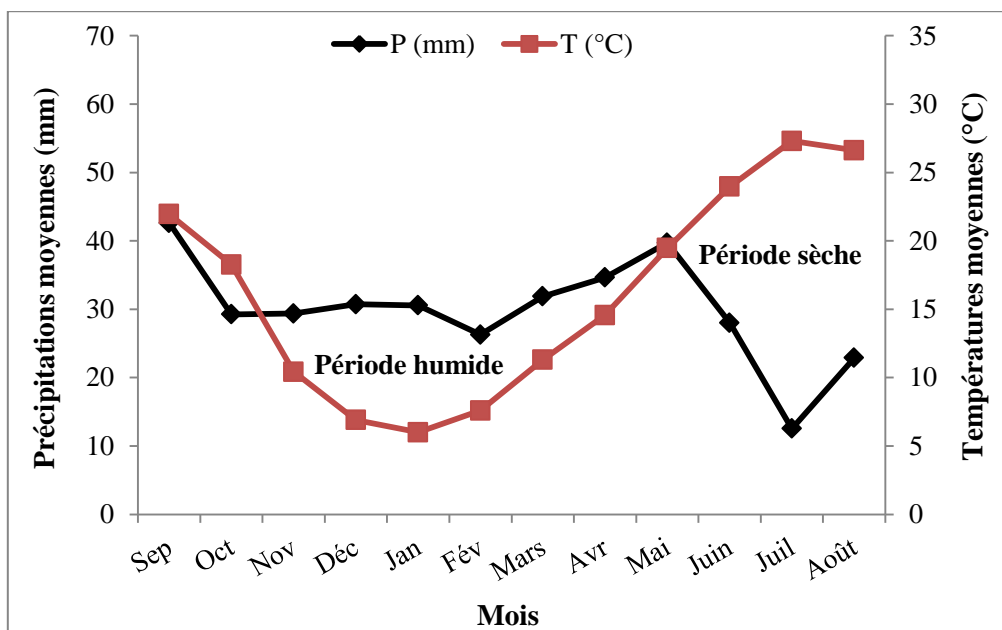


Figure 37. Diagramme ombro-thermique à la station de Tébessa (1980/81-2009/10).

3.4. La gelée

La gelée blanche est nuisible pour les cultures et s'observe dès que la température va en dessous de 0°C. Il est donc important de connaître ses fréquences afin de bien cerner le genre de cultures qu'on devrait pratiquer.

La gelée blanche a une fréquence moyenne de 20 jours/ an, avec un maximum au mois de janvier (7 jours/an) et une absence totale de la gelée du mois d'avril jusqu'au mois d'octobre (Tableau 15).

Tableau 15. Nombre de jours par mois de gelée blanche à Tébessa (ANRH).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	AN
J gel (j)	0	0	1	6	7	4	2	0	0	0	0	0	20

3.5. L'évapotranspiration

L'ensemble des processus d'évaporation de l'eau contenu dans le sol et de transpiration des plantes est connu sous le nom d'évapotranspiration. Cette dernière est l'une des composantes fondamentales du cycle hydrologique. Les valeurs des évapotranspirations potentielles (ETP) mensuelles moyennes à Tébessa ont été obtenues de l'ANRH.

L'ETP annuelle moyenne à Tébessa est de 1463 mm (Tableau 16). Les ETP annuelles sont peu contrastées sur le bassin versant, les valeurs étant légèrement inférieures à 1 300 mm/an au nord et comprise entre 1 400 et 1 500 mm/an au sud.

Tableau 16. Evapotranspiration mensuelle moyenne à Tébessa.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	AN
ETP (mm)	151	92	49	32	33	47	87	131	174	213	241	23	1463

3.6. Bilan hydrique

La confrontation des précipitations et de l'évapotranspiration permet d'estimer l'étendue et l'importance du déficit hydrique sur le bassin versant (Figure 38). Dans le bassin de l'Oued Mellègue, les précipitations annuelles (334 mm) sont très inférieures à l'évapotranspiration potentielle annuelle (1463 mm). De plus, les précipitations mensuelles restent inférieures aux évapotranspirations potentielles mensuelles tout au long de l'année, rendant nulle la recharge théorique des sols en eau. L'évapotranspiration réelle (ETR) est donc limitée par les précipitations et égales à ces dernières. Le déficit hydrique agricole (DA), correspondant à la quantité optimale d'eau pour les plantes, est égale à la différence entre les précipitations et l'ETP, soit près de 1 100 mm/an (Tableau 17).

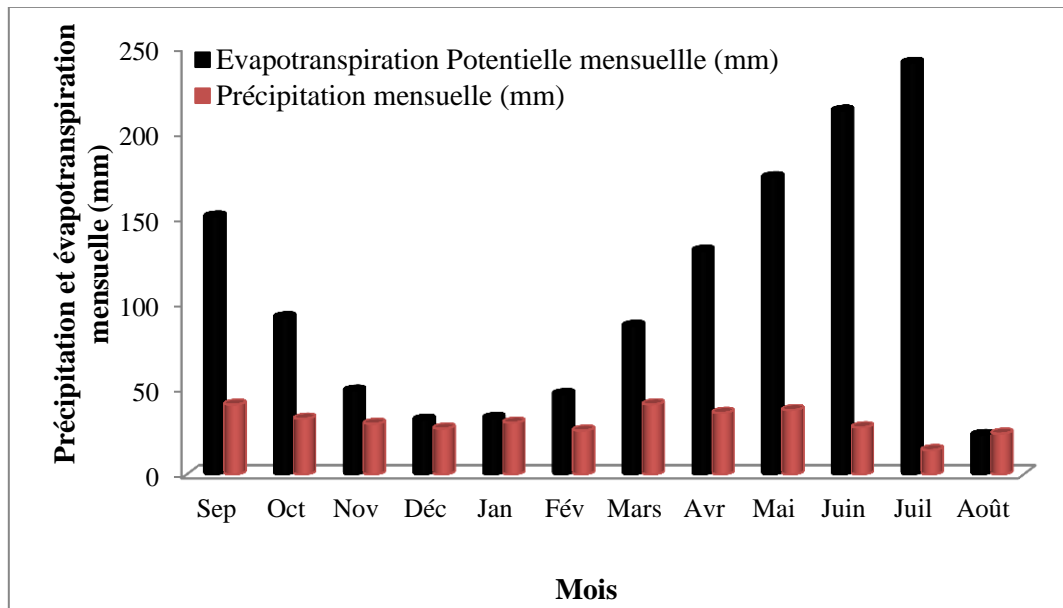


Figure 38. Variation des évapotranspirations potentielles moyennes et précipitations mensuelles à Tébessa.

Tableau 17. Déficit hydrique et évapotranspiration mensuelle moyenne à Tébessa.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	AN
ETP (mm)	151	92	49	32	33	47	87	131	174	213	241	23	1463
ETR (mm)	37	32	30	26	28	24	37	37	36	28	11	16	342
DA (mm)	-114	-60	-19	-6	-5	-23	-50	-94	-138	-185	-230	-197	-1122

Conclusion

La région d'étude est exposée à un climat semi-aride (hiver froid et été chaud). Les caractéristiques climatiques du bassin de Mellègue sont étroitement liées à sa position géographique et à son relief. La pluie moyenne annuelle au bassin versant de l'Oued Mellègue est égale à 292,3 mm, sur une période d'observation de 42 ans, allant de 1970/1971 à 2010/2011, et la température moyenne est de 16,2°C. Ses précipitations et ses températures sont irrégulières d'une saison à l'autre. L'irrégularité inter-annuelle qui est aussi l'une des caractéristiques de la région d'étude, se traduit par une sécheresse plus ou moins marquée, et qui confirme le caractère semi-aride du climat dans la quasi-totalité du bassin d'étude.

Quant à l'évapotranspiration, elle évolue suivant les deux saisons pluvio-thermiques, c'est-à-dire qu'elle est très élevée en saison chaude, et faible en saison froide.

Chapitre 4

Contexte hydrologique de la région d'étude

Chapitre 4. Contexte hydrologique de la région d'étude

Introduction

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau résume l'ensemble de ses caractéristiques hydrologiques et son mode de variation. Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage.

A cet égard, l'étude du régime hydrologique du bassin versant de l'Oued Mellègue va nous permettre d'avoir une idée sur le transport solide dans le temps et l'espace (unité hydrologique).

Le bassin de Mellègue, d'une superficie de 4575 km², est drainé par l'Oued Mellègue et ses affluents. La confluence, au Sud d'El Aouinet, de l'Oued Meskiana et de l'Oued Chabro constitue l'Oued Mellègue.

Le bassin d'étude est doté de trois stations de jaugeages qui permettent de suivre son régime d'écoulement. Dans cette étude, on s'est basé sur les données des trois stations hydrométriques à savoir, la station d'Ouenza (Oued Mellègue) qui représente l'exutoire du bassin versant d'étude, la station d'El Aouinet (Oued Mellègue) et celle de Morsott (Oued Chabro). Malheureusement, le sous bassin de Meskiana n'est doté d'aucune station de jaugeage pour suivre son écoulement. La liste des stations hydrométriques retenues, ainsi que leurs spécificités sont représentées dans le Tableau 18.

Tableau 18. Stations hydrométriques retenues dans l'étude.

Code	Station	Oued	Surface contrôlée (km ²)	Période	Coordonnées Lambert		
					X (km)	Y (km)	Altitude (m)
120401	Ouenza	Mellègue	4575	1970-2004	989,60	312,75	480
120404	El Aouinet	Mellègue	3535	1972-1985	968	298,25	630
120309	Morsott	Chabro	1305	1972-2002	976	277,50	700

Par ailleurs, les séries de débits des stations retenues pour notre étude sont complètes à quelques lacunes telles que les années de 1972/73, 1980/81 et 1994/95 pour la station de Morsott. De ce fait, nous avons jugé utile de ne procéder à aucune opération d'extension de

données, afin de baser notre étude sur des données réellement observées, et non théoriquement extrapolées.

Pour chaque station hydrométrique, la donnée brute se présente sous deux formes de fichier, à savoir : un original de mesures instantanées (date, heure, hauteur d'eau, débit liquide, concentration en matières fines) ; un fichier traité sous forme d'annuaire de débit moyen journalier.

Les mesures des débits liquides sont obtenues de deux façons : sur la base de la courbe de tarage à partir des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique, d'une part, et par dépouillement des hauteurs d'eau enregistrées par un limnigraphe, d'autre part. En chaque station opérationnelle, le service d'hydrologie de l'ANRH, effectue des jaugeages $Q = f(H)$ périodiques au moulinet suivant un programme fixe (en principe en début de chaque mois).

Les jaugeages de crues et de moyennes eaux s'effectuent par l'intermédiaire d'un téléphérique (jaugeage au saumon) ou à partir d'un pont, alors que les jaugeages de très basses eaux (en étiage) se font au déversoir lorsque l'emploi du moulinet devient impossible.

A partir des courbes de tarage $Q = f(H)$ obtenus à partir des jaugeages effectués et des limnigrammes dépouillés $H=f(t)$, l'ANRH a établi des barèmes d'étalonnage qui permettent de calculer le débit moyen journalier, mensuel et annuel.

4.1. Variabilité interannuelle des débits

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est la première grandeur à connaître pour un bassin versant donné. Le module brut ou absolu (volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin) est généralement exprimé en m^3/s et le module spécifique se traduit en $l/s/km^2$. Sa valeur moyenne peut servir notamment à l'estimation d'autres caractéristiques hydrologiques qui lui sont liées (CEMAGREF, 1989 ; Mebarki, 2005).

Les débits moyens interannuels dans le bassin versant de l'Oued Mellègue, se caractérisent par leurs fortes fluctuations d'une année à l'autre (Figure 39). Les écoulements extrêmes enregistrés varient de $9,89 m^3/s$ à Ouenza, $2,6 m^3/s$ à El Aouinet et $0,71 m^3/s$ à Morsott. Ces valeurs ont été atteintes en 1995/96, 1976/77 et 1990/91 respectivement.

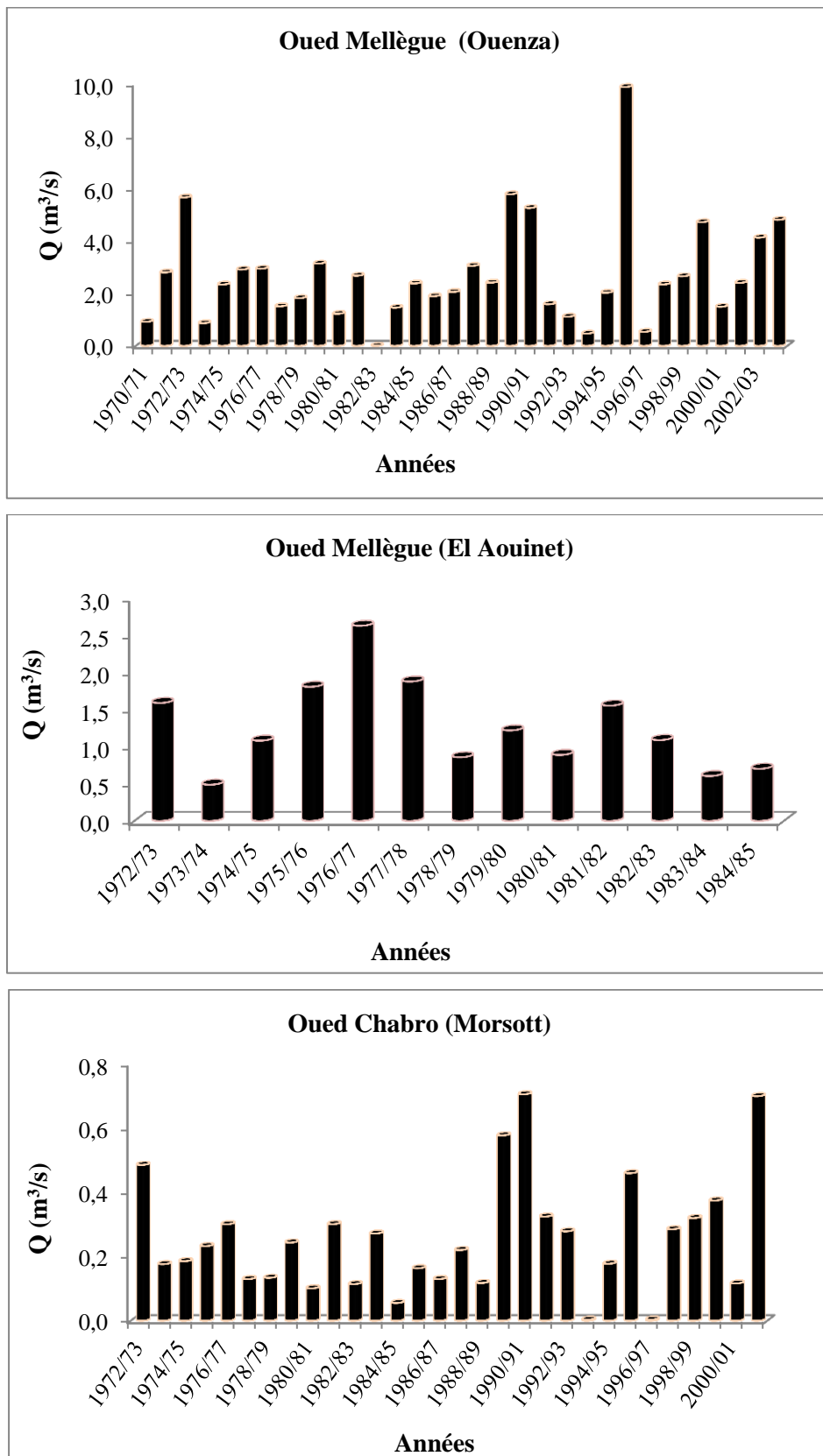


Figure 39. Variabilité interannuelle des débits du bassin de l'Oued Mellègue.

Cette variabilité de l'écoulement peut être observée à partir des valeurs des débits spécifiques (Tableau 19).

Au Sud du bassin d'étude, à la station de Morsott (Oued Chabro), qui contrôle une superficie de 1305 km², le débit moyen annuel est de 0,28 m³/s (0,21 l/s/km²). Après sa confluence avec l'Oued Meskiana, il devient l'Oued Mellègue. Le module absolu s'accroît progressivement avec la surface drainée et affiche un débit moyen annuel de 1,26 m³/s (0,57 l/s/km²) à El Aouinet pour une surface contrôlée de 3535 km², et un débit moyen annuel important de 2,69 m³/s (0,59 l/s/km²) à Ouenza pour une aire de réception de 4575 km². L'abondance de l'écoulement au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue varie d'une part en fonction de la distribution des précipitations et d'autre part, en fonction du comportement hydrologique de chaque sous bassin versant, à savoir la géologie et le couvert végétal.

Tableau 19. Débits moyens annuels du bassin de l'Oued Mellègue.

Stations	Ouenza (120401)		El Aouinet (120404)		Morsott (120309)	
	Q (m ³ /s)	q (l/s/km ²)	Q (m ³ /s)	q (l/s/km ²)	Q (m ³ /s)	q (l/s/km ²)
1970/71	0,92	0,20	/	/	/	/
1971/72	2,81	0,61	/	/	/	/
1972/73	5,68	1,24	1,59	0,71	0,49	0,37
1973/74	0,87	0,19	0,49	0,22	0,18	0,13
1974/75	2,35	0,51	1,08	0,49	0,19	0,14
1975/76	2,92	0,64	1,80	0,81	0,23	0,18
1976/77	2,95	0,65	2,62	1,18	0,30	0,23
1977/78	1,51	0,33	1,87	0,84	0,13	0,10
1978/79	1,83	0,40	0,86	0,38	0,13	0,10
1979/80	3,15	0,69	1,22	0,55	0,24	0,19
1980/81	1,23	0,27	0,89	0,40	0,10	0,08
1981/82	2,68	0,59	1,55	0,70	0,30	0,23
1982/83	0,00	0,00	1,09	0,49	0,11	0,09
1983/84	1,46	0,32	0,60	0,27	0,27	0,21
1984/85	2,39	0,52	0,70	0,32	0,06	0,04
1985/86	1,90	0,42	/	/	0,16	0,12

1986/87	2,06	0,45	/	/	0,13	0,10
1987/88	3,06	0,67	/	/	0,22	0,17
1988/89	2,42	0,53	/	/	0,12	0,09
1989/90	5,80	1,27	/	/	0,58	0,44
1990/91	5,27	1,15	/	/	0,71	0,54
1991/92	1,59	0,35	/	/	0,32	0,25
1992/93	1,12	0,24	/	/	0,28	0,21
1993/94	0,47	0,10	/	/	0,00	0,00
1994/95	2,03	0,44	/	/	0,18	0,14
1995/96	9,89	2,16	/	/	0,46	0,35
1996/97	0,54	0,11	/	/	0,00	0,00
1997/98	2,35	0,51	/	/	0,29	0,22
1998/99	2,66	0,58	/	/	0,32	0,24
1999/00	4,73	1,04	/	/	0,37	0,29
2000/01	1,50	0,33	/	/	0,12	0,09
2001/02	2,41	0,53	/	/	0,70	0,53
2002/03	4,14	0,90	/	/	/	/
2003/04	4,82	1,07	/	/	/	/
Moyenne	2,69	0,59	1,26	0,57	0,28	0,21
Max	9,89	2,16	2,62	1,18	0,71	0,54
Min	0,00	0,00	0,49	0,22	0,00	0,00
Ecart Type	1,94	0,43	0,61	0,27	0,21	0,16
Cv	0,72		0,48		0,75	
n > moy	12		5		11	
n < moy	22		8		19	
R	3447,1		5,39		216,15	

D'après le tableau ci-dessus, on constate aussi que le coefficient de variation (Cv) est de 0,72 à Ouenza (1970/71-2003/04), 0,48 à El Aouinet (1972/73-1984/85) et 0,75 à Morsott (1972/73-2001/02).

Egalement, il est à noter que les valeurs du coefficient d'immodération (R) qui sont données par le rapport des modules extrêmes ($R = Q_{Max}/Q_{Min}$) sont trop élevées et varient entre 216,15 (Morsott) et 3447,1 (Ouenza), ces valeurs montrent l'irrégularité accentuée des débits interannuels. Par contre, à la station hydrométrique d'El Aouinet, le coefficient

d'immodération est de seulement 5,39, ce qui montre la faible variabilité des débits interannuels de cette station.

Par ailleurs, nous constatons à travers les valeurs des lames d'eau écoulées (Tableau 20), que l'écoulement annuel moyen est relativement plus élevé au niveau de l'Oued Mellègue avec 18,55 mm à Ouenza et 17,84 mm à El Aouinet. Par contre à l'Oued Chabro (Morsott), il présente une faible valeur de 6,60 mm. Les valeurs des lames d'eau écoulées oscillent entre 0,02 et 68,19 mm à Ouenza, 6,90 et 37,20 mm à El Aouinet, et entre 0,08 et 16,93 mm à la station de Morsott.

Cette irrégularité interannuelle de l'écoulement dans la zone d'étude peut aussi être expliquée par la variation de l'hydraulicité, c'est-à-dire le rapport du débit d'une année particulière (Q_i) au débit moyen d'une longue série d'observation (Q_{moy}).

Tableau 20. Hydraulicité et lames d'eau écoulées au niveau du bassin d'étude.

Stations	Ouenza (120401)		El Aouinet (120404)		Morsott (120309)	
	Le (mm)	Q_i/Q_{moy}	Le (mm)	Q_i/Q_{moy}	Le (mm)	Q_i/Q_{moy}
1970/71	6,34	0,34	/	/	/	/
1971/72	19,37	1,04	/	/	/	/
1972/73	39,12	2,11	22,49	1,26	11,65	1,87
1973/74	5,99	0,32	6,90	0,39	4,23	0,68
1974/75	16,18	0,87	15,30	0,86	4,46	0,71
1975/76	20,12	1,09	25,57	1,43	5,59	0,90
1976/77	20,34	1,10	37,20	2,08	7,22	1,16
1977/78	10,44	0,56	26,57	1,49	3,12	0,50
1978/79	12,59	0,68	12,13	0,68	3,21	0,52
1979/80	21,69	1,17	17,25	0,97	5,85	0,94
1980/81	8,48	0,46	12,57	0,70	2,43	0,39
1981/82	18,51	1,00	21,98	1,23	7,23	1,16
1982/83	0,02	0,00	15,41	0,86	2,75	0,44
1983/84	10,08	0,54	8,55	0,48	6,52	1,05
1984/85	16,46	0,89	9,94	0,56	1,33	0,21
1985/86	13,10	0,71	/	/	3,92	0,63

1986/87	14,22	0,77	/	/	3,12	0,50
1987/88	21,09	1,14	/	/	5,29	0,85
1988/89	16,67	0,90	/	/	2,82	0,45
1989/90	39,96	2,16	/	/	13,86	2,22
1990/91	36,32	1,96	/	/	16,93	2,72
1991/92	10,97	0,59	/	/	7,79	1,25
1992/93	7,71	0,42	/	/	6,68	1,07
1993/94	3,26	0,18	/	/	0,08	0,01
1994/95	14,02	0,76	/	/	4,26	0,68
1995/96	68,19	3,68	/	/	11,03	1,77
1996/97	3,72	0,20	/	/	0,09	0,01
1997/98	16,20	0,87	/	/	6,85	1,10
1998/99	18,34	0,99	/	/	7,68	1,23
1999/00	32,60	1,76	/	/	8,99	1,44
2000/01	10,31	0,56	/	/	2,79	0,45
2001/02	16,62	0,90	/	/	16,79	2,69
2002/03	28,53	1,54	/	/	/	/
2003/04	33,22	1,79	/	/	/	/
Moy	18,55	1,00	17,84	1,00	6,60	1,06
Max	68,19	3,68	37,20	2,08	16,93	2,72
Min	0,02	0,00	6,90	0,39	0,08	0,01

On remarque que sur une période d'observation de 13 ans à la station d'El Aouinet (1972/73-1984/85), 30 ans à la station de Morsott (1972/73-2001/02) et 34 ans à celle d'Ouenza (1970/71-2003/04), les valeurs de l'hydraulicité varient fortement d'une année à l'autre et sont en majorité inférieures à la moyenne annuelle qui est égale à 1.

En effet, plus de la moitié des années hydrologiques sont déficitaires avec des taux de 58,1%, 61,5% et 61,8% dans les stations de Morsott, El Aouinet et Ouenza respectivement. Ceci confirme la tendance climatique "sèche" pendant cette période. Les périodes humides où les valeurs de l'hydraulicité sont supérieures à la moyenne annuelle ne représentent que 38,5 % à Ouenza et El Aouinet (Oued Mellègue), et 41,9% à Morsott (Oued

Chabro). Les valeurs maximales de l'hydraulicité oscillent entre 2,08 à El Aouinet (1976/77), 2,72 à Morsott (1990/91) et 3,68 à Ouenza (1995/96).

4.2. Bilan moyen annuel de l'écoulement

L'établissement d'un bilan hydrologique suppose l'unification des unités de différents termes utilisés dans ce bilan. L'unité adéquate la plus utilisée est la lame d'eau en millimètre, nous exprimons par "P" la lame d'eau précipitée et par "E" celle écoulee.

La lame d'eau écoulee (E) se calcule par la formule suivante :

$$E \text{ (mm)} = \frac{Q \text{ (m}^3\text{/s)} * 31536}{S \text{ (km}^2\text{)}}$$

La différence de ces deux notions P-E donne ce qu'on appelle : déficit moyen annuel de l'écoulement (D) en mm. Le ratio entre E et P représente le coefficient moyen annuel de l'écoulement (CE). L'année hydrologique utilisée pour cette étude correspond à l'année climatique (septembre-août) adoptée par l'A.N.R.H., c'est pourquoi, les résultats présentés sont approximatifs (Tableau 21).

Le comportement hydrologique est mieux défini par le coefficient d'écoulement qui traduit l'interaction des facteurs ayant des effets directs ou indirects sur le temps de réponse du bassin en question, la saturation des sols et sur l'emmagasinement de l'eau en profondeur (Bourouba, 1988).

Tableau 21. Les paramètres annuels de l'écoulement.

Oued	Station	Période	P (mm)	E (mm)	D (mm)	CE (%)
Mellègue	Ouenza	1970-2004	270,3	18,6	251,7	14,5
Mellègue	El Aouinet	1972-1985	288,8	17,8	271,0	16,2
Chabro	Morsott	1972-2003	244,6	6,6	238,0	37,1

A partir du tableau ci-dessus, on remarque que la valeur la plus élevée du coefficient d'écoulement est observée à Morsott sur l'Oued Chabro avec un taux de 37,1%. Au nord, à

l'Oued Mellègue le coefficient d'écoulement est plus faible avec des valeurs de 16,2% à El Aouinet et 14,5% à Ouenza.

Egalement, on note que le déficit moyen annuel de l'écoulement (D) augmente avec l'accroissement de la lame d'eau précipitée (P). Ce déficit qui est généralement très élevé en Algérie, oscille au niveau du bassin d'étude entre 238 mm à Morsott, 251,7 mm à Ouenza et 271 à El Aouinet. Ces variations entre les deux sous-bassins versants mettent bien en valeur le rôle déterminant de l'abondance pluviométrique, des températures et par conséquent l'évapotranspiration.

4.3. Variation mensuelle des écoulements

Les variations mensuelles et saisonnières des débits dépendent des nuances météorologiques très sensibles, entre saison chaude et sèche et saison fraîche et humide. De ce fait, l'analyse des débits mensuels permet de mettre en lumière le régime du cours d'eau et ses fluctuations au cours de l'année. Les histogrammes établis pour les trois stations étudiées (Figure 40) montrent clairement la variation mensuelle des débits.

Le débit moyen mensuel du bassin versant de l'Oued Mellègue se caractérise par un maximum enregistré au mois de septembre pour les trois stations hydrométriques étudiées avec des valeurs de 6,0 m³/s à Ouenza, 2,1 m³/s à El Aouinet et 0,47 m³/s à Morsott. En septembre et selon l'état de surface du sol, une grande partie de la lame d'eau précipitée écoule brusquement suite aux averses orageuses automnales, ce qui provoque la remontée rapide des eaux pendant cette période. Ce type d'écoulement se reproduit, mais à un degré moindre à la fin de la période printanière (mai).

Le débit moyen mensuel minimum a été atteint en juillet à Ouenza (0,96 m³/s), en janvier à El Aouinet (0,45 m³/s), et au mois d'août à Morsott (0,05 m³/s).

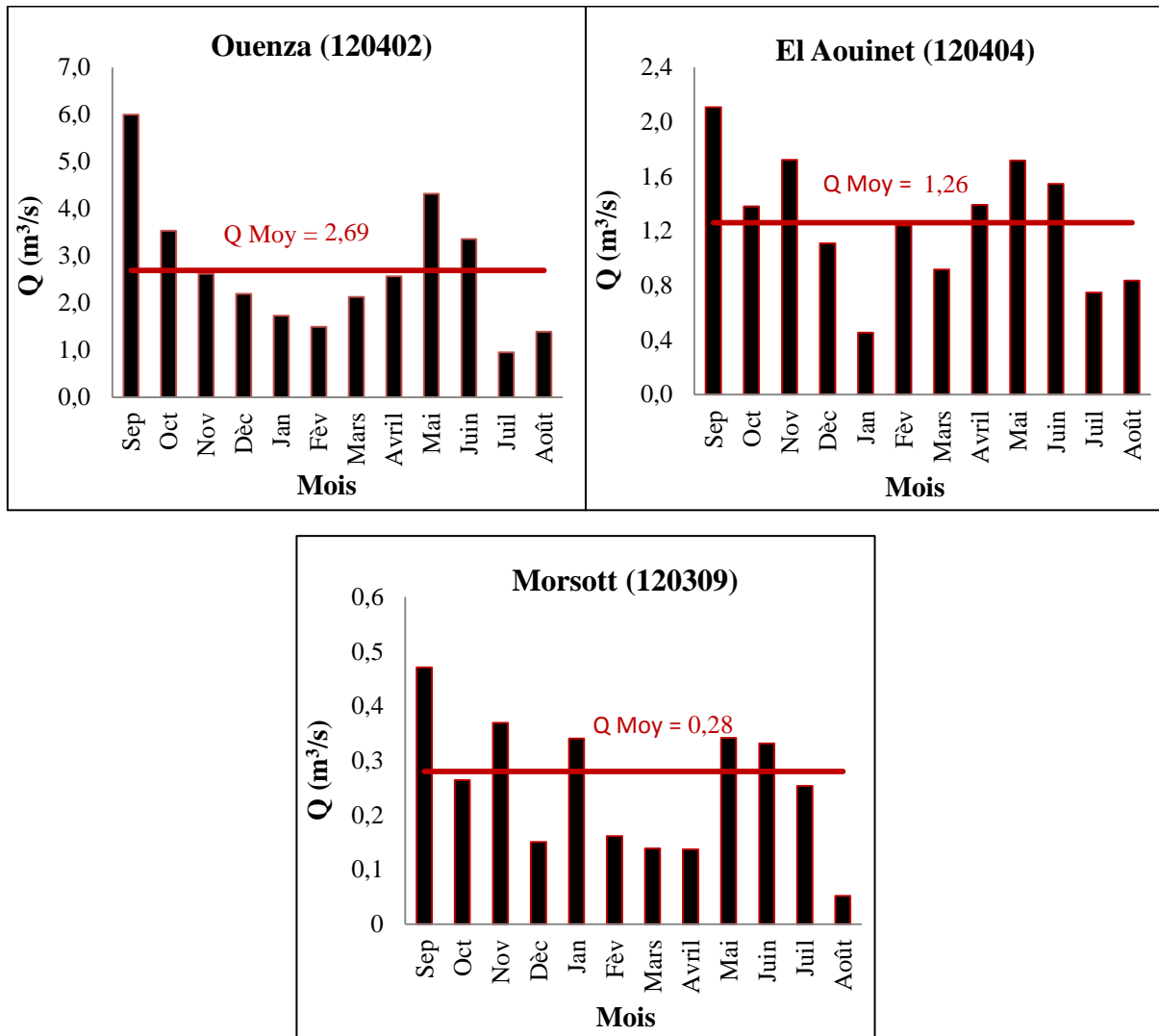


Figure 40. Variations mensuelles des débits moyens dans le bassin de l'Oued Mellègue.

Ces variations mensuelles peuvent être expliquées par les coefficients de variations ou par les coefficients mensuels de débits (CMD). Les mois dont le coefficient mensuel de débits (rapport de débit moyen mensuel au module de la période considérée) est supérieur à l'unité (01) représentent les mois de hautes eaux, et les CMD inférieur à l'unité, correspondent aux mois de basses eaux (Tableau 22).

Tableau 22. Variation des débits moyens mensuels au niveau du bassin d'étude

	Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fèv	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Annuel
Ouenza	moy	6,00	3,53	2,62	2,19	1,73	1,50	2,13	2,57	4,32	3,36	0,96	1,39	2,69
	CMD	2,23	1,31	0,97	0,81	0,64	0,56	0,79	0,95	1,61	1,25	0,36	0,52	-
	Ecart type	12,47	5,02	5,10	5,32	3,97	2,82	5,07	3,61	6,77	4,25	2,12	3,45	1,94
	Cv	2,08	1,42	1,95	2,43	2,29	1,88	2,38	1,41	1,57	1,26	2,22	2,48	0,72

El Aouinet	Moy	2,11	1,38	1,72	1,11	0,45	1,24	0,92	1,39	1,72	1,54	0,75	0,84	1,26
	CMD	1,67	1,09	1,36	0,88	0,36	0,98	0,73	1,10	1,36	1,22	0,59	0,66	-
	Ecart type	2,15	1,39	2,90	1,63	0,31	1,84	1,08	2,06	2,63	1,79	1,38	1,05	0,58
	Cv	1,02	1,01	1,69	1,47	0,69	1,48	1,18	1,48	1,53	1,16	1,85	1,25	0,46
Morsott	Moy	0,47	0,26	0,37	0,15	0,34	0,16	0,14	0,14	0,34	0,33	0,25	0,05	0,26
	CMD	1,84	1,03	1,44	0,59	1,33	0,63	0,54	0,54	1,33	1,29	0,99	0,20	-
	Ecart type	0,75	0,38	0,86	0,29	0,80	0,34	0,22	0,23	0,65	0,58	0,83	0,11	0,18
	Cv	1,59	1,46	2,34	1,93	2,36	2,07	1,56	1,69	1,92	1,76	3,29	2,22	0,71

D'après le tableau ci-dessus, on voit clairement que pour le bassin versant de l'Oued Mellègue, la période des hautes eaux se situe en automne et à la fin du printemps (mai et juin) pour les trois stations hydrométriques étudiées (Figure 41). A la station hydrométrique de Morsott, après les trois mois d'automne (période des hautes eaux), le coefficient mensuel de débit (CMD) s'accroît à nouveau en janvier (1,33) avant de retomber pendant les mois suivants (février, mars et avril).

Le maximum de CMD est marqué en septembre, début de l'année hydrologique avec des valeurs de 1,67, 1,84 et 2,23 à El Aouinet, Morsott et Ouenza respectivement. Ceci est lié aux fortes crues d'automne pouvant produire des débits moyens mensuels importants, ce qui explique le caractère temporel de l'écoulement de ces oueds.

Par ailleurs, la période des basses eaux ne commence qu'au mois de juillet et se termine au mois d'août, elle est assez décalée dans le temps du fait de l'importance relative des précipitations durant la fin de la saison printanière. Le minimum mensuel est prononcé en août à la station de Morsott (0,20) et en juillet à Ouenza (0,36). Par contre au niveau de la station d'El Aouinet, le minimum est observé au mois de janvier (0,36).

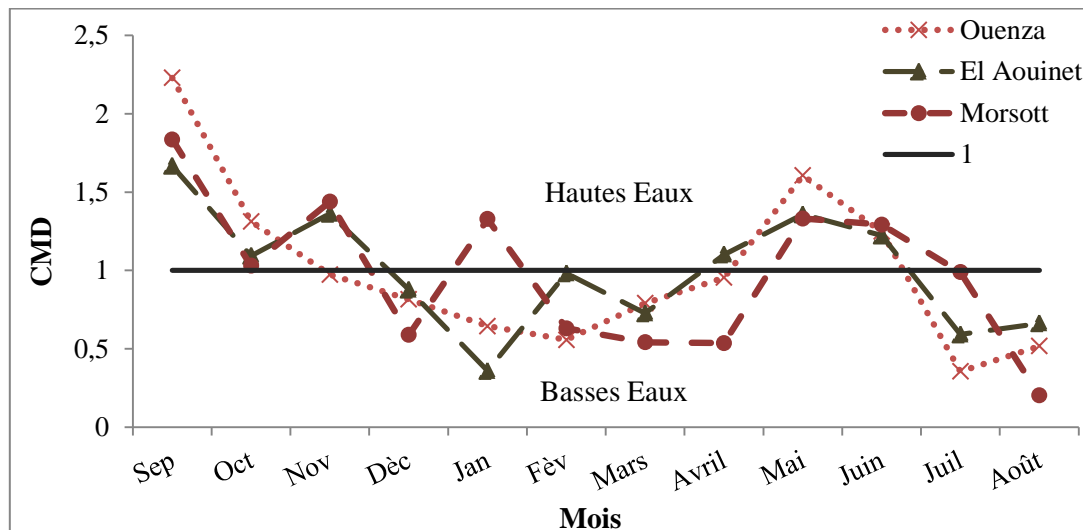


Figure 41. Courbes des coefficients mensuels des débits au niveau du bassin d'étude

Les valeurs calculées du coefficient de variation (C_v) pour les trois stations étudiées montrent clairement l'irrégularité mensuelle et saisonnière des débits. En effet, il apparaît que l'écoulement mensuel est très variable où les valeurs du coefficient de variation dépassent largement l'unité et varient entre 1,26 et 2,48 à Ouenza, entre 0,46 et 1,85 à El Aouinet, et entre 1,46 et 3,29 à Morsott.

4.4. Le régime saisonnier des écoulements

A l'échelle saisonnière, le Mellègue est caractérisé par un régime fluvial très variable et très irrégulier (Figure 42). En effet, les débits de la saison automnale représentent 37% de l'écoulement annuel pour les stations de Morsott et Ouenza, et 35% pour la station d'El Aouinet.

Au niveau du sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont, c'est le printemps qui occupe la deuxième place avec un taux d'écoulement de 28 % ($3,01 \text{ m}^3/\text{s}$) à la station d'Ouenza et 26% ($1,3 \text{ m}^3/\text{s}$) à celle d'El Aouinet. Le minimum est observé en hiver avec une proportion de 17% ($1,81 \text{ m}^3/\text{s}$) du total annuel à Ouenza et 18% ($0,9 \text{ m}^3/\text{s}$) à El Aouinet.

Dans ce cas, la dynamique des matériaux est plus active pendant l'automne et le printemps. Ceci est dû aux averses orageuses intenses de la saison automnale engendrant des crues brutales et localisées, caractérisant les bassins à influence climatique semi-aride.

Par contre à Morsott (Oued Chabro), on voit clairement que le régime fluvial est assez faible et peu variable. En effet, les trois saisons (hiver, printemps et été) représentent les

mêmes proportions avec un taux de 21% de l'écoulement annuel, ce qui correspond à un débit moyen saisonnier de $0,21 \text{ m}^3/\text{s}$.

Ainsi, il apparaît clairement qu'il y a un certain parallélisme entre le régime hydrologique et pluviométrique, mais ce parallélisme entre ces deux phénomènes est plus ou moins modifié par le rôle important de la lithologie (restitutions souterraines) et par celui des températures (évaporation).

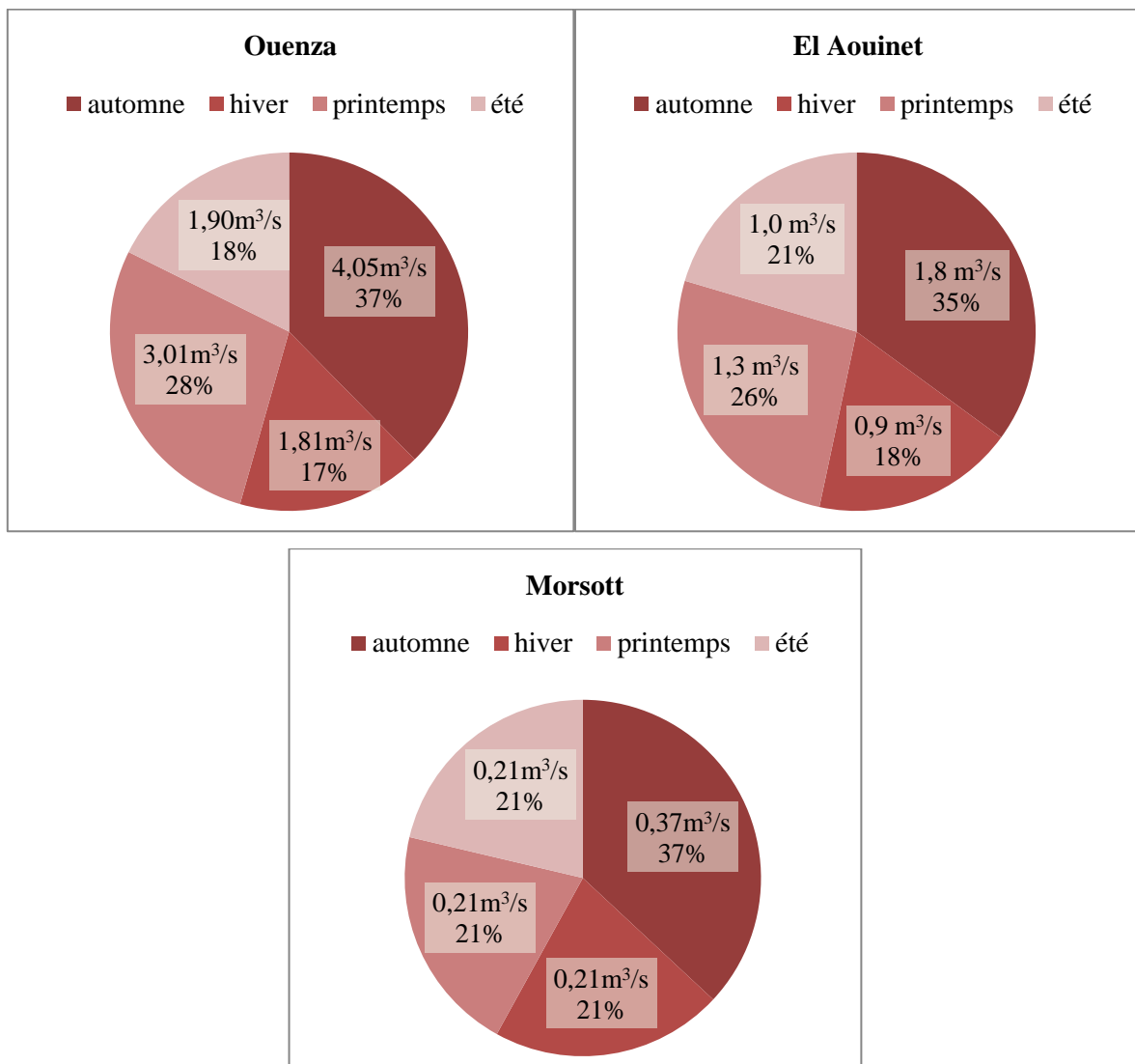


Figure 42. Variation des débits à l'échelle saisonnière.

Conclusion

L'étude du régime de l'écoulement dans notre région d'étude se heurte à une grande insuffisance et un manque de précision des données de débits qui ne facilitent pas la compréhension de certains phénomènes hydrologiques. En dépit de l'absence de station

hydrométrique pour le sous-bassin de Meskiana et le manque de données de débits à la station d'El Aouinet, nous avons pu néanmoins, dégager les grands traits du régime hydrologique du bassin d'étude.

Sous l'influence des conditions climatiques et en particulier des précipitations, le bassin versant de l'Oued Mellègue est soumis à un régime d'écoulement marqué par une période d'abondance en automne et par une période de basses eaux pendant la saison hivernale et durant l'été.

Le calcul du bilan moyen annuel d'écoulement pour les trois stations étudiées a fait ressortir la faiblesse du coefficient d'écoulement à Ouenza (Oued Mellègue) avec un taux de 14,5 % et l'importance de ce dernier au niveau de l'Oued Chabro à Morsott (37,1%).

Le régime saisonnier des oueds étudiés, à alimentation essentiellement pluviale, se fait sous forme de crues et il y a une nette adaptation du régime hydrologique au régime pluviométrique étudié antérieurement. Cependant, il existe des nuances sensibles liées à la structure hydrologique de chaque bassin.

Chapitre 5

Modélisation statistique du transport solide en suspension

Chapitre 5. Modélisation statistique du transport solide en suspension

Introduction

A l'échelle d'un bassin versant ou d'une parcelle expérimentale, c'est essentiellement par la mesure des flux de matières en suspension (MES) dans les eaux de ruissellement des oueds que l'on parvient à une estimation plus quantitative de l'érosion hydrique des versants. La recherche de modèles reliant les paramètres hydroclimatiques (précipitations, écoulements et/ou transport de matériaux solides) a fait l'objet de nombreuses études (Walling, 1974, Demmak, 1982, Megnounif *et al*, 2000, 2003, Katlan *et al*, 1987, Probst *et al*, 1992, Terfous *et al*, 1999, 2001, 2003, Ghenim, 2001, Achit, 2002, 2007, Benkhaled *et al*, 2003, Khanchoul *et al*, 2008, 2009, 2013, Mokhtari, 2017).

L'objectif de ces auteurs est d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide, de quantifier le volume des sédiments transportés et de mettre en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

Chacun a tenté de caractériser la région ou le bassin étudié par le modèle le plus représentatif et le plus fiable (coefficient de corrélation). Ces modèles ont été testés dans différentes régions du globe et ont donné des résultats plus ou moins satisfaisants (Tableau 23), les rendant presque universels (Mokhtari, 2017).

Tableau 23. Quelques modèles utilisés en Algérie (Bouanani, 2005).

Bassin ou région	modèle	Equation	Auteur
Massif central (France)	Puissance	$Q_t = 16 P^2$	Coutagne
Bassins algériens	Puissance	$Q_t = 11.8 P^{2.82}$	A.N.R.H
Bassins algériens	Linéaire	$Q_t = 0.736(P-404)$	Samie
Oued M'righa (Algérie)	Polynôme	$Q_t = 50.6 P^2 - 3.54 P$	Roeder
Oued Ouergha (maroc)	Puissance	$A_t = 690 A_s^{0.58}$	Lahlou
Medjerda supérieur (Algérie)	Linéaire	$A_{ss} = 1.06 E - 66.2$	Bourouba
La Garonne (France)	Puissance	$C = 3.6 \cdot 10^{-3} Q_t^{1.583}$	Probst & Bazerbach

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

Il existe plusieurs modèles pour estimer l'érosion des sols, ils se diffèrent en termes de complexité, d'objectif, de description des processus élémentaires et de demande en données d'entrée (Cerdan *et al.*, 2006). Généralement il n'y a pas un modèle idéal pour toutes les applications, la pertinence du modèle dépendra de l'utilisation voulue et des particularités du milieu modélisé.

Dans ce chapitre, nous allons présenter un bilan du phénomène de transport solide en suspension au niveau du bassin versant d'étude en se basant sur une approche à différentes échelles temporelles, basée sur les modèles de régression. La méthode utilisée pour quantifier le transport solide est celle des classes de débits décrite par plusieurs chercheurs. Cette méthode développée par Jansson (1985 et 1997) vise à établir des courbes de transport solide plus fiables.

5.1. Estimation de l'érosion par formules empiriques

Afin d'évaluer l'état de dégradation au niveau d'un bassin versant dépourvu d'une station hydrométrique et d'analyser son degré d'instabilité, plusieurs calculs ont été établis par des chercheurs en utilisant des formules empiriques. Cependant, il convient de prendre ces formules avec précaution car souvent elles ne reflètent pas la réalité (Khanchoul, 2007). Nous ne citerons que les formules qui impliquent des paramètres physiques dont nous distinguons : Formule de la Sogréah, de Tixeront, de Fournier et celle de l'ANRH. Ces formules sont détaillées dans le chapitre 2.

Les résultats des calculs de l'érosion spécifique du bassin de Mellègue en utilisant les formules empiriques sont illustrés dans le tableau 24.

Tableau 24. Valeurs de la dégradation spécifique par formules empiriques.

Station	Oued	Méthodes			
		Sogréah	Tixeront	Fournier	ANRH
Ouenza	Mellègue	246.12	332.20	550.2	613.2
El Aouinet	Mellègue	134.25	187.51	207.20	212.86
Morsott	Chabro	109.42	125.60	141.45	147.34

D'après les résultats constatés par les différentes formules : On remarque des écarts importants qui apparaissent et qui s'expliquent par des approches différentes utilisées par chaque auteur. Nous pensons que ces formules surestiment ou sous-estiment l'importance de l'érosion où de nombreux facteurs propres aux bassins sont négligés notamment le couvert végétal et son extension, la localisation des formations érodables, la topographie. C'est pour cette raison que nous tenterons de faire une estimation du transport solide en suspension en se basant sur les données d'observations disponibles.

5.2. Méthodologie de mesure des transports solides en suspension

5.2.1. Mesure des MES

Le prélèvement des échantillons de transport solide en suspension ainsi que la lecture des hauteurs d'eau au niveau des stations hydrométriques ont été réalisés par les services de l'agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH).

La mesure du transport en suspension consiste à mesurer une concentration en matière en suspension. Cette concentration connaît une variabilité spatiale et temporelle qui rend difficile la mise au point d'une technique de mesures précises, fiable et opérationnelle.

La technique utilisée par l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) pour mesurer les matières en suspension débute par le prélèvement en un point unique soit sur le bord, soit au milieu au moyen d'un flacon de 1 litre en matière plastique. Les prélèvements sont effectués, chaque jour (généralement à midi : 12h:00), pour les jours d'écoulement normal, avec des teneurs en boues, relativement faibles et ne variant que très lentement au cours d'une journée.

En période de crues à écoulement torrentiel, l'échantillonnage est échelonné dans le temps, suivant des intervalles de temps variables en fonction de la vitesse de l'augmentation des débits liquides. Ainsi, un prélèvement est effectué durant la montée des eaux lorsque la montée est lente toutes les quarts d'heures et demis heures lorsque la montée est rapide, en décrue, on prélève un échantillon toutes les heures durant les six premières heures et toutes les deux heures ensuite (Demmak, 1982). L'espacement dans le temps des prélèvements des concentrations accroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du pic de la crue.

Le traitement des matières en suspension prélevées se fait au laboratoire. Les sédiments filtrés sur papier filtre (0,45 μ m) sont ensuite séchés à l'étuve à une température variant entre 105 et 110 °C. Ramenée à l'unité de volume (1 litre), ce poids de la boue est attribué à la concentration en suspension véhiculée par l'oued en g.l⁻¹. Cette mesure de concentration, une fois combiné avec le débit mesuré au même temps, donne le débit solide en suspension. En effet, cette approche ne tient pas compte du caractère variable de la concentration dans la section mouillée du cours d'eau (Touat, 1989).

5.2.2. Données utilisées

La collecte et la mise en forme des données revêt l'aspect le plus difficile est le plus délicat du traitement de l'information d'autant plus quand celle-ci constitue une masse importante. En effet, nous disposons d'une banque de données brutes remises par l'ANRH (l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques), comportant les valeurs de hauteurs d'eau, de débit liquide instantané, de débit liquide moyen journalier et de concentration en matière en suspension enregistrées aux trois (03) stations hydrométriques contrôlant le bassin de la zone d'étude. Le choix des stations utilisées s'est basé sur deux critères:

- Longueur de la période d'étude.
- Représentativité des données.

Ces données disponibles qui consiste à établir des fichiers de :

- Débits liquides instantanés (m³ / s) : A partir de la confrontation entre les hauteurs d'eau disponible avec la courbe de tarage, $Q = f(H)$;
- Concentration C en (g / l) : Obtenue à partir des fiches d'analyse des eaux;
- Débits solides instantanés (Kg / s);
- Débits moyens journaliers (m³ / s), à partir des annuaires.

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

5.2.3. Homogénéisation et traitement des données

L'analyse statistique de l'information disponible (débit liquide, concentration en MES) a été traitée en vue de comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire des cours

d'eau et de quantifier la dégradation spécifique et les flux de la matière fine à l'exutoire du bassin d'étude.

L'homogénéisation des données consiste à déterminer des relations régressives entre deux paramètres mesurés, permettant ainsi de combler les lacunes et d'étendre les séries à partir des séries de données existantes. Avant la recherche d'un modèle régressif quelconque, les données sont mises en graphe, l'allure de ce dernier peut justifier l'existence d'une relation mathématique et orienter le choix du modèle. Nous avons choisi le meilleur parmi les cinq modèles régressifs suivants :

- Linéaire de la forme $y = ax + b$,
- Logarithmique de la forme $\text{Ln}(y) = a * \text{Ln}(x) + b$,
- Puissance de la forme $y = ax^b$,
- Exponentielle de la forme $y = ae^{bx}$,
- Polynomiale de la forme $y = ax^2 + bx + c$.

Cette méthode a ainsi permis de reconstituer, quand nécessaire, les valeurs manquantes. Mais surtout, a permis d'augmenter le nombre des données pour les utiliser au moment de l'application des courbes de transport solide (sediment rating curves).

Par ailleurs, il faut signaler que la reconstitution ne permet pas une interpolation sûre entre deux points de mesure car les turbidigrammes résultants de ruissellements localisés sur un bassin donné présenteront des formes et des intensités très variables suivant le secteur concerné par le ruissellement (Demmak, 1982 ; Khanchoul *et al.*, 2007).

5.3. Courbes de transport solide (sediment rating curves)

La quantification des flux des sédiments en suspension est devenue une préoccupation majeure. Pour répondre à ce besoin d'une part et le manque de données continues de la concentration des sédiments en suspension d'autre part, beaucoup d'auteurs ont eu recours à des méthodes alternatives par l'outil de relations empiriques telles que les courbes de transport solide en suspension.

En l'absence d'appareils pour faire des prélèvements fréquents, nous étions contraints d'utiliser la technique des courbes de transport solide afin d'estimer la charge solide transportée en suspension à partir des séries d'écoulement.

L'étude menée par Campbell est Bauder (1940) sur la rivière rouge du Texas est considérée comme le premier exemple qui utilise la courbe de transport solide aux Etats Unis d'Amérique. Le rapport de Miller (1951) a décrit l'analyse des charges solides de la rivière San Juan et a donné une évaluation plus détaillée de la technique, en introduisant la nécessité d'utiliser les saisons pour élaborer la courbe de relation C-Q qui servirait à estimer le débit solide sur une longue période d'écoulement (Khanchoul *et al.*, 2007).

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

5.3.1 Méthodologie adoptée pour la quantification du transport solide en suspension

La méthode utilisée dans ce travail pour quantifier le transport solide est celle des classes des débits décrite par Verhoff *et al.*, 1980; Walling et Webb, 1981. Ils ont démontré que cette méthode basée sur le calcul des concentrations moyennes et des débits moyens donne un ordre d'amplitude plus correcte de la charge solide. Par la suite, la méthode a été développée par Jansson (1985, 1997) pour aboutir à des courbes de transport solide plus fiables (Khanchoul *et al.*, 2007, 2009).

La procédure débute par classer les individus mesurés et par les regrouper ensuite en classes distinctes des débits liquides (suivant un tri croissant). La définition de l'intervalle de classe dépend de la base de données. Pour les débits faibles, l'intervalle de classe peut être étroit et devient progressivement large au fur et à mesure que la base de données contient moins de débits liquides aux valeurs élevées. Les concentrations en suspension et les débits liquides moyens correspondants à chaque classe sont calculés et introduits dans des régressions.

Par définition, une ligne de régression devrait traverser toutes les valeurs moyennes (Yevjevich, 1972, p.233), mais il est difficile d'observer à l'œil nu la direction que la ligne de

régression devrait prendre au sein d'un nuage de points dispersés. Pour cela, il est impératif de représenter toutes les concentrations moyennes et les débits moyens dans un même graphe et de représenter la ligne de régression afin de déterminer le changement de direction de cette ligne à travers le nuage de points et de choisir, par-là, le meilleur ajustement possible.

Il est possible que la courbe de transport solide comporte une ou deux lignes de régression avec des points de rupture déterminés par les changements d'inclinaison de la ligne imaginée à travers les moyennes des classes de débits. Le débit de la variation d'inclinaison de la courbe de tarage peut être considérée comme un seuil de débit pour la concentration en MES.

Après élaboration des différentes régressions appartenant aux différentes catégories (données confondues et regroupement saisonnier), chaque régression des concentrations et des débits peut être corrigée afin de réduire la sous-estimation du débit solide (Ferguson, 1986; Jansson, 1985, 1997). Miller (1984) avait proposé un facteur de correction défini par la formule suivante :

$$CF = \exp(0,5\sigma^2), \sigma^2 = 1/(N-1) \times \sum (\ln C_i - \ln C'_i)^2$$

Où σ^2 , C_i et C'_i sont la variance, la concentration moyenne mesurée et estimée respectivement.

L'équation corrigée devient :

$$C_s = CF \times aQ^b$$

Le débit solide (Q_s) se calcule par la formule suivante :

$$Q_s \text{ (kg/s)} = Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times C \text{ (g/l)}$$

Finalement, les résultats des débits solides mesurés seront comparés à ceux calculés. Les différences entre les valeurs mesurées et celles calculées peuvent être exprimées en pourcentage d'erreur en utilisant la formule suivante (Walling, 1977; Horowitz, 2001) :

$$\text{Erreur (\%)} = \left(\frac{\text{Valeur estimée du débit solide}}{\text{Valeur mesurée du débit solide}} - 1 \right) \times 100$$

Une valeur négative indique une sous-estimation, alors que la valeur positive indique une surestimation relative à la valeur mesurée.

5.3.2 Évolution de la concentration des sédiments en suspension instantanés et des débits liquides instantanés

La relation entre concentration des sédiments en suspension (C) et les débits liquides (Q), peut être étudiée quantitativement par l'analyse des courbes des concentrations et des débits liquides en fonction du temps.

Depuis 1970, un grand intérêt est apporté à l'estimation du transport solide en suspension en appliquant la relation de C – Q. Les raisons sont nombreuses et diverses parmi lesquelles nous citons le transport des contaminants, cheminement de la qualité des eaux, envasement des barrages, érosion et pertes des sols (Walling, 1977; Ferguson, 1986; Horowitz *et al.*, 2001).

La concentration des sédiments en suspension et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $Y = a X^b$ (Etchanchu *et al.*, 1986 ; Walling *et al.*, 1981; Wood, 1977 ; Benkhaled et Remini, 2003; Bouanani, 2005; Khanchoul *et al.*, 2007).

$$C = a Q^b$$

Plusieurs facteurs, affectent les relations C-Q. L'intensité des précipitations et leurs distribution spatiale, volume et vitesse d'écoulement, les distances parcourues des eaux des crues dans le cours d'eau principal, le temps et le volume des sédiments provenant de différentes sources jusqu'à la station de mesure et la proximité de la source des sédiments par rapport à la station.

Trois groupes constitués des séries complètes: débit liquide instantané – concentration des sédiments en suspension instantanée (2602 couples de données enregistrées à la station d'Ouenza, 1748 couples de données enregistrées à la station d'El Aouinet, et 697 couples de données enregistrées à la station de Morsott) ont été utilisés pour établir les courbes de transport solide. Mise à part la station d'El Aouinet, qui a connu 12 ans d'observation seulement, les Autres stations disposent d'une série de mesure plus ou moins longue, allant de 30 ans (station Morsott) à 34 ans (station Ouenza).

À partir de données compilées et classées par mois, une fiche unique, comprenant : date – heure - hauteur d'eau - concentration en éléments fins - débit liquide - débit solide, a

été établi, pour déterminer la relation C-Q. Ce travail laborieux à l'avantage de fournir des résultats sur le volume des sédiments fins transportés à l'échelle annuelle et saisonnière.

La représentation de la répartition des concentrations des sédiments en suspension instantanées en g/l en fonction des débits liquides instantanés en m^3/s des séries complètes des trois stations de jaugeage est donnée dans la figure 43.

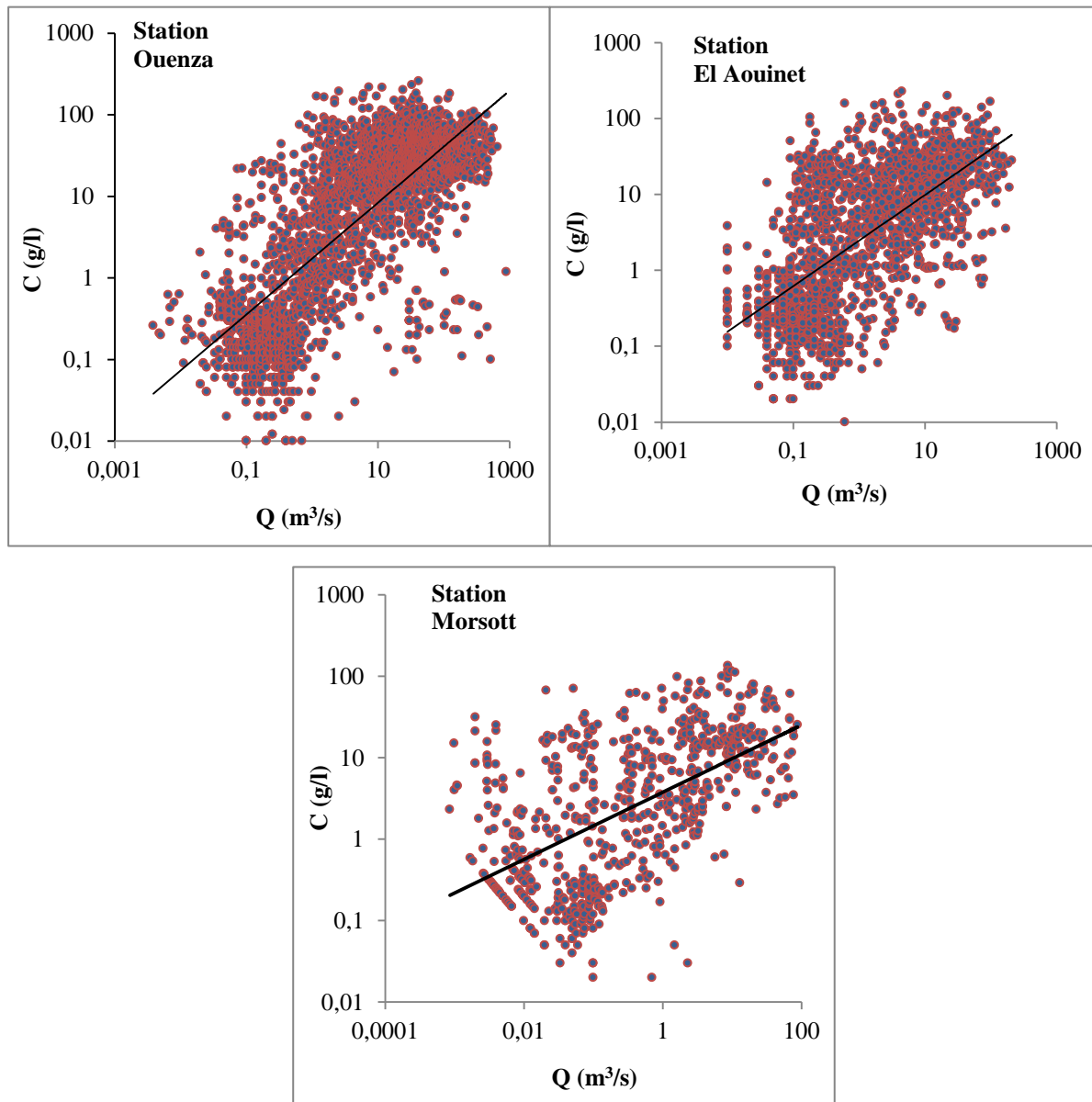


Figure 43. Relations entre les valeurs instantanées des concentrations des MES (C) et des débits (Q) des séries complètes au niveau des trois stations de jaugeage du bassin d'étude.

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

5.3.2.1. A l'échelle interannuelle

Les courbes de transport solide développées en utilisant la relation C-Q avec la méthode des classes de débits pour les séries complètes des données instantanées disponibles au niveau des stations hydrométriques d'Ouenza, El Aouinet et Morsott ont été illustrées dans la figure 44.

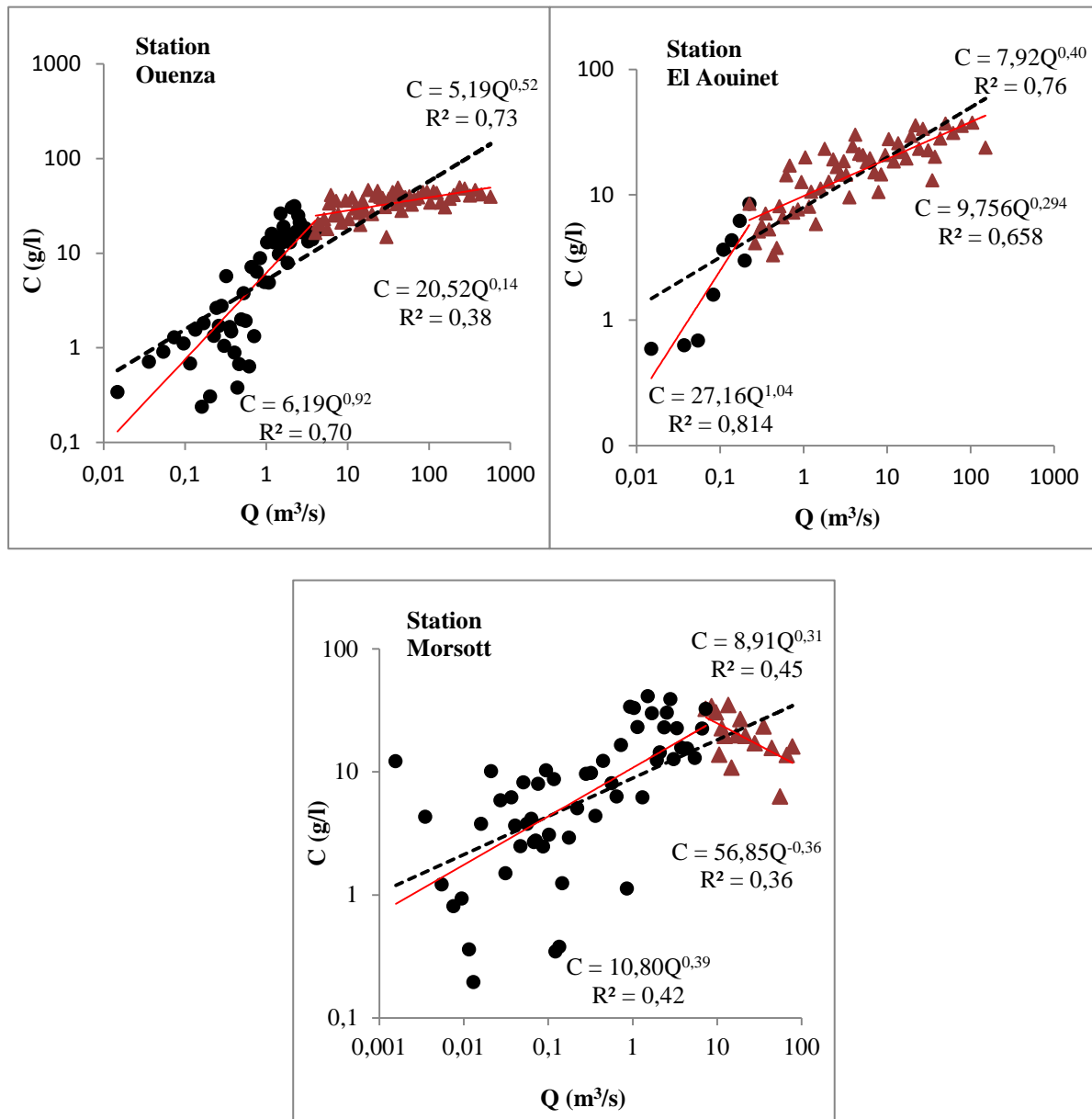


Figure 44. Évolution des concentrations instantanées en fonction des débits liquides instantanés (regroupement par classes).

Quand une seule régression a été développée pour toutes les classes de débits, la courbe de tarage ne correspond pas aux hautes et basses moyennes de débits.

Il est important que les débits élevés soient représentés avec précision, car la majeure partie des sédiments en suspension est transportée lors des crues.

Par contre, l'utilisation de deux lignes de régression a montré un meilleur ajustement et une moindre dispersion des points autour des lignes de régression et a donné des coefficients de corrélation assez modérés ($r = 0,62$ et $0,84$).

5.3.2.2. A l'échelle saisonnière

Afin d'étudier les réponses du bassin aux débits liquides et matières en suspension au cours de l'année hydrologique, nous avons jugé utile de regrouper suivant les différentes saisons les valeurs instantanées (prélevées au niveau de chaque station aux différentes périodes d'étude) et d'analyser la relation liant les concentrations des matières en suspension aux débits liquides.

Les données observées sont regroupées en quatre saisons :

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

Cette approche permet de mettre en exergue l'effet de l'irrégularité du climat sur le transport solide. Les figures 45, 46 et 47 illustrent les relations C-Q instantanés au niveau des trois stations hydrométriques du bassin de Mellègue.

a) Station Ouenza

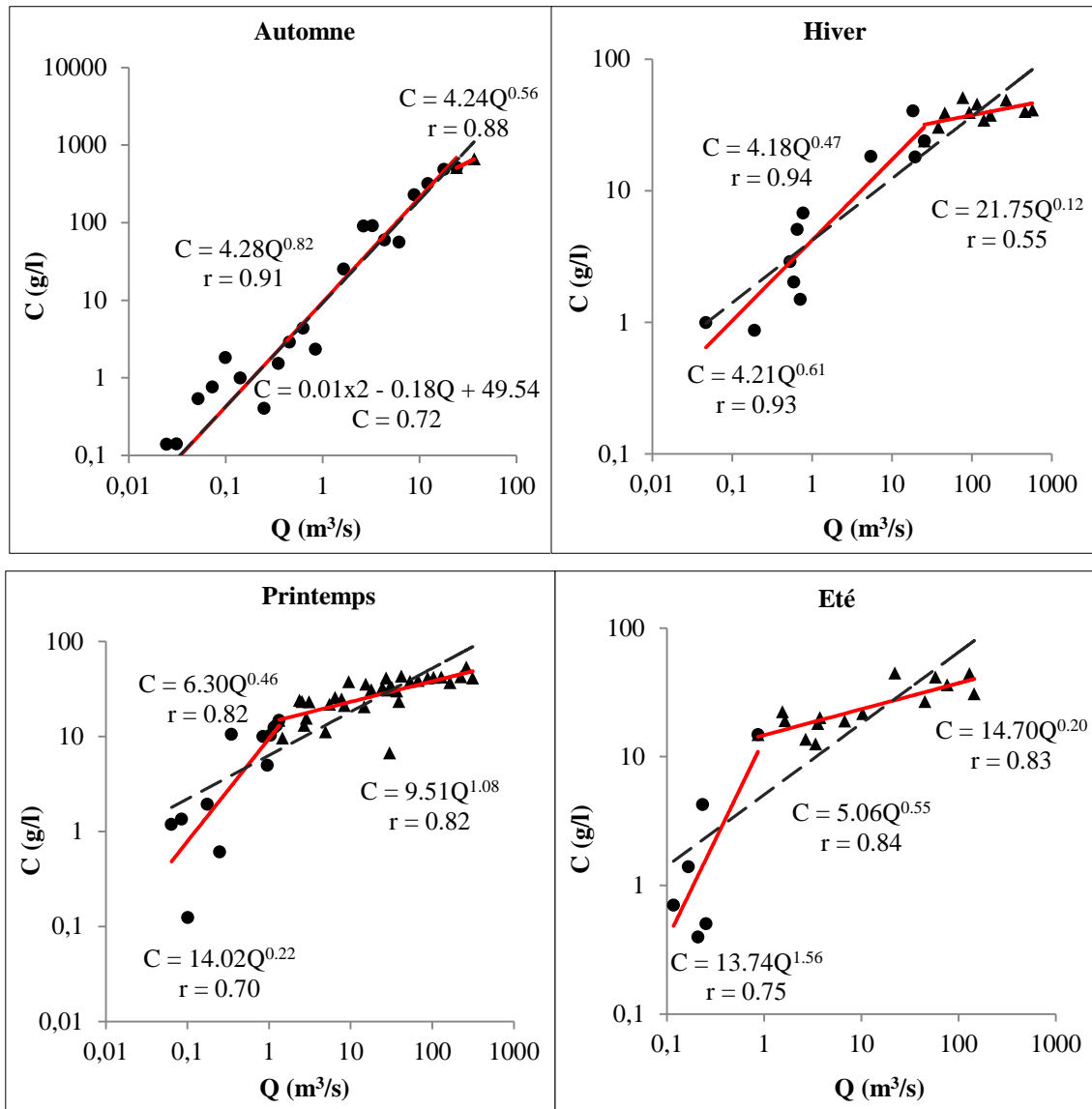


Figure 45. Relation C-Q pour les données instantanées à l'échelle des saisons (station Ouenza)

b) Station El Aouinet

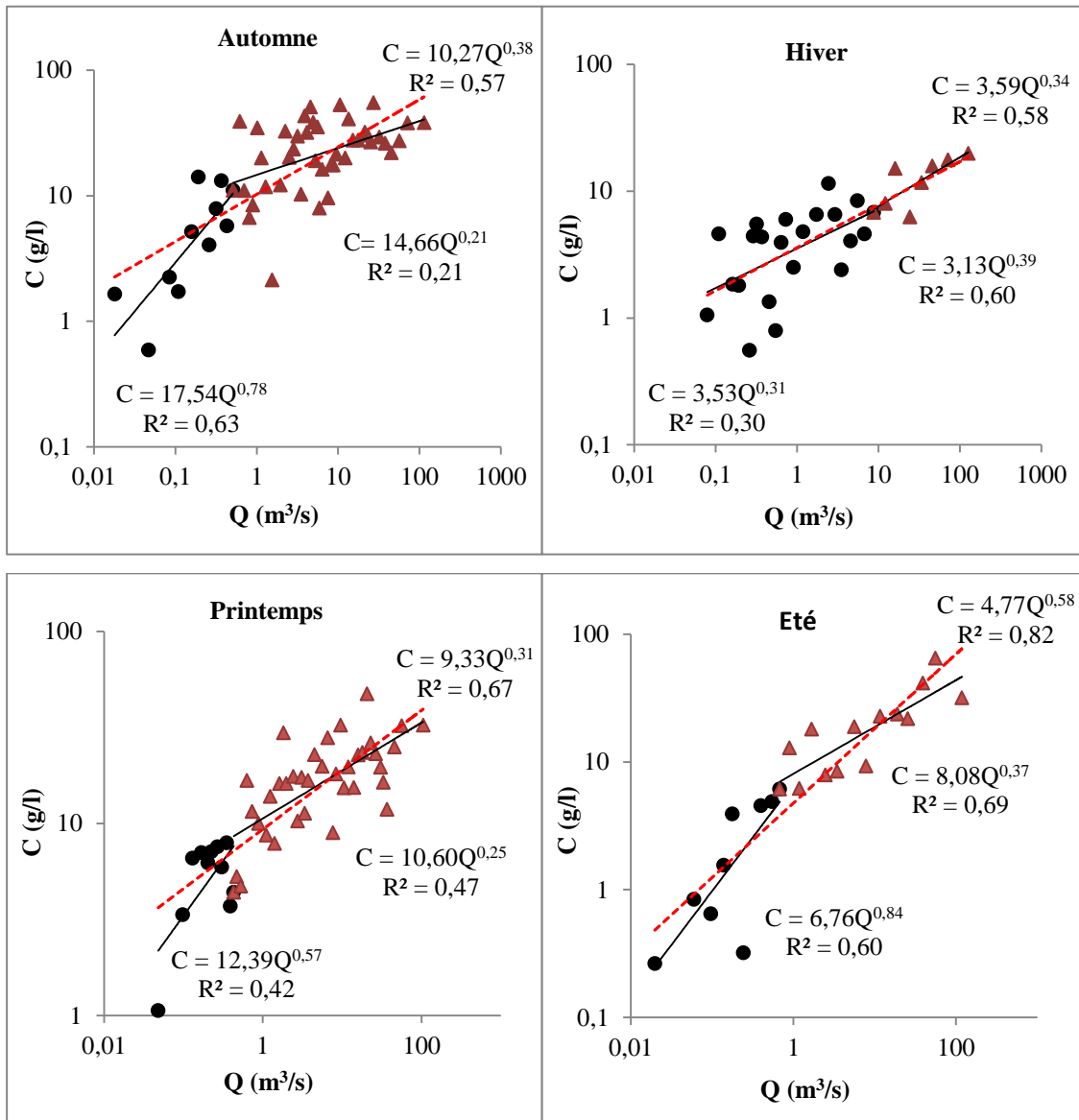


Figure 46. Relation C-Q pour les données instantanées à l'échelle des saisons (station El Aouinet).

c) Station Morsott

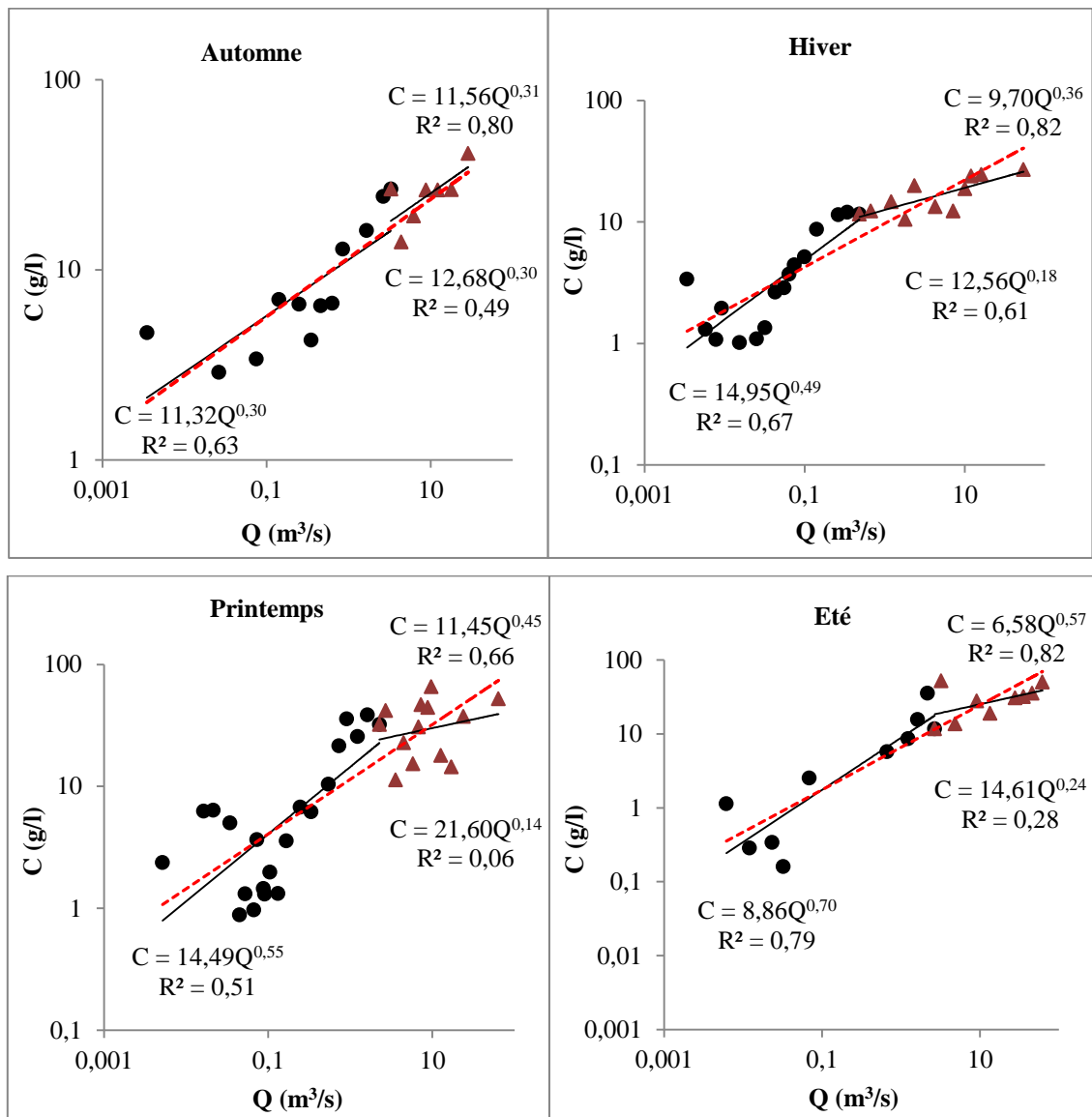


Figure 47. Relation C-Q pour les données instantanées à l'échelle des saisons (station Morsott).

5.3.3. Relation reliant le débit solide instantané au débit liquide instantané

L'utilisation de la courbe de transport solide, débit solide (Q_s)- débit liquide (Q_l), est une méthode utilisée depuis 1940 par différents auteurs. L'application de cette méthode dans notre cas est élaborée à l'échelle des débits instantanés au niveau de la station Ouenza (série 1970/71- 2003/04) (Figure 48).

Néanmoins, l'utilisation du débit solide comme variable dépendante a été critiquée car le débit liquide est inclus d'une part dans la variable dépendante et d'autre part dans la variable indépendante de la relation $Q_s = f(Q)$; est ainsi, il donne un coefficient de corrélation élevé (Mc Bean *et al* Nassri, 1988).

Ces auteurs ont conclu que la corrélation entre la concentration et le débit liquide est correcte par contre celle entre le débit solide et le débit liquide est incorrecte. Cette interprétation a été contredite par un nombre d'auteurs (Nordin, 1990; Gilroy *et al*, 1990; Jansson, 1997). En se basant sur le facteur correctif, ces derniers ont démontré que les deux relations aboutissent à la même évaluation des débits solides où les variances de régressions sur les logarithmes des débits solides et celle des concentrations sont équivalentes (Khanchoul *et al.*, 2007; Khanchoul *et al.*, 2012).

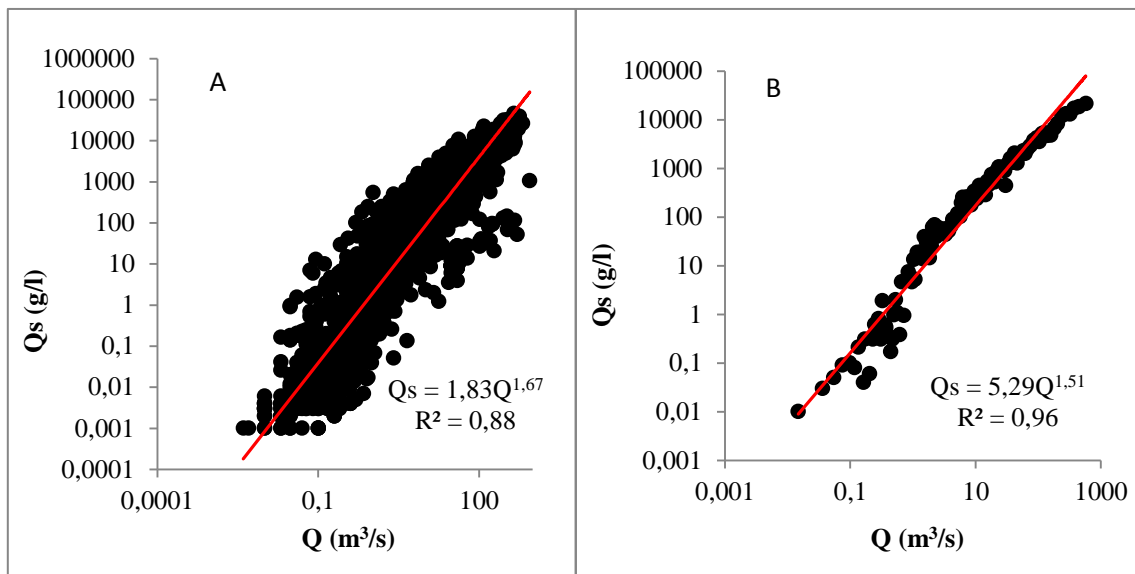


Figure 48. Relation entre débit solide et débit liquide instantané à la station d'Ouenza; a) données confondues, b) en utilisant la méthode des classes de débits.

5.3.4. Relation entre les concentrations moyennes et les débits moyens à l'échelle des crues

Pour une station donnée, nous sélectionnons les journées de crues pour lesquelles nous disposons d'un nombre suffisant de prélèvements des concentrations afin d'établir des relations. Pour l'étude à l'échelle des crues et après traitement des données, nous avons retenu uniquement la station de l'Ouenza, car c'est la seule station qui dispose d'un bon

nombre de données de crues et du fait qu'elle est considérée comme l'exutoire de notre bassin d'étude.

Compte tenu parfois de la dispersion du nuage de points autour de la droite de régression causé par les variations dans l'approvisionnement en sédiments durant chaque crue et chaque saison, nous avons effectué des regroupements sur les échantillons par saisons : automne, hiver, printemps et été (Figure 49).

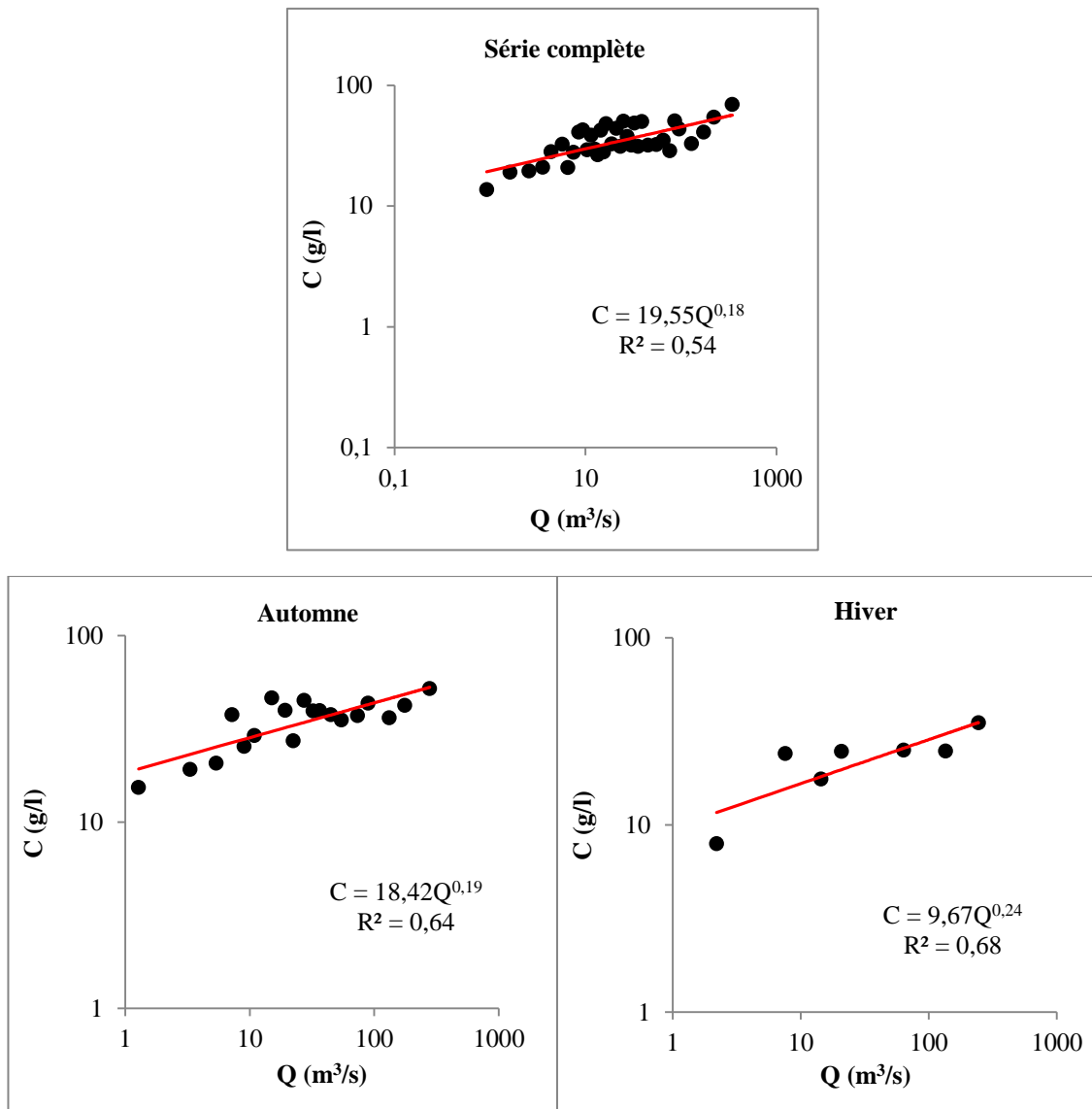
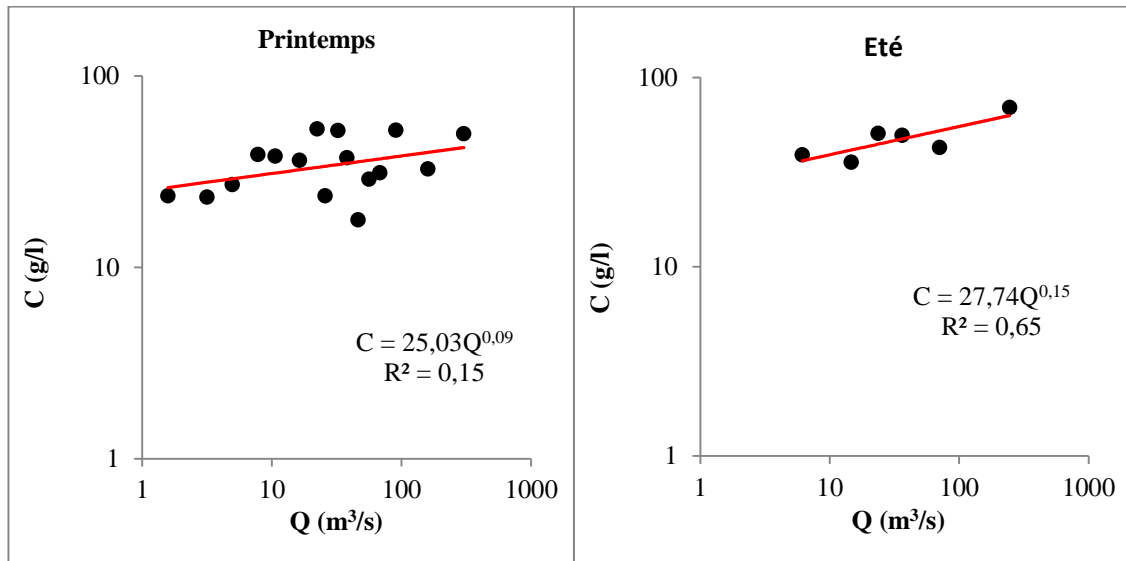


Figure 49. Relation entre concentration moyenne et débit liquide moyens à la station de l'Ouenza.



Suite Figure 49. Relation entre concentration moyenne et débit liquide moyens à la station de l'Ouenza.

5.3.5. Relation C-Q en montée de crue et décrue

Les relations entre concentration des sédiments en suspension (C) et les débits liquides (Q) pour un événement hydrologique tel que les crues, peuvent être étudiées qualitativement par l'analyse des courbes des concentrations et des débits liquides en fonction du temps. A cet effet, on a opté pour une classification de ces relations basées sur le rapport C/Q durant les phases de montée de crue et de décrue (Figure 50 et 51).

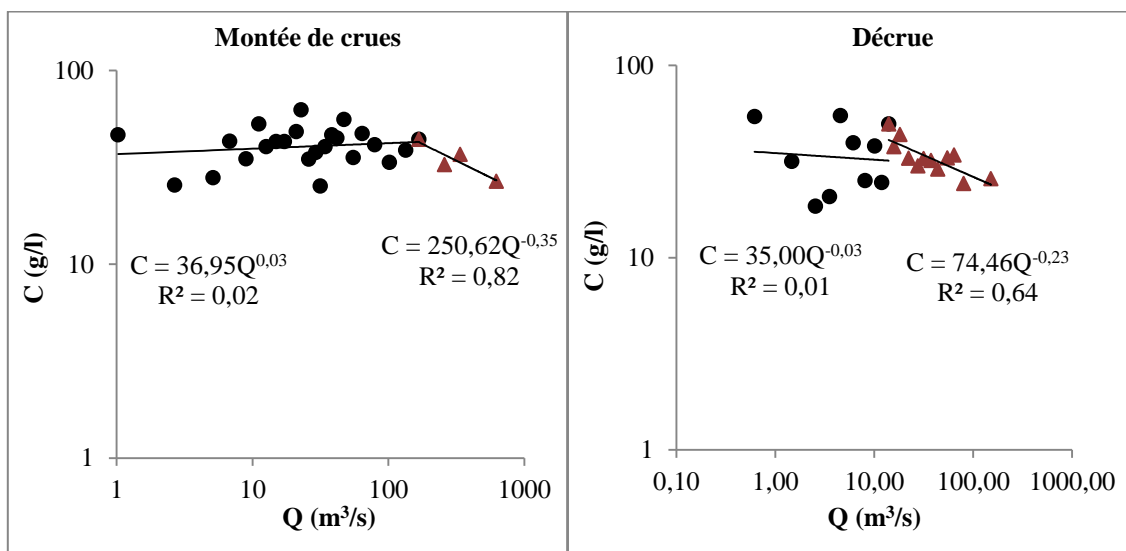


Figure 50. Relation C-Q de la série complète des données en montée et descente des crues.

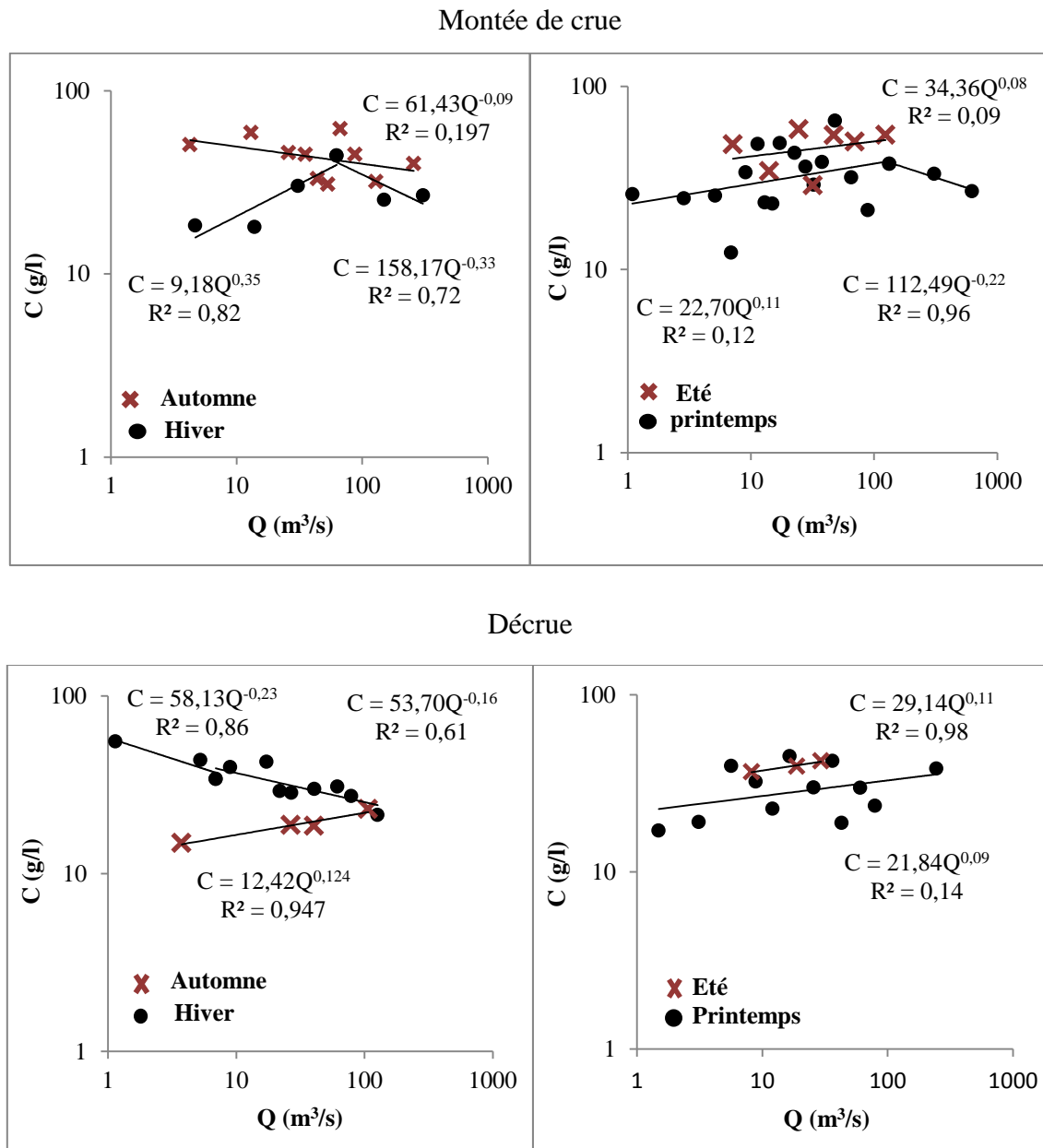


Figure 51. Relation C-Q en montée et descente de crues à l'échelle des saisons (station Ouenza).

5.3.6. Relation entre les débits solides et les débits liquides moyens à l'échelle des crues

Une autre analyse des transports solides à l'échelle des crues a été élaborée par la relation débit solide et débit liquide (Figure 52) et ce pour obtenir la meilleure estimation des transports solides.

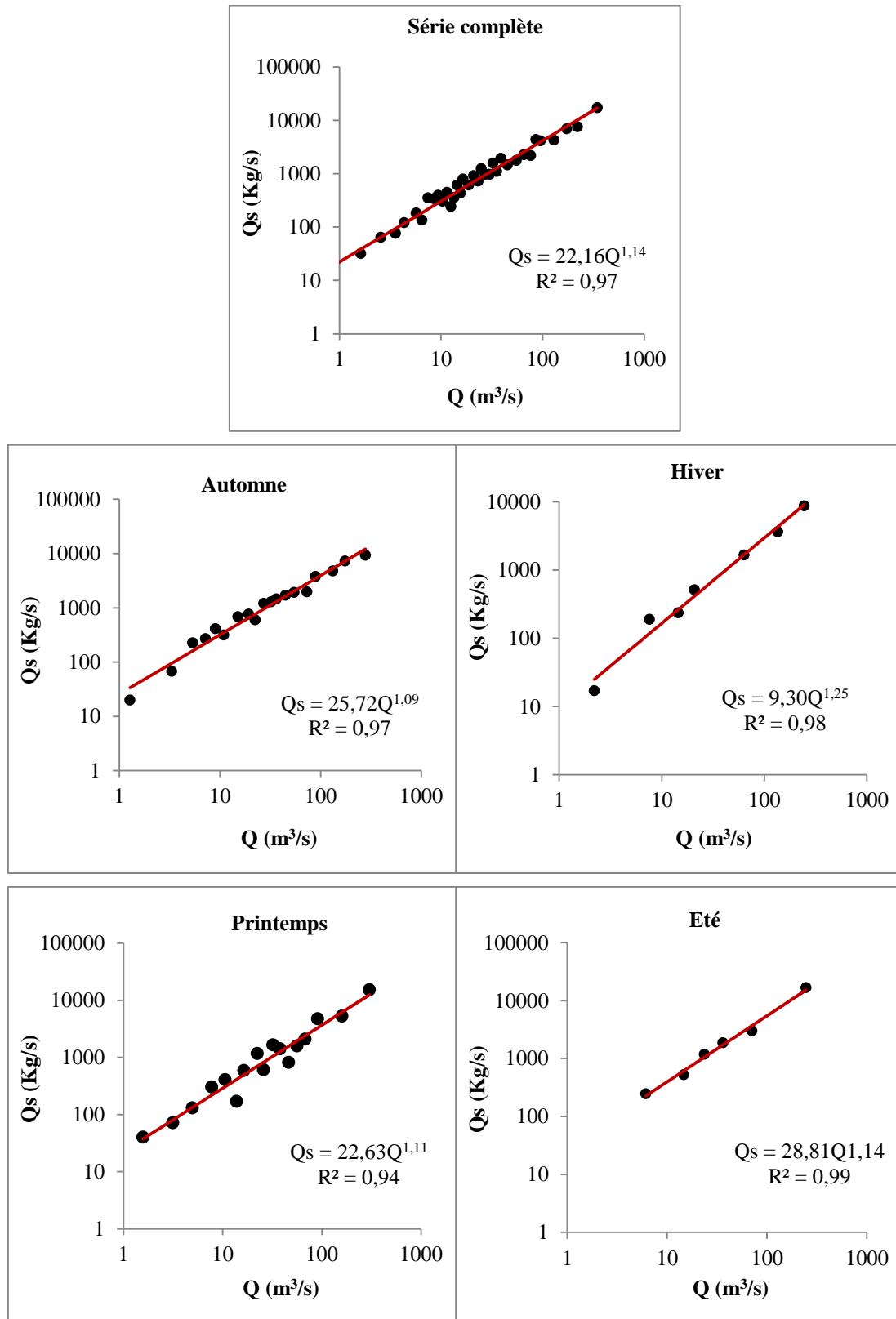


Figure 52. Relation entre Q_s - Q à l'échelle des crues (station Ouenza).

5.3.7. Relation Qmax- SL à l'échelle des crues

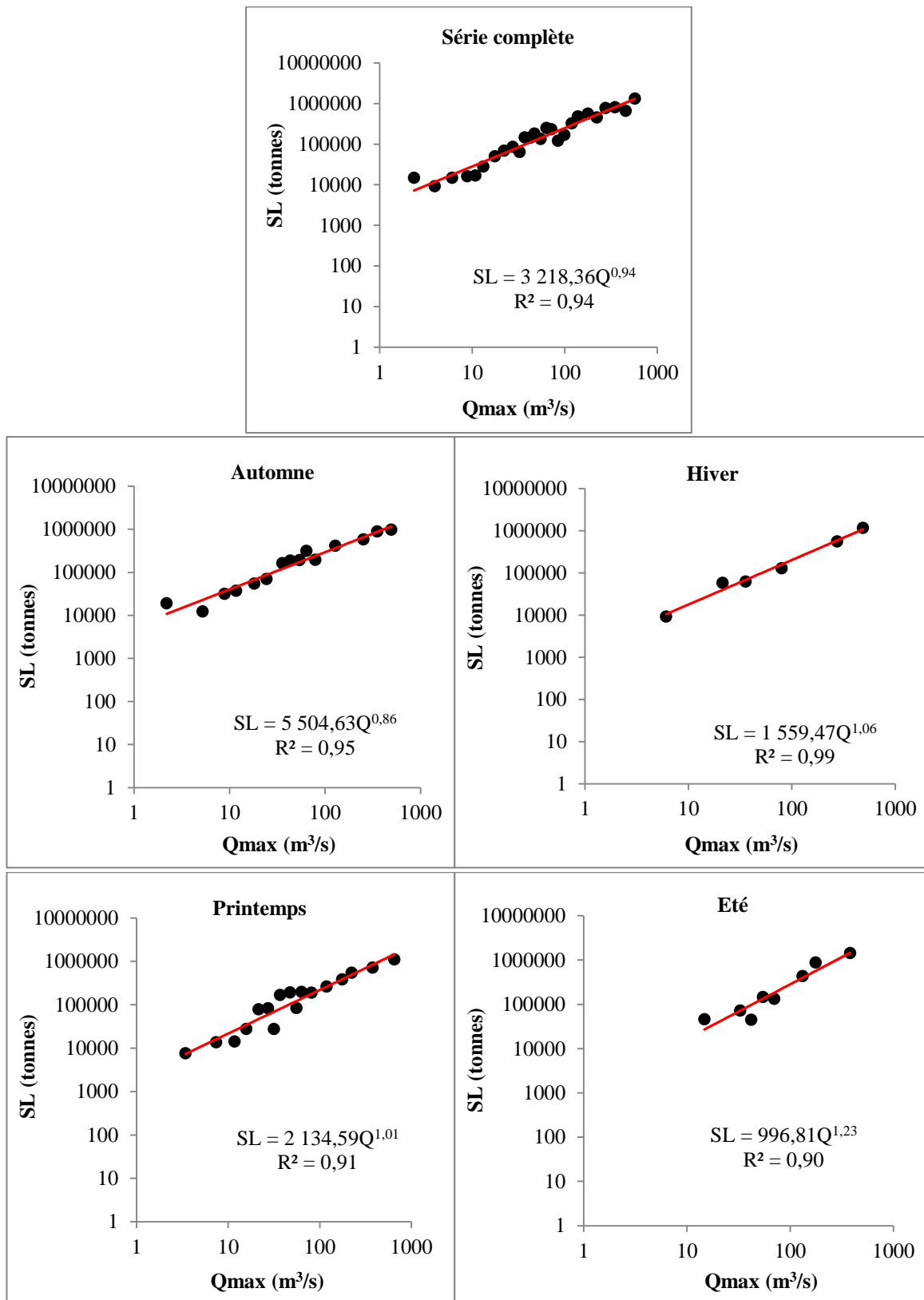


Figure 53. Relation Qmax-SL de la série complète et à l'échelle des saisons au niveau du bassin de Mellège (station Ouenza).

5.4. Estimation des apports solides et la dégradation spécifique

La quantification de l'apport solide moyen interannuel et de l'érosion spécifique moyenne interannuelle donne une idée sur l'importance du transport solide et l'état de la dégradation du sol du bassin.

L'apport solide est calculé en utilisant l'équation suivante:

$$As \text{ (tonnes)} = \sum \frac{Q \text{ (m}^3/\text{s)} \times C \text{ (g/l)} \times T \text{ (secondes)}}{1000}$$

As étant l'apport solide, T est le temps entre les valeurs de la concentration mesurée et estimée.

La dégradation spécifique ou les transports solides spécifiques en T/km²/an, sont évalués par le rapport des apports solides à la superficie totale du bassin versant. Ils sont calculés par:

$$Ass = As / S$$

Où : Ass est l'apport solide spécifique ou dégradation spécifique (t km⁻²an⁻¹), As est l'apport solide (10⁶t), et S est la superficie du bassin versant (km²).

5.5. Résultats et discussion

A travers cette étude, nous avons essayé de voir quelle est la relation qui existe entre les concentrations des matières en suspension et les débits liquides, entre les débits liquides et solides et notamment le degré de ces relations. Le but principal étant d'établir les modèles les plus appropriés dans le cadre de l'évaluation du transport solide au niveau du bassin étudié. Les relations établies nous serviront, par la suite, pour quantifier le transport solide.

Comme pour la plupart des cours d'eau, on trouve une bonne relation en puissance liant les concentrations des MES et les débits liquides, de même, pour la relation entre les débits liquides et les débits solide. Les coefficients de déterminations à différentes échelles temporelles pour le bassin de Mellègue sont significatifs. La variation des coefficients de corrélation d'une saison à une autre montre l'effet de cette irrégularité climatique sur le transport solide.

Cependant, nous devons calculer les charges de sédiments pour être en mesure de fournir une estimation précise, approchant la charge de sédiments mesurée. Ainsi, la somme des charges de sédiments en suspension calculée à partir des concentrations de diverses équations ont été comparées aux charges calculées à partir des concentrations mesurées.

5.5.1. Estimation des apports solides à partir des données instantanées

L'analyse porte sur les valeurs des concentrations des MES instantanées (C en g/l) et des débits liquides instantanés (Q en m³/s), mesurés au niveau des stations hydrométriques du bassin versant de Mellègue.

Les résultats reportés ci-dessous (Tableau 25), permettent d'évaluer les apports solides interannuels et d'aboutir au modèle régressif adéquat pour l'estimation de ces derniers.

Tableau 25. Estimation des apports solides à partir des mesures instantanées de concentration en MES.

Apport solide (As)		N	r	As×10 ³ tonnes	Erreur (%)	Fc	As×10 ³ tonnes corrigé	Erreur (%)	
Station Ouenza	Données confondues des concentrations	2602	0,76	3785,78					
	Série complete:	1 ligne de régression		7241,62	+91,28		-	-	
		2 lignes de regression		3948,59	+4,30		-	-	
	Regroupement par saisons:				3862,85				+2,00
	Automne	1 ligne de régression	894	0,88	2529,11	+77,10	1,29	-	-
		2 lignes de régression			1387,42	-2,85		1409,25	-1,32
	Hiver	1 ligne de régression	391	0,94	1405,05	+46,14		-	-
2 lignes de régression				986,05	+2,56		-	-	
Printemps	1 ligne de régression	950	0,82	1861,36	+42,15	1,46	-	-	
	2 lignes de régression			1273,16	-2,77		1273,74	-2,73	
Été	1 ligne de régression	367	0,84	353,16	+60,31	1,03	-	-	
	2 lignes de régression			216,22	-1,85		222,49	+0,99	
Station El Aouinet	Données confondues des concentrations	1748	0,64	429,29					
	Série complete:	1 ligne de régression		591,34	+23,52		-	-	
		2 lignes de regression			478,75	+11,52		-	-
	Saisons:				441,04				+2,73
	Automne	1 ligne de régression	550	0,75	241,95	+38,00		-	-
2 lignes de régression				180,18	+2,77		-	-	
Hiver	1 ligne de régression	295	0,76	39,89	-7,03	1,32	41,02	-1,9	

Station Morsott		2 lignes de régression			42,56	-0,81		-	-
	Printemps	1 ligne de régression	610	0,82	155,68	+16,06		-	-
		2 lignes de régression			141,48	+5,48		-	-
	Été	1 ligne de régression	293	0,91	112,90	+46,77		-	-
		2 lignes de régression			768,19	-0,14		-	-
	Données confondues des concentrations			697	0,57	63,25			
	Série complete:	1 ligne de régression		0,90	80,94	+27,98		-	-
		2 lignes de régression			56,64	-10,44	1,65	62,01	-1,97
	Saisons:					63,25			+4,89
	Automne	1 ligne de régression	170	0,89	23,50	+24,81	-	-	-
2 lignes de régression		16,34			-13,10	1,06	20,81	+10,68	
Hiver	1 ligne de régression	130	0,91	5,60	-10,47	1,17	7,21	+15,49	
	2 lignes de régression			6,02	-4,58	1,11	6,14	-1,46	
Printemps	1 ligne de régression	276	0,81	25,27	+38,89	-	-	-	
	2 lignes de régression			16,20	-11,00	1,42	20,01	+10,02	
Été	1 ligne de régression	121	0,91	40,98	+104,8	-	-	-	
	2 lignes de régression			18,80	-6,01	2,79	19,37	-3,17	

D'après le tableau 25, on voit qu'il y a une bonne corrélation en puissance liant les concentrations des MES instantanées aux débits liquides instantanés pour l'ensemble des échelles étudiées. L'utilisation de la technique de la classe de débit pour développer des courbes de transport solide a donné de bons résultats. Les modèles saisonniers ont fourni des coefficients de corrélation allant de 0,55 à 0,94.

Egalement, on note que le choix des changements de direction des différentes lignes de régressions, présentent en général une amélioration significative de l'estimation. Le facteur correctif a été utilisé dans l'ensemble du bassin d'étude mais à des degrés différents, où les quatre saisons présentent des débits solides estimés inférieurs à ceux mesurés.

Les erreurs mentionnées ci-dessus montrent que l'apport solide calculé suivant la courbe de transport solide stratifiée (2 lignes de régression) a donné de meilleurs résultats pour toutes les stations étudiées; avec une surestimation de l'apport solide au niveau de l'Oued Mellègue de +4,3 % à la station d'Ouenza et +11,52% à El Aouinet pour la série complète, et une surestimation de l'apport solide pour le regroupement par saisons de seulement + 2% et + 2,73% à la station d'Ouenza et celle d'El Aouinet respectivement. A la station de Morsott (Oued Chabro), on note une sous-estimation de l'apport solide de seulement -1,97% pour la série complète et une surestimation de l'apport solide de + 4,89%

pour les saisons. Parmi les différents calculs, l'utilisation de la courbe de transport à l'échelle saisonnière a donné des résultats satisfaisants.

5.5.2. Estimation des apports solides à l'échelle des crues

Le tableau 26 montre qu'il y a une corrélation satisfaisante entre les concentrations moyennes et les débits moyens de l'Oued Mellègue (station Ouenza) à l'échelle des crues (les valeurs de r varient entre 0,39 et 0,83), et une très bonne corrélation entre les débits solides et liquides moyens à l'échelle des crues ($r > 0,97$). Par contre, la relation C-Q en montée de crue et décrue a donné de faibles valeurs du coefficient de corrélation en montée de crue ($r < 0,66$) et de bons résultats en décrue (r varie entre 0,4 et 0,99).

Tableau 26. Estimation des apports solides à l'échelle des crues

Apport solide (As)		N	r	As×10 ³ tonnes	Erreur (%)	Fc	As×10 ³ tonnes corrigé	Erreur (%)	
Relation C-Q moyens	Données confondues des concentrations			437,99					
	Série complète:	1 ligne de régression	269	0,74	454,19	+3,70	-	-	-
		2 lignes de régression			422,07	-3,63	1,02	433,72	-0,98
	Regroupement par saisons:				446,93				+2,04
	Automne	1 ligne de régression	102	0,80	171,36	+5,57	-	-	-
		2 lignes de régression			166,76	+2,73	-	-	-
	Hiver	1 ligne de régression	21	0,83	46,94	+4,41	-	-	-
2 lignes de régression				45,95	+2,21	-	-	-	
Printemps	1 ligne de régression	109	0,39	146,98	-3,98	1,05	154,04	-0,65	
	2 lignes de régression			144,38	-5,68	1,06	152,09	+0,68	
Été	1 ligne de régression	37	0,81	80,18	+3,29	-	-	-	
	2 lignes de régression			82,47	+6,24	-	-	-	
Relation Qs-Q moyens	Données confondues des concentrations			437,99					
	Série complète:	1 ligne de régression	269	0,99	469,00	+7,08	-	-	-
		Saisons:				450,57			
	Automne	1 ligne de régression	102	0,99	167,66	+3,29	-	-	-
	Hiver	1 ligne de régression	21	0,99	47,50	+5,65	-	-	-
	Printemps	1 ligne de régression	109	0,97	145,06	-5,24	1,07	155,79	+1,77
	Été	1 ligne de régression	37	0,99	79,62	+2,56	-	-	-

Relation C-Q montée de crue / décrue	Données confondues des concentrations				153,66				
	Série complète:	Montée de crue	194	0,18	400,04	+4,86	-	-	-
		Descrue		0,22	145,65	-5,21	1,05	150,66	-0,95
	Saisons:				160,30				+4,32
	Automne	Montée de crue	70	0,45	139,00	-3,61	1,02	141,36	0,45
		Descrue		0,91	50,79	+0,18	-	-	-
	Hiver	Montée de crue	16	0,55	31,6	+4,93	-	-	-
		Descrue		0,98	9,93	-8,29	1,69	11,45	-1,92
Printemps	Montée de crue	81	0,60	145,40	+3,02	-	-	-	
	Descrue		0,40	61,80	-4,88	1,02	62,36	-0,89	
Été	Montée de crue	27	0,66	64,36	+2,34	-	-	-	
	Descrue		0,99	22,91	+8,10	-	-	-	
Relation As-Qmax	Données confondues des concentrations				44567,04				
	Série complete:		168	0,97	41954,62	-5,86	1,06	44471,90	-0,21
	Saisons:				46016,02				+3,25
	Automne		60	0,98	16058,90	-0,41	1,05	16861,85	+4,57
	Hiver		15	0,99	5093,46	-2,00	1,02	5195,33	-0,04
	Printemps		71	0,95	16251,50	+8,79	-	-	-
	Été		22	0,95	7807,61	-6,00	1,09	8510,29	+2,46

Quant à la relation entre les apports solides et les débits max ($As-Q_{max}$), a donné aussi de très bons résultats, le coefficient de corrélation varie entre 0,95 et 0,99.

Egalement, on note que l'utilisation de la courbe de transport à l'échelle saisonnière a donné des meilleurs résultats pour le calcul des apports solides.

A l'échelle des crues, c'est la relation C-Q moyens (série complète avec deux lignes de régression) qui a été retenue pour le calcul de la dégradation spécifique, car l'apport solide a été sous-estimé de seulement 0,98 % pour la série complète des données et donne une erreur de 2,04% à l'échelle des saisons. Par contre, la relation $Qs-Q$ moyens a surestimé l'apport solide de 7,08% (série complète) et 2,87% (saisons).

5.5.3. Variation des apports solides et spécifiques à l'échelle interannuelle

Pour estimer la dégradation spécifique du bassin versant d'étude, nous avons utilisé les relations retenues pour les données instantanées utilisées au niveau des trois stations hydrométriques étudiées pour une période allant de 12 ans (1973/74-1984/85) à El Aouinet, 29 ans (1973/74-2001/02) à Morsott et 34 ans (1970/71-2003/04) à Ouenza. A l'échelle des

crues, seule la station d'Ouenza (Photo 3) a été prise en compte du fait qu'elle dispose d'une longue série de données allant de 1970/71 jusqu'à 2003/04.



Photo 3. Station de jaugeage Ouenza.

Egalement, cette station est considérée comme l'exutoire du bassin versant d'étude, elle intègre 95% de sa superficie, ce qui justifie le choix porté sur cette station pour la quantification des matières solides déversées par l'Oued Mellègue (Photo 4). Les résultats obtenus sont présentés dans les tableaux 27, 28, 29 et 30.



Photo 4. Transport en suspension dans le lit de l'Oued Mellègue.

Tableau 27. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station d’Ouenza par la relation C- Q (données instantanées)

Année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fèv	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	AS (tonnes)	Ds (T/km ²)
70-71	0.0	81225.3	44.2	86.0	6777.1	299158.6	790.1	140.9	154271.1	410.4	14123.5	174308.9	731336.1	159.9
71-72	1165510.4	512420.1	6812.5	27545.0	47542.3	1826.6	80850.3	245951.6	40009.3	432794.9	37502.5	13443.1	2612208.6	571.0
72-73	347830.9	1820958.8	1131.9	1938.0	65307.4	20374.4	3274957.8	670834.3	6592.2	20912.4	660.4	115235.0	6346733.4	1387.3
73-74	481.4	924.1	279.8	558413.5	2615.6	5417.4	4916.0	25629.5	15679.4	4815.0	3981.2	8.2	623161.0	136.2
74-75	93797.4	10889.5	5610.7	647.6	4002.3	1170845.4	4930.2	1024260.9	79117.8	50284.1	14.2	966.6	2445366.7	534.5
75-76	313122.8	902.0	132625.0	373.1	802.3	2553.6	184069.6	171500.1	353242.5	399375.1	1054314.7	15860.0	2628740.8	574.6
76-77	431219.8	40180.5	1214550.9	2330.3	2772.8	1092.9	233102.5	82483.1	318534.3	448153.7	5.7	104651.7	2879078.2	629.3
77-78	8096.7	61.0	963250.3	870.3	620.0	1573.3	93474.4	39261.0	116273.7	125496.4	0.0	62963.7	1411940.6	308.6
78-79	52.9	181602.8	69.4	1353.8	63.3	27644.5	8431.9	1414839.4	64756.4	227494.7	4088.2	36.4	1930433.6	422.0
79-80	2771964.5	151966.8	3305.4	457.1	485.9	1823.1	467166.3	7106.5	18816.9	119.4	0.0	0.0	3423212.0	748.2
80-81	4752.4	0.4	22424.4	862346.6	35755.0	4951.6	13111.0	18325.0	19029.3	136072.8	1262.0	26059.2	1144089.8	250.1
81-82	57311.7	30932.1	138.6	2057.8	242.4	1913.3	9709.8	821511.5	1747855.0	19947.4	121.1	0.3	2691740.9	588.4
82-83	0.9	0.3	0.9	3.0	2.5	1.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	9.1	0.0
83-84	7.8	0.7	0.6	2.0	568.8	770532.5	234902.5	7534.2	11.1	9.5	0.0	323475.5	1337045.2	292.3
84-85	58430.0	651480.1	279.3	880400.9	90043.9	164219.5	31769.5	14531.4	194933.6	152516.3	0.1	0.0	2238604.4	489.3
85-86	166344.9	215926.9	35.4	263.6	5866.4	153.2	31032.9	257.5	689673.6	474666.8	218289.5	58134.7	1860645.3	406.7
86-87	613394.4	725640.2	276856.2	9010.5	1193.9	790.9	76809.8	2040.4	93724.9	24057.4	112024.9	109767.7	2045311.2	447.1
87-88	106959.2	181.7	56071.0	30.4	49.9	5.2	20.4	428203.4	1131578.7	1118546.6	90657.5	120956.7	3053260.6	667.4
88-89	8511.0	1046030.9	100680.2	6137.2	509.5	14259.6	78.0	3833.5	79909.9	692234.8	254102.9	17539.4	2223827.0	486.1
89-90	1022275.8	83955.4	234.2	603.9	1642469.4	13440.3	126881.4	152818.5	1108477.7	30528.4	24032.0	1472927.6	5678644.5	1241.2
90-91	676201.0	116841.0	2195765.4	621621.2	112333.3	10091.8	355219.8	498396.4	109296.6	534578.5	337.7	4.5	5230687.3	1143.3
91-92	33066.8	124920.3	134458.0	2045.6	3118.8	202276.6	2619.9	40408.6	820539.3	27660.1	31703.4	1278.5	1424096.0	311.3
92-93	28351.0	102018.6	400937.3	6046.7	25887.4	1680.0	14987.6	25324.2	201340.1	68449.3	0.8	0.0	875022.9	191.3
93-94	179522.6	133580.4	626.5	103778.3	671.6	228.4	5.3	0.5	33330.2	2358.5	0.0	5086.8	459189.2	100.4
94-95	117251.6	33563.3	21.4	0.1	320.7	14.8	74.9	11700.5	5.9	1575305.1	78607.4	150179.5	1967045.2	430.0
95-96	6666398.7	1856470.3	40.6	1742.9	318656.5	119567.4	688600.3	30623.9	827036.6	233078.3	11756.4	11084.0	10765055.9	2353.0
96-97	80176.3	0.0	0.0	12.8	10723.7	15.7	13.3	43104.4	7717.3	162021.5	40547.5	33115.8	377448.2	82.5
97-98	1038810.9	16093.2	283970.1	72998.4	14249.5	4069.5	57267.1	26482.2	12121.9	290422.9	43523.3	0.0	1860009.0	406.6
98-99	727937.8	1197732.7	411858.8	2184.5	65895.8	2053.4	32317.4	599.5	25535.6	42395.5	12034.2	0.0	2520545.2	550.9
99-00	860693.5	143658.6	3747.0	129307.2	1.7	6.3	4.1	0.2	3689387.3	863176.6	4.5	121.3	5690108.3	1243.7
00-01	528253.0	415838.0	87.3	1207.2	3405.7	87099.0	2593.3	311356.6	79956.7	0.9	0.1	0.1	1429797.8	312.5
01-02	416371.2	418436.4	370913.0	429.3	13.3	25.4	11.8	78939.2	158464.7	559354.9	204782.0	0.1	2207741.3	482.6
02-03	60794.7	221423.0	1167831.3	96457.5	1447312.8	178992.6	52407.9	678177.3	14489.1	26555.3	59039.4	0.1	4003481.1	875.1
03-04	265535.8	596299.2	532.8	3072777.9	134497.7	532.7	83909.8	45995.6	684262.9	76110.5	2561.5	575768.7	5538785.2	1210.7
As (tonnes)	18849429.5	10932154.6	7755190.5	6465480.2	4044779.2	3109230.6	6167036.7	6922171.7	12895972.0	8819904.0	2300078.5	3392974.2	91654401.8	/
Ds (T/km²)	4120.1	2389.5	1695.1	1413.2	884.1	679.6	1348.0	1513.0	2818.8	1927.8	502.7	741.6	/	589.2

Tableau 28. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station d'Ouenza par la relation C-Q (à l'échelle des crues)

Année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fèv	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	AS (tonnes)	Ds (T/km ²)
70-71	0.0	72396.1	2435.8	561.1	11958.2	240176.3	9339.2	3337.4	188218.7	1959.5	28843.9	282705.9	841932.0	184.0
71-72	1177866.5	481334.7	29402.6	27438.1	59053.3	5164.8	97647.6	314181.2	63607.4	677992.5	73106.7	33986.8	3040782.2	664.7
72-73	310388.8	2134273.8	16902.5	6216.8	68401.2	31702.7	3055584.7	773167.5	28749.7	54055.2	10768.2	199615.2	6689826.3	1462.3
73-74	8303.3	9143.7	7175.5	415307.1	7729.0	12712.9	19742.6	44925.8	27162.8	14228.8	10543.0	1625.3	578599.8	126.5
74-75	90301.9	33892.0	23332.9	2692.4	8221.2	971465.7	24303.4	991950.8	103199.7	90748.9	992.3	6741.7	2347842.9	513.2
75-76	313220.7	7521.8	126722.4	1758.7	3092.6	7552.3	244793.6	222833.8	417526.2	650778.3	1599053.5	36851.4	3631705.3	793.8
76-77	409751.1	62412.7	1442597.4	7294.5	8201.0	3968.6	258410.3	113006.3	349485.4	692956.9	1488.8	165283.3	3514856.1	768.3
77-78	16828.0	2357.6	1025145.5	3390.8	2617.7	4739.7	121168.1	60243.5	138744.6	205289.9	64.7	108098.0	1688688.0	369.1
78-79	2580.9	169404.2	2391.5	2800.2	445.6	27533.2	19151.3	1366376.3	98110.6	360215.4	20799.9	3172.2	2072981.2	453.1
79-80	2532222.9	246664.2	24529.7	2045.1	2048.0	5278.4	505458.7	20015.2	34640.1	1599.8	21.5	22.8	3374546.4	737.6
80-81	21079.5	70.0	29633.4	744843.6	40848.6	11349.6	26514.0	31510.8	29325.2	219464.8	4289.6	53875.7	1212804.7	265.1
81-82	110771.0	50587.9	4361.1	4310.7	1235.0	4927.9	18286.9	877292.3	1798172.1	43086.5	1888.0	405.0	2915324.4	637.2
82-83	200.0	80.6	221.2	41.0	35.1	16.5	74.3	34.7	63.5	73.1	10.1	39.3	889.4	0.2
83-84	592.9	163.7	182.6	28.3	2076.4	615314.9	265435.2	16114.9	719.9	843.2	129.6	512367.7	1413969.4	309.1
84-85	79581.7	694583.2	4992.4	717949.9	79188.6	136412.0	58689.8	29025.7	240205.5	256627.6	73.0	32.8	2297362.3	502.2
85-86	157993.1	225984.3	1991.6	1202.7	7820.8	788.8	52290.8	5040.7	664314.7	768194.6	349785.3	111922.7	2347330.0	513.1
86-87	585083.5	745642.3	253035.7	17025.4	4089.8	2766.1	107149.2	7807.1	109688.2	42921.4	191353.0	177272.8	2243834.4	490.5
87-88	98265.6	2200.7	49758.1	134.4	216.1	61.5	606.1	463258.4	1211325.6	1713513.0	157221.2	197102.4	3893663.0	851.1
88-89	21256.9	1276207.8	110579.4	13393.5	2240.7	17853.4	2586.0	9137.1	105310.4	1075069.1	411978.2	41038.5	3086650.9	674.7
89-90	1106396.1	83226.6	4185.7	1779.1	1326190.0	22228.5	157127.6	199288.0	1212927.7	66025.3	46742.4	2368451.7	6594568.9	1441.4
90-91	569391.7	97434.0	2251289.6	471024.5	121800.4	22189.8	422205.0	547486.4	135855.4	827636.2	2948.7	659.3	5469921.0	1195.6
91-92	72004.8	153790.3	120568.1	5526.7	6521.9	159006.2	12662.3	60878.4	815211.7	65170.0	58795.6	17271.7	1547407.9	338.2
92-93	41822.4	107155.9	352084.3	12188.5	36079.5	5541.2	34557.9	41280.5	254606.9	116747.0	399.8	56.5	1002520.6	219.1
93-94	163708.3	112068.0	5263.6	75819.7	2598.3	1121.0	565.0	121.5	43940.9	4484.5	44.6	15624.0	425359.3	93.0
94-95	109528.7	69611.6	1253.8	3.9	1395.0	130.8	1504.6	17391.3	370.2	2402524.7	143092.7	235779.1	2982586.3	651.9
95-96	7240035.2	1883603.5	1646.7	4377.6	237488.6	109492.4	739208.6	49225.3	957350.1	381915.6	25230.0	23660.1	11653233.8	2547.2
96-97	96425.2	0.0	0.0	97.9	13716.2	119.6	639.4	56958.9	13302.2	260848.1	68054.7	56408.7	566570.8	123.8
97-98	1061000.9	47487.7	316854.7	96801.0	28867.6	9805.6	82793.1	43636.6	24070.0	460352.8	89195.6	4.2	2260869.9	494.2
98-99	854070.0	1035443.1	539500.1	6622.4	72031.1	6189.9	55873.6	6772.9	34056.9	72700.5	25399.7	0.0	2708660.3	592.1
99-00	1011757.2	182192.3	12719.2	94019.5	21.0	46.8	253.7	49.3	3437377.2	1326807.9	490.3	909.5	6066644.0	1326.0
00-01	521945.0	519290.6	2597.9	3106.8	8632.7	65501.1	7226.8	316460.8	107748.4	555.5	176.5	96.3	1553338.4	339.5
01-02	460139.7	454790.7	411623.7	1529.3	130.6	178.2	861.3	108888.6	207115.3	852018.2	351244.5	161.9	2848681.9	622.7
02-03	115042.9	230022.3	1115327.6	92652.9	1177693.9	175884.4	79076.1	688504.2	26489.7	52736.7	96016.6	208.7	3849655.9	841.5
03-04	254634.5	564629.2	5011.0	2750772.9	127722.0	1886.2	116626.3	74518.4	725159.5	138263.1	5348.2	823797.2	5588368.4	1221.5
As (tonnes)	19614190.7	11755667.0	8295317.3	5584756.7	3470407.8	2679107.2	6598413.0	7560720.8	13604152.2	13898404.5	3775590.5	5475248.3	102311976.0	/
Ds (T/km ²)	4287.3	2569.5	1813.2	1220.7	758.6	585.6	1442.3	1652.6	2973.6	3037.9	825.3	1196.8	/	657.7

Tableau 29. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station de Morsott par la relation C- Q (données instantanées)

Année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fèv	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	AS (tonnes)	Ds (T/km ²)
73-74	499.5	711.8	1246.2	81290.7	4355.7	3560.0	2314.1	3657.7	1276.3	438.6	320.7	28.7	99700.1	76.4
74-75	8218.8	6419.6	706.8	1040.5	1201.9	59150.8	1591.2	1501.8	27477.9	250.1	74.3	1638.2	109271.7	83.7
75-76	5039.6	441.4	2683.1	1532.7	1526.4	2658.6	26208.4	19745.7	8135.3	33625.1	40578.7	1200.5	143375.6	109.9
76-77	5875.6	1664.2	105042.6	2875.8	3477.4	2572.3	27655.2	5372.8	26098.7	1952.7	288.8	304.8	183180.7	140.4
77-78	142.5	853.1	27232.9	3041.9	2530.6	2673.6	14036.3	4169.9	871.7	1774.5	171.0	11275.0	68773.0	52.7
78-79	316.1	1361.7	602.4	324.6	187.3	325.1	829.2	62125.7	1270.3	6207.9	197.6	624.1	74372.0	57.0
79-80	91453.6	6686.8	2336.4	842.0	555.4	1074.6	58215.1	853.7	205.9	250.9	76.5	130.2	162681.2	124.7
80-81	722.7	11703.6	157.1	28351.7	4708.2	600.4	49.7	37.0	5.0	0.0	1217.5	526.0	48078.8	36.8
81-82	52662.2	57611.5	411.0	275.5	205.1	196.9	162.3	44448.6	42302.7	74.7	50.1	24.4	198424.9	152.0
82-83	8.5	10868.4	27275.8	2408.5	6320.5	751.2	65.0	47.1	37.9	7432.2	261.4	5151.3	60628.0	46.5
83-84	12783.0	3833.6	26118.6	5993.0	18467.5	94830.1	3000.6	1501.3	209.4	13.9	7.7	1.8	166760.5	127.8
84-85	0.4	26.1	34.6	142.0	4179.0	1680.6	1085.1	376.4	12143.1	436.1	55.1	2.4	20160.9	15.4
85-86	31066.8	6664.4	234.4	24.8	43.6	23.2	4687.3	73.8	346.5	4382.5	61198.5	68.8	108814.4	83.4
86-87	72.5	2380.7	1445.5	1801.2	814.6	61.3	571.9	32.8	6.6	20.1	52996.0	29060.1	89263.4	68.4
87-88	597.4	3265.2	33.1	8.2	25.4	12.0	31.7	1223.4	28829.0	115416.8	189.1	4.6	149635.9	114.7
88-89	18.4	6.1	3521.4	3117.5	2071.0	434.8	9.1	19.7	6.4	66931.5	1800.2	0.3	77936.5	59.7
89-90	83247.2	29765.3	655.3	20.8	186292.4	7916.4	1069.3	4587.9	20363.1	1089.8	3847.4	1577.8	340432.7	260.9
90-91	3989.9	946.4	228899.0	73728.5	23783.4	3965.2	33913.3	5211.8	737.0	90307.7	588.3	62.2	466132.7	357.2
91-92	72655.9	48951.0	6311.7	1817.0	2359.6	3160.2	5527.1	2194.9	67678.9	5773.4	1054.5	596.8	218081.0	167.1
92-93	5397.7	11947.1	89870.5	1454.0	41244.9	542.5	1678.8	20.9	4046.7	66.2	243.5	16.6	156529.5	119.9
93-94	138.6	0.0	7.9	80.4	5.0	0.0	14.3	3.1	8.0	89.2	31.1	15.8	393.2	0.3
94-95	140.9	0.0	56.5	10.4	45.9	14.8	0.0	0.0	5.9	0.0	873.7	0.0	1148.2	0.9
95-96	175197.9	20049.9	211.9	1026.3	14357.4	11007.7	9405.8	18650.7	29518.9	191.2	2009.9	61.8	281689.7	215.9
96-97	50.3	0.0	0.0	1.8	4.1	4.3	4.9	6.0	973.1	0.0	20.0	19.2	1083.6	0.8
97-98	120370.2	15650.5	33928.4	6300.5	7627.5	16.9	3851.8	9.6	0.1	0.0	0.0	0.0	187755.6	143.9
98-99	56.6	53858.7	2478.2	365.3	186719.0	9134.5	372.7	0.9	50.1	3632.9	35.6	14.2	256718.6	196.7
99-00	34733.1	3351.8	1974.4	9393.6	28.0	0.7	3.2	1.4	150047.7	50417.2	50.4	8.0	250009.4	191.6
00-01	61461.3	2390.9	376.5	0.0	0.7	0.3	0.0	99.8	871.9	15.2	199.1	0.0	65415.7	50.1
01-02	35419.5	46187.3	8.2	0.9	2.2	0.4	0.0	48.7	103931.9	30849.8	293198.6	607754.9	1117402.3	856.2
As (tonnes)	802336.7	347597.1	563860.3	227270.2	513139.4	206369.3	196353.5	176023.2	527455.9	421640.2	461635.3	660168.8	5103849.8	/
Ds (T/km ²)	614.8	266.4	432.1	174.2	393.2	158.1	150.5	134.9	404.2	323.1	353.7	505.9	/	134.9

Tableau 30. Variation interannuelle des apports solides et spécifiques à la station d'El Aouinet par la relation C- Q (données instantanées)

Année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fèv	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	AS (tonnes)	Ds (T/km ²)
73-74	282.0	1888.2	879.0	67064.3	4817.1	4811.1	6953.9	7666.5	2029.8	4060.0	118.7	1.9	100572.4	28.5
74-75	63217.3	30367.9	10732.4	1138.3	4073.1	246133.9	6823.7	34238.7	67573.9	9618.2	896.8	1654.6	476468.8	134.8
75-76	79824.3	6304.7	52801.8	4864.3	6287.8	7452.0	86906.8	34078.5	50953.8	353078.1	244323.9	111027.2	1037903.2	293.6
76-77	154910.0	63451.5	803434.5	9039.1	7907.5	2442.3	81676.8	53899.0	227911.4	272273.0	51620.8	57868.5	1786434.3	505.4
77-78	67317.8	67394.5	499012.1	2201.0	1490.8	8296.8	87346.0	13102.0	55543.2	156981.7	53823.3	70343.1	1082852.3	306.3
78-79	9641.2	57413.5	1116.6	350.0	202.3	6109.0	7674.1	435461.4	13575.2	49516.5	155.0	754.1	581968.8	164.6
79-80	596961.0	25960.9	2533.8	870.7	899.5	1399.1	235825.1	2370.4	8230.6	1058.4	3.1	1052.8	877165.5	248.1
80-81	33047.0	19675.8	14987.0	201320.2	9943.4	2569.7	5179.3	9320.2	6271.9	64482.3	47.4	2140.3	368984.4	104.4
81-82	96173.0	27962.1	152.4	222.1	199.9	295.4	1703.0	389611.3	634429.5	9564.4	23.9	55.6	1160392.7	328.3
82-83	67390.1	297686.0	329479.2	8305.1	1496.2	315.4	428.2	203.6	254.6	30709.7	668.0	110485.1	847421.0	239.7
83-84	14939.8	22216.2	52766.5	385.4	637.9	73079.8	17895.5	2623.6	129.2	105.9	20.8	26639.9	211440.4	59.8
84-85	16978.9	162317.7	221.6	56507.8	12721.2	17149.8	704.1	395.3	64278.6	16854.6	66.9	27.6	348224.1	98.5
As (tonnes)	1200682.5	782638.8	1768116.8	352268.3	50676.7	370054.3	539116.4	982970.5	1131181.6	968302.9	351768.3	382050.7	8879827.9	/
Ds (T/km²)	339.7	221.4	500.2	99.7	14.3	104.7	152.5	278.1	320.0	273.9	99.5	108.1	/	209.3

L'analyse des apports solides aux stations étudiées, montre clairement la forte variabilité interannuelle du transport solide. Ceci est lié à l'irrégularité des précipitations et donc des apports liquides.

En utilisant la relation entre les concentrations des MES instantanées et les débits instantanés au droit de la station d'Ouenza, pour une période de 34 ans allant de 1970/71 à 2003/04, l'apport solide enregistré à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Mellègue est évalué à $91654,40 \times 10^3$ tonnes, soit une dégradation spécifique de 589,23 T/km²/an. Par contre, en utilisant la relation C-Q à l'échelle des crues, la dégradation spécifique a été estimée à 657,74 T/km²/an, soit un apport solide total de $102311,98 \times 10^3$ tonnes.

On note que, la dégradation spécifique ainsi que les apports solides enregistrés à la station d'Ouenza (Oued Mellègue), sont très variables d'une année à une autre (Figure 54).

Les deux modèles utilisés pour l'évaluation des apports solides à la station d'Ouenza ont donné presque les mêmes résultats pour la plupart des années hydrologiques sauf quelques surestimations des apports solides annuels en utilisant le modèle C-Q à l'échelle des crues, tel que le cas de l'année hydrologique 1995/96, qui représente l'apport solide le plus élevé, avec un total de $11653,23 \times 10^3$ tonnes (2547,15 T/km²) à l'échelle des crues et $10765,06 \times 10^3$ tonnes (2353,02 T/km²) pour les données instantanées.

Les années 1972/1973, 1989/1990, 1999/2000 et 2003/2004 se caractérisent aussi par des apports solides très importants. En s'appuyant sur le modèle C-Q (données instantanées), ces années ont donné des tonnages de ; $6346,73 \times 10^3$ tonnes (1387,26 T/km²), $5678,64 \times 10^3$ tonnes (1241,23 T/km²), $5690,10 \times 10^3$ tonnes (1243,74 T/km²), et $5538,78 \times 10^3$ tonnes (1210,66 T/km²) respectivement.

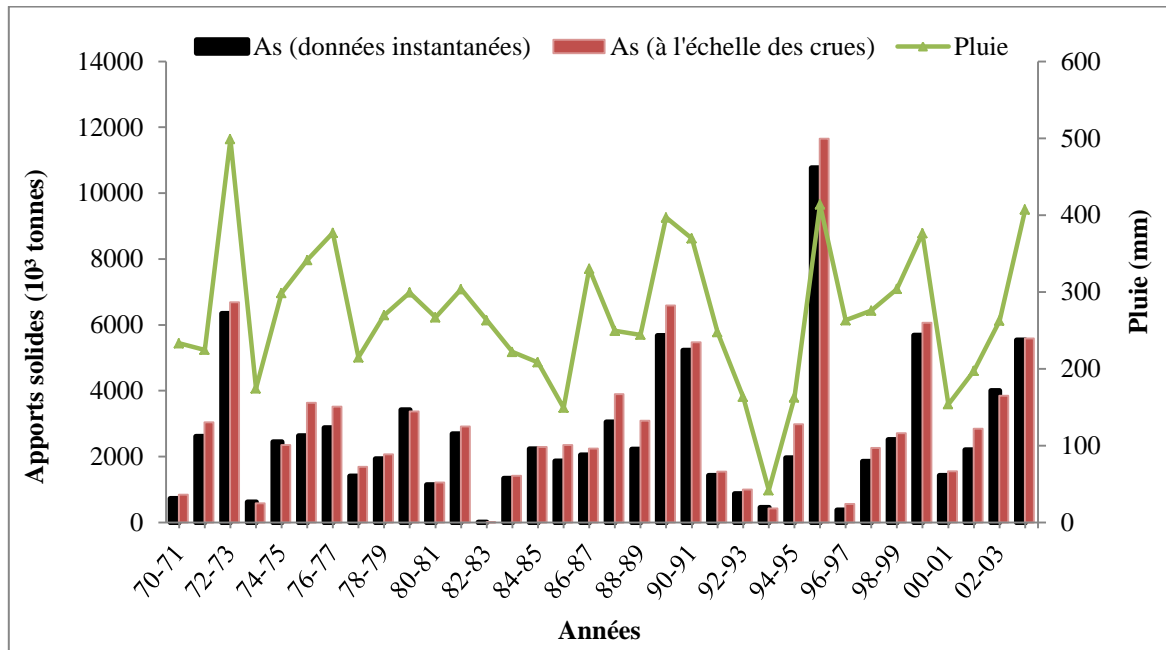


Figure 54. Variation annuelle des apports solides et des pluies à la station d'Ouenza (1970/71-2003/04).

Au niveau de la station hydrométrique d'El Aouinet (Oued Mellègue) et pour une période d'observation de seulement 12 ans (1973/74-1984/85), l'apport moyen annuel des sédiments a été évalué à $8879,83 \times 10^3$ tonnes, soit une dégradation spécifique moyenne annuelle de 209,33 T/km²/an. Les valeurs les plus élevées des apports solides annuels (Figure 55) sont ; $1768,43 \times 10^3$ tonnes (1976/77), $1160,39 \times 10^3$ tonnes (1981/82) et $1082,85 \times 10^3$ tonnes (1977/78), soit une dégradation spécifique de 505,36 T/km², 328,26 T/km² et 306,32 T/km² respectivement.

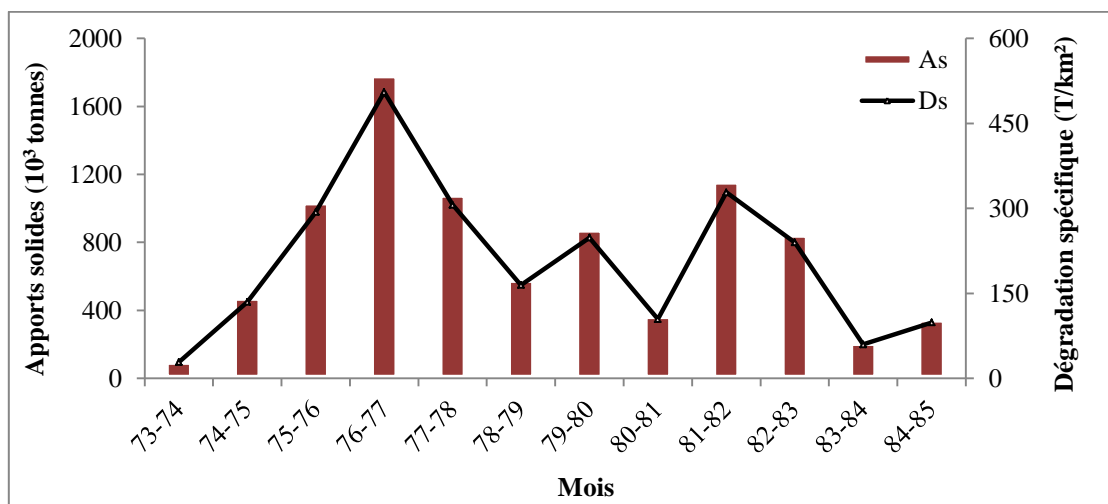


Figure 55. Variation annuelle des apports solides et spécifiques à la station d'El Aouinet (1973/74-1984/85).

À l'Oued Chabro (station de Morsott), la dégradation spécifique moyenne annuelle a été estimée à 134,86 T/km²/an, ce qui correspond à un apport solide total de $5103,85 \times 10^3$ tonnes pour une période allant de 1973/74 jusqu'à 2001/02. La dégradation spécifique la plus élevée a été enregistrée durant l'année hydrologique 2001/02, avec 856,25 T/km², soit un apport solide total de $1117,40 \times 10^3$ tonnes, ce qui présente 22% de l'apport global annuel.

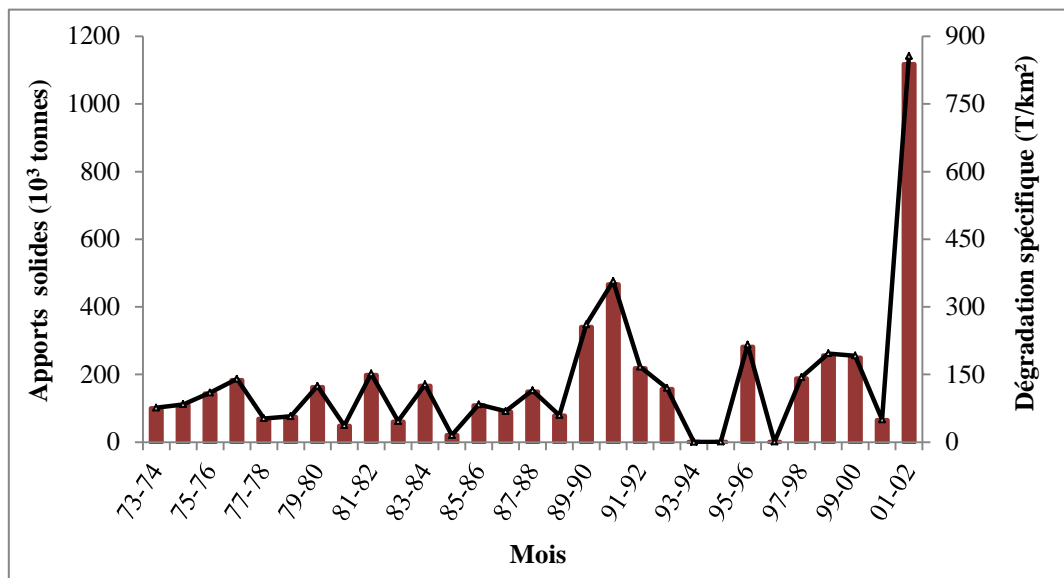


Figure 56. Variation annuelle des apports solides et spécifiques à la station de Morsott (1973/74-2001/02).

5.5.4. Variation des apports solides à l'échelle mensuelle et saisonnière

La variation des apports mensuels au niveau du bassin versant de l'Oued Mellègue et ses affluents, montre une grande irrégularité d'un mois à l'autre pour les trois stations étudiées (Figure 57).

Le bassin versant de l'Oued Mellègue se caractérise en général par un accroissement des apports de sédiments en suspension durant la saison automnale avec un maximum en septembre, puis une chute en hiver avec un minimum en février, et une reprise en mars-avril pour atteindre un deuxième maximum au mois de mai.

Les apports solides mensuels les plus élevés ont été observés en septembre aux stations hydrométriques d'Ouenza (Oued Mellègue) et Morsott (Oued Chabro), avec $18849,43 \times 10^3$ tonnes ($4120,09$ T/km²) et $802,34 \times 10^3$ tonnes ($614,82$ T/km²) respectivement.

Par contre, à la station d'El Aouinet (Oued Mellègue), l'apport solide mensuel le plus élevé se situe au mois de novembre avec $1768,12 \times 10^3$ tonnes, soit une dégradation spécifique de $500,17 \text{ T/km}^2$. Il semble que les fortes valeurs enregistrées au début de l'automne, sont le résultat d'une distribution irrégulière des pluies (averses orageuses), qui tombent sur un sol encore dénudé (début de la campagne de labours).

Au printemps, les valeurs maximales des apports mensuels se trouvent au mois de mai pour les trois stations avec $12895,97 \times 10^3$ tonnes ($2818,79 \text{ T/km}^2$) à Ouenza, $1131,18 \times 10^3$ tonnes ($319,99 \text{ T/km}^2$) à El Aouinet, et $527,46 \times 10^3$ tonnes ($404,18 \text{ T/km}^2$) à Morsott.

Les valeurs les plus faibles des flux sédimentaires, se situent aux mois de février et juillet pour la station d'Ouenza avec $3109,23 \times 10^3$ tonnes ($679,61 \text{ T/km}^2$) et $2300,08 \times 10^3$ tonnes ($502,75 \text{ T/km}^2$) respectivement, et au mois de janvier à la station d'El Aouinet avec un apport mensuel de $50,68 \times 10^3$ tonnes ($14,34 \text{ T/km}^2$). Par contre à Morsott, les apports solides les plus faibles ont été atteints en avril et février, avec $176,02 \times 10^3$ tonnes ($134,88 \text{ T/km}^2$) et $206,37 \times 10^3$ tonnes ($158,14 \text{ T/km}^2$) respectivement.

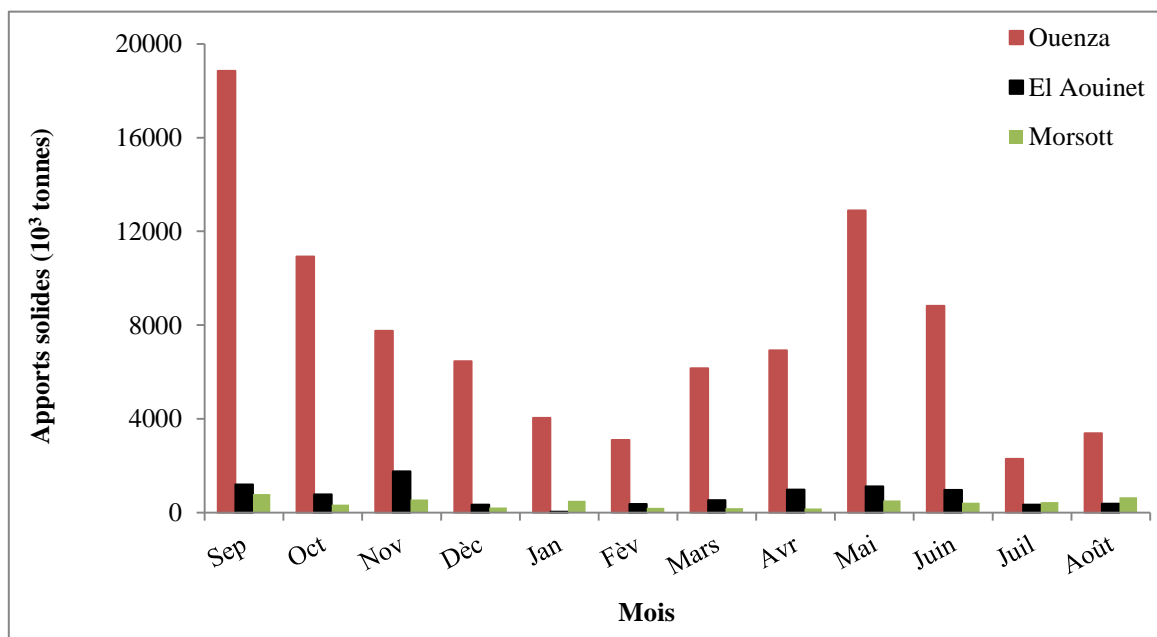


Figure 57. Variation mensuelle des apports solides au niveau du bassin versant de Mellègue.

L'analyse des apports solides à l'échelle des saisons (Tableau 31) permet de révéler l'importance de ces derniers durant la saison d'automne. En effet, les valeurs des apports solides varient de $1713,79 \times 10^3$ tonnes ($45,28 \text{ T/km}^2/\text{an}$), $3751,44 \times 10^3$ tonnes ($88,44$

T/km²/an), et 37536,78×10³ tonnes (241,32 T/km²/an) aux stations de Morsott, El Aouinet et Ouenza respectivement. Ces quantités représentent des taux de 41% de l'apport solide global à Ouenza, 42% à El Aouinet et 34% à Morsott (Figure 58). Les fortes précipitations sur un sol à l'état sec après une longue saison d'été sont à l'origine de ce taux important. En effet, les premières pluies de septembre et d'octobre sont capables d'arracher de grandes quantités de matières solides, qui seront transportées dans les cours d'eau.

Le deuxième taux le plus élevé des sédiments transportés s'est produit au printemps pour les stations d'Ouenza et El Aouinet, avec des apports solides atteignant 25985,18×10³ tonnes (28% de l'apport total) et 2653,27×10³ tonnes (30% du tonnage total) respectivement.

A l'Oued Chabro (station de Morsott), c'est l'été qui occupe la deuxième place du classement avec un taux de 30% de l'apport global, soit 1543,44×10³ tonnes. Cette variabilité saisonnière peut être expliquée par le fait qu'en automne les crues sont plus intenses que celles du printemps.

Tableau 31. Variation des apports solides et de la dégradation spécifique dans le bassin de l'Oued Mellègue (données instantanées) selon les saisons.

Stations	Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été	Année
Ouenza (Oued Mellègue)	Apport solide (10 ³ tonnes)	37536,78	13619,49	25985,18	14512,96	91654,40
	Apport spécifique (t/km ² /an)	241,32	87,56	167,05	93,30	589,23
	Concentration moyenne (g/l)	3,40	0,92	1,03	0,91	1,57
	Débits moyens (m ³ /s)	4,05	1,81	3,01	1,90	2,69
El Aouinet (Oued Mellègue)	Apport solide (10 ³ tonnes)	3751,44	773,00	2653,27	1702,12	8879,83
	Apport spécifique (t/km ² /an)	88,44	18,22	62,55	40,13	209,33
	Concentration moyenne (g/l)	0,41	0,17	0,33	0,34	0,31
	Débits moyens (m ³ /s)	1,66	0,93	1,34	1,04	1,24
Morsott (Oued Chabro)	Apport solide (10 ³ tonnes)	1713,79	946,78	899,83	1543,44	5103,85
	Apport spécifique (t/km ² /an)	45,28	25,02	23,78	40,78	134,86
	Concentration moyenne (g/l)	0,17	0,20	0,10	0,39	0,22
	Débits moyens (m ³ /s)	0,37	0,21	0,21	0,21	0,25

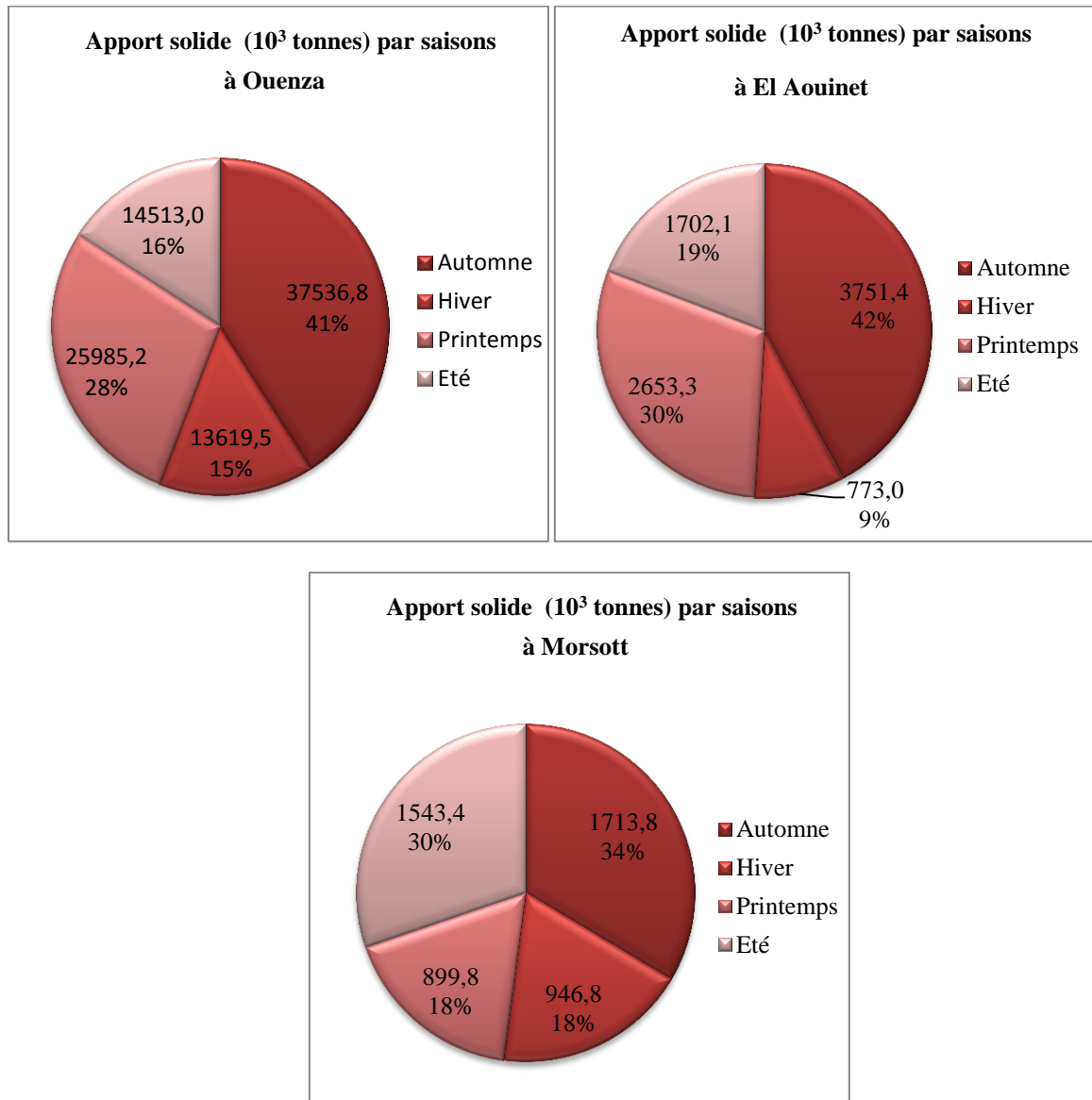


Figure 58. Variation des apports solides à l'échelle des saisons

Le transport des sédiments se fait donc principalement en automne après une longue saison sèche caractérisée par des températures élevées, par la destruction des agrégats du sol et par la réduction du couvert végétal. Cette saison se caractérise par des pluies de type orageux, généralement de courte durée avec de fortes intensités. Les débits de pointe de ce type de crue peuvent être importants.

Comme exemple de l'importance des crues dans les apports solides à l'Oued Mellègue, nous citons, la crue de 29-30 septembre 1986 (Figure 59). Cette crue montre que Q et C ont eu des pics simultanés avec une petite montée de concentration sur le membre tombant et une à la fin de l'hydrogramme. Après presque 48 heures de tempête, les pluies

totales de 25 mm ont provoqué un débit de pointe de $262 \text{ m}^3/\text{s}$ et une concentration maximale de sédiments de 88 g/l . Le transport solide produit par cette crue est estimé à $112,02 \text{ T/km}^2$, soit $512427,9$ tonnes.

Egalement, du 09 au 10 septembre 1999, cette crue qui a duré deux jours montre une concentration aussi élevée que 109 g/l , avec un débit maximal de $332 \text{ m}^3/\text{s}$ et une pluviométrie totale de 77 mm . Les courbes Q et C montrent des pics simultanés (Figure 59). Avec une concentration moyenne de $57,42 \text{ g/l}$ et un débit moyen de $112,18 \text{ m}^3/\text{s}$, cet événement a produit un apport spécifique de $238,98 \text{ T/km}^2$, ce qui correspond à un tonnage de $1093320,70$ tonnes.

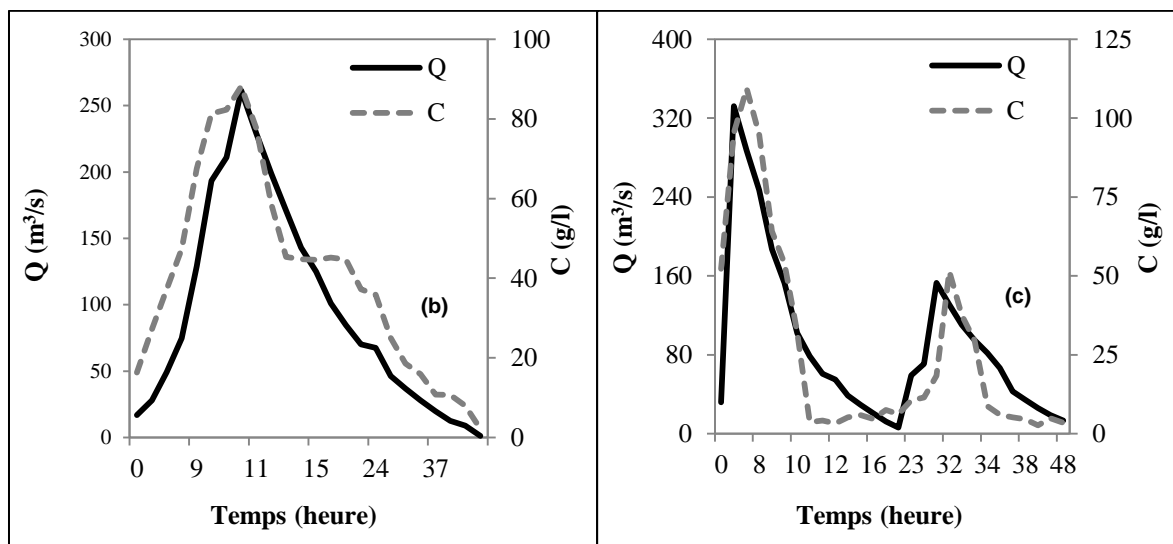


Figure 59. Exemples de crues en automne. (a) 29-30/09/1986, (b) 09-10/09/1999.

Une explication possible du taux d'érosion considérablement élevé dans le bassin versant de Mellègue, réside dans le fait que les facteurs morphologiques (tels que l'intensité des précipitations et l'occupation des sols) couplés aux faibles couches géologiques dominantes et à la topographie, ont joué un rôle supplémentaire dans la disponibilité des sédiments dans le bassin versant.

Les rendements élevés de sédiments dans les environnements semi-arides peuvent s'expliquer en termes d'interaction entre énergie érosive et densité de végétation même si la saisonnalité climatique, le relief, la lithologie et l'extension de l'activité humaine se combinent pour influencer le processus global d'érosion.

La forte érosion dans le bassin de Mellègue peut aussi être due à l'expansion agricole et au surpâturage dans les arbustes et les pâturages ouverts, avec par conséquent une couverture végétale faible durant l'hiver. En conséquence, le ruissellement de surface est facilité et les sédiments ne sont arrêtés par aucun couvert végétal, ce qui fait que le débit vers les cours d'eau et les cours d'eau est élevé.

Si maintenant nous essayons de comparer ces résultats avec ceux calculés auparavant par le biais des formules empiriques, nous constatons que les valeurs des dégradations spécifiques calculées, dans les stations hydrométriques du bassin de Mellègue, par la formule de l'ANRH et celle de Fournier sont les plus proches des résultats basés sur la relation C-Q (données instantanées). Certes, la surestimation ou la sous-estimation de la dégradation spécifique en utilisant les formules empiriques n'est pas aussi élevé ; cependant, le recours aux mesures des concentrations reste le moyen le plus sûr pour évaluer avec une grande certitude l'érosion hydrique du bassin versant. Mais il apparaît dès l'abord que certains éléments qui interviennent de façon décisive dans la combinaison des processus morphogénétique, sont hors de portée d'une évaluation chiffrée assez précise car ces formules ne prennent en compte que d'une infime partie des conditions géomorphologique du milieu physique (Khanchoul, 2007).

Conclusion

L'analyse des MES a été traitée en vue de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire du cours d'eau de Mellègue et de quantifier les flux de la matière fine. La quantification des transports solides à l'exutoire du bassin de l'Oued Mellègue a été abordée en se basant sur la modélisation statistique (courbes de transport solide).

Nous avons pu constater, à travers ce chapitre, que le bassin de Mellègue est soumis à un taux de transport solide élevé, en effet la dégradation spécifique moyenne annuelle estimée à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Mellègue (station Ouenza), pour une période allant de 1970/71 à 2003/04, s'élève à 589,2 T/km²/an en se basant sur le modèle C-Q pour les données instantanées, et à 658 t/km²/an en utilisant le modèle Q-Qs à l'échelle des crues. On note que l'utilisation de la technique des classes de débit pour développer des courbes de transport solide a donné de bons résultats.

Egalement, il est à noter que les modèles saisonniers ont fourni de meilleurs résultats pour le calcul des apports solides.

Dans le bassin versant de l'Oued Mellègue, le transport des sédiments se fait principalement en automne, avec un taux de 41% du transport solide total, ceci peut s'expliquer par le fait qu'après une longue saison sèche caractérisée par des températures élevées, par la destruction des agrégats du sol et par la réduction du couvert végétal on du couvert végétal.

Chapitre 6

Cartographie des zones sensibles à l'érosion

Chapitre 6. Cartographie des zones sensibles à l'érosion

Introduction

L'identification des facteurs d'érosion et des zones vulnérables à l'érosion des sols pourrait être très utile pour évaluer l'expansion et le degré des risques et, en fin de compte, élaborer des mesures de conservation et des plans de gestion des sols et de l'eau.

La sensibilité d'un terrain à l'érosion est fortement dépendante de la nature du sol, de la végétation et des caractéristiques topographiques. Ces facteurs varient considérablement à l'échelle d'un bassin versant ou à l'échelle régionale.

Tous les facteurs d'érosion hydrique sont géographiques. Par conséquent, la cartographie de ces facteurs pourrait être faite facilement et efficacement en utilisant le SIG avec diverses couches de données représentant la limite du bassin versant, la pente, l'utilisation des terres et les sols. La combinaison de ces couches de données permet d'évaluer la sensibilité du sol à l'érosion par unité de pixel. Réaliser une carte de sensibilité des terrains à l'érosion a pour objectif de contribuer à rationaliser l'occupation du sol, une meilleure exploitation des terres, une meilleure préservation des espaces agricoles, forestiers, etc.

La carte de sensibilité à l'érosion réalisée constitue un outil de base permettant la prise de décision et l'élaboration de plans d'aménagement et de mise en valeur. Le but de cette étude est de :

- Permettre une utilisation optimale des terres agricoles ainsi que leurs aménagements ;
- Connaître l'état actuel des terres;
- Contribuer à l'élaboration d'un programme de protection ;
- Identifier et déterminer les zones sensibles à l'érosion ;
- Mettre à la disposition des décideurs, des planificateurs et autres aménagistes un outil d'aide à la décision.

6.1. Méthodologie mises en œuvre

La première étape de notre démarche consiste à sélectionner les facteurs les plus représentatifs intervenant dans les phénomènes érosifs. Il s'agit de la topographie, caractérisée par le critère « inclinaison de la pente », de la nature du sol, représentée par la lithologie, et de

l'occupation du sol décrite par le couvert végétal. L'intérêt de notre démarche réside et s'appuie sur l'apport des données numériques par l'exploitation d'un SIG, permettant de spatialiser et caractériser le degré de sensibilité des sols à l'érosion sur l'ensemble de la zone d'étude.

La méthode employée (Figure 60), consiste à intégrer les données précédemment mentionnées sous forme de couches d'informations dans un SIG. Ces couches sont ensuite reclassées qualitativement sous forme d'un indicateur de sensibilité en fonction de leur contribution au phénomène d'érosion (Chevalier et *al.*, 2001 ; Soti, 2003).

Les seuils de sensibilité ont été choisis à la lumière des données bibliographiques sur l'érosion de l'extrême Nord-Est Algérien. En fonction des informations recueillies, trois classes en relation avec l'érosion sont sélectionnées et déterminent des niveaux croissants de sensibilité des terrains à l'érosion.

Pour chaque facteur de l'érosion est réalisée une carte de sensibilité potentielle. Ces facteurs, tous en forme de cartes rasterisées et classifiées, sont ensuite croisées pour donner une carte de sensibilité à l'érosion (classes allant de « faible » à « forte »).

La méthode prévoit encore le croisement entre la sensibilité à l'érosion et un facteur « climat » (hauteur et intensité des précipitations) pour apprécier l'aléa érosif final. Le facteur climatique n'a pas été retenu dans l'élaboration du modèle d'érosion. Les précipitations sont donc considérées comme constantes dans notre approche.

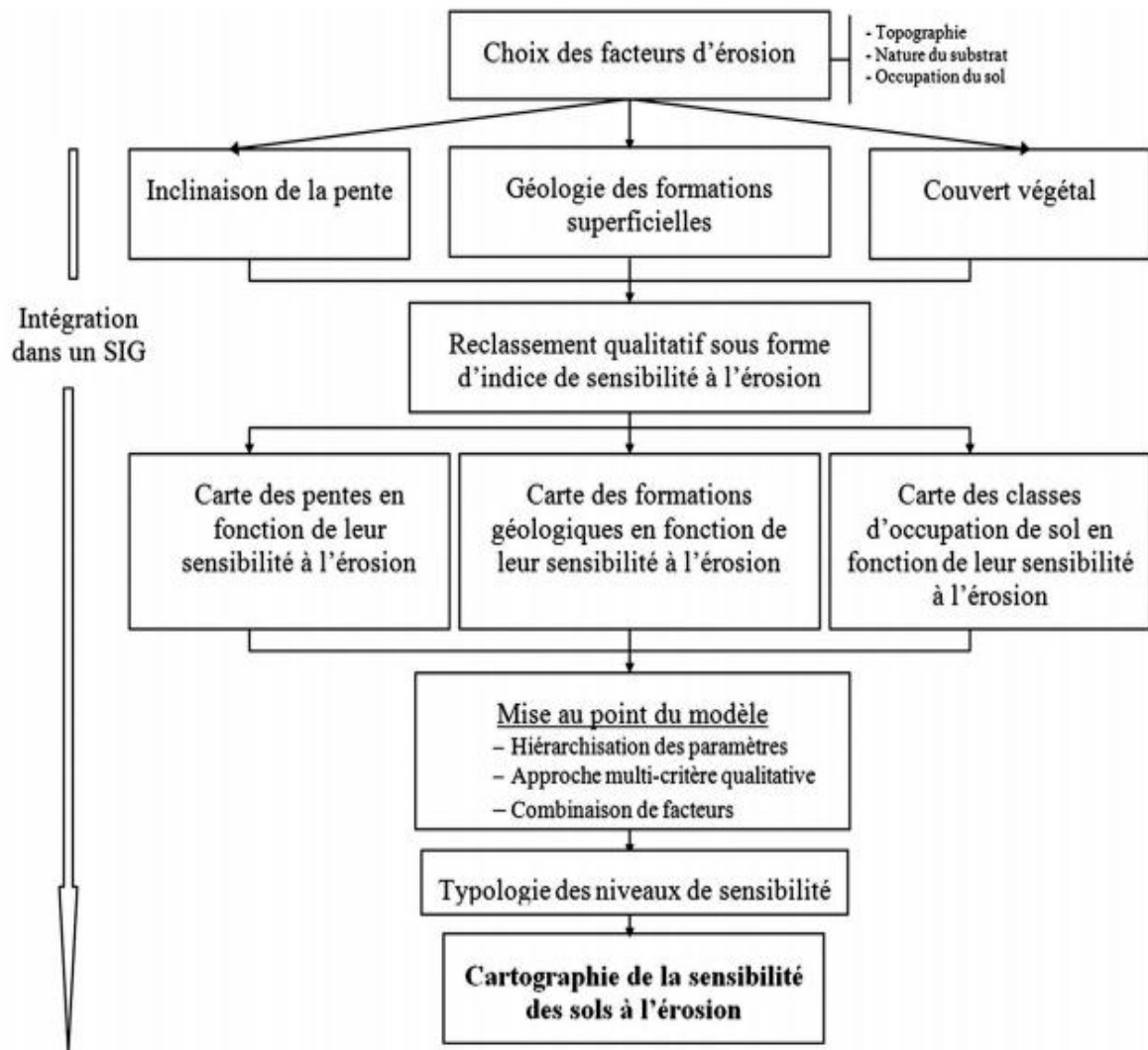


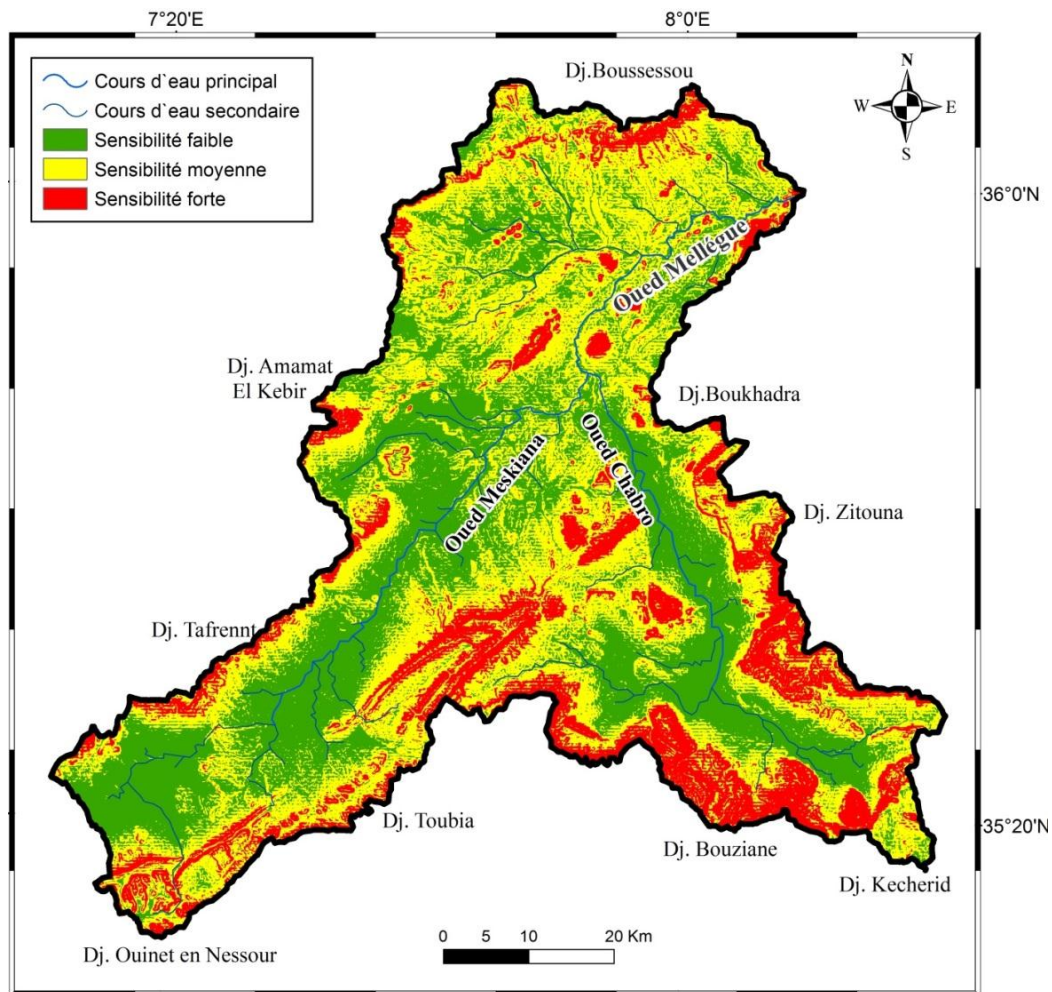
Figure 60. Méthodologie adoptée pour cartographier la sensibilité des sols à l'érosion

6.1.1. Facteur pente

Le premier facteur intervenant dans la sensibilité des sols à l'érosion est la pente. À partir du modèle numérique d'élévation (DEM) est calculée la variable pente (dérivée première de l'altitude). Une hiérarchisation en trois classes (Tableau 32) en fonction de son influence sur les phénomènes érosifs est définie : une déclivité de 0 à 3% représente une sensibilité à l'érosion faible, de 3 à 10%, une sensibilité moyenne, et de plus de 10%, une sensibilité forte (Khanchoul *et al.*, 2007).

Tableau 32. Sensibilité des pentes à l'érosion selon leur déclivité.

N°	Déclivité de la pente	Indice de sensibilité à l'érosion
1	0 à 3%	Faible
2	3 à 10%	Moyenne
3	> 10%	Forte

**Figure 61.** Classes de sensibilité des pentes à l'érosion.

D'après la figure 61, on remarque qu'une bonne partie du bassin versant d'étude se caractérise par des pentes assez faibles (0 à 3%) et se trouve au niveau de la plaine bordant les deux branches de l'Oued Chabro et l'Oued Meskiana. Ces zones présentent une faible sensibilité à l'érosion et occupent 1792,9 km², soit 39,2% de la superficie totale du bassin (Tableau 33).

Les zones à sensibilité moyenne contre l'érosion occupent presque la moitié du bassin versant de Mellègue (43%) et se rencontrent principalement au niveau de l'Oued Mellègue Amont et à la limite des deux sous-bassins Sud.

Par contre, les zones à forte déclivité (>10%) qui sont très sensibles au phénomène érosif, ne représentent que 18% de la superficie totale (929,9 km²). Ces zones se situent principalement au Nord et au Sud-Est du bassin de l'Oued Mellègue.

Tableau 33. Superficie des classes de sensibilité des pentes à l'érosion

Sensibilité	Superficie	
	Km ²	%
Faible	1792,9	39,2
Moyenne	1952,2	42,7
Forte	829,9	18,1
Total	4575,0	100,0

6.1.2. La lithologie

Le second facteur retenu est lié à la nature des formations superficielles, et à son impact sur l'érodibilité des terrains. La lithologie représente l'une des couches d'information nécessaire à l'élaboration de la carte de sensibilité à l'érosion.

La carte lithologique simplifiée localise les principaux substrats classés suivant leur résistance à l'érosion. Ces substrats sont ensuite regroupés en unités homogènes en fonction de leurs résistances aux agents d'érosion ; ceci donne la classification suivante :

L'ensemble de ces informations nous permet alors d'attribuer un indice qualitatif d'érodibilité à chaque type de formations géologiques présentes sur la zone d'étude. Un regroupement en trois classes suivant une sensibilité à l'érodibilité faible, moyenne et forte est effectué (Tableau 34 et Figure 62).

Tableau 34. Classification de la lithologie selon la résistance à l'érosion

N°	Lithologie	Erodibilité des sols
1	croûte calcaire	moyenne
2	calcaire friable	moyenne
3	calcaire	faible
4	marnes	forte
5	calcaire et dolomie	faible
6	conglomérats	moyenne
7	grès	faible
8	marnes, marno-calcaire	moyenne
9	argiles, conglomérats	moyenne
10	formations quaternaires	forte

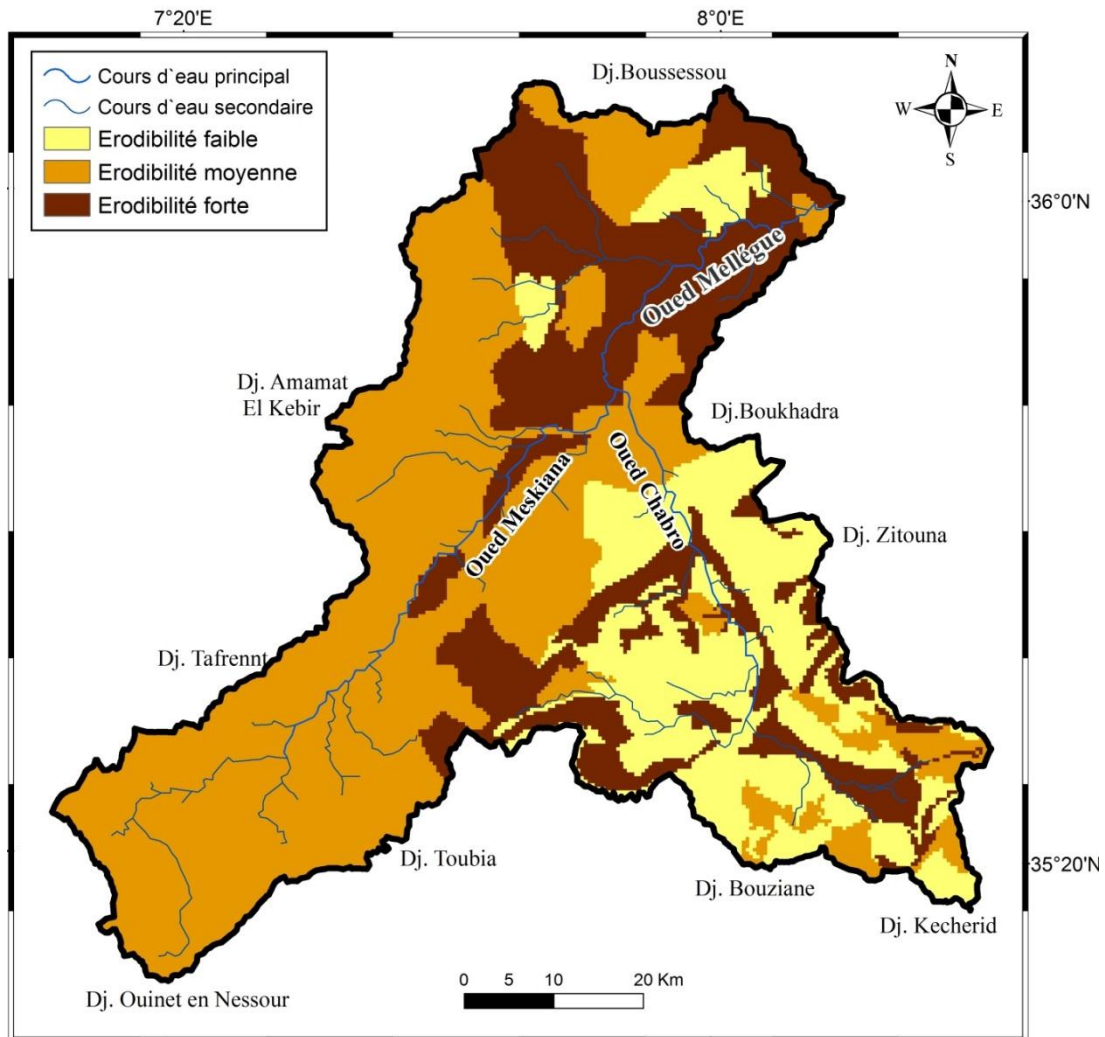


Figure 62. Classes de l'érodibilité des sols à l'érosion.

A partir de la carte ci-dessus, on remarque que la nature du sol présente une érodibilité moyenne sur un peu plus de la moitié (51,6 %) du bassin versant d'étude, ce qui correspond à une superficie de 2360,3 km² (Tableau 35). Cette vaste zone est composée principalement de croute calcaire et de calcaire friable, elle se trouve à l'Ouest du bassin versant de Mellègue et couvre presque la totalité du sous-bassin de l'Oued Meskiana. Alors que le sous-bassin de l'Oued Chabro, englobe une grande partie de sols à érodibilité faible qui occupe une proportion de 21,3% (974,7 km²) de la superficie totale de la zone d'étude.

La classe qui représente une forte érodibilité des sols à l'érosion se trouve surtout au niveau du sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont et au Sud-Est de la zone d'étude. Elle occupe 1240 km², ce qui correspond à un taux de 27,1 % de la superficie totale, et se compose principalement de marnes et de formations Quaternaires.

Tableau 35. Superficie des classes d'érodibilité des sols à l'érosion.

Erodibilité	Superficie	
	Km ²	%
Faible	974,7	21,3
Moyenne	2360,3	51,6
Forte	1240,0	27,1
Total	4575,0	100,0

6.1.3. L'occupation du sol

Une hiérarchisation est réalisée afin d'obtenir une information qualitative en attribuant un indice de sensibilité à l'érosion aux différentes classes d'occupation du sol (Tableau 36).

Les sols nus, représentant la plus grande sensibilité à l'érosion, reçoivent la note la plus forte, alors qu'une couverture végétale dense de type forêt, limitant fortement le processus érosif, se voit attribuer la note la plus faible.

Tableau 36. Indice de sensibilité du couvert végétal à l'érosion.

N°	Occupation du sol	Indice de sensibilité
1	Cultures	Peu protectrice
2	Steppes et parcours	protectrice
3	Forêt peu dense ou maquis	protectrice
4	Sol nu	Peu protectrice
5	Forêt dense	Très protectrice
6	Zones humides	Peu protectrice

Trois classes déterminent ainsi le degré de protection de l'occupation du sol dans le processus érosif : couverture peu protectrice, protectrice, et très protectrice (Figure 63).

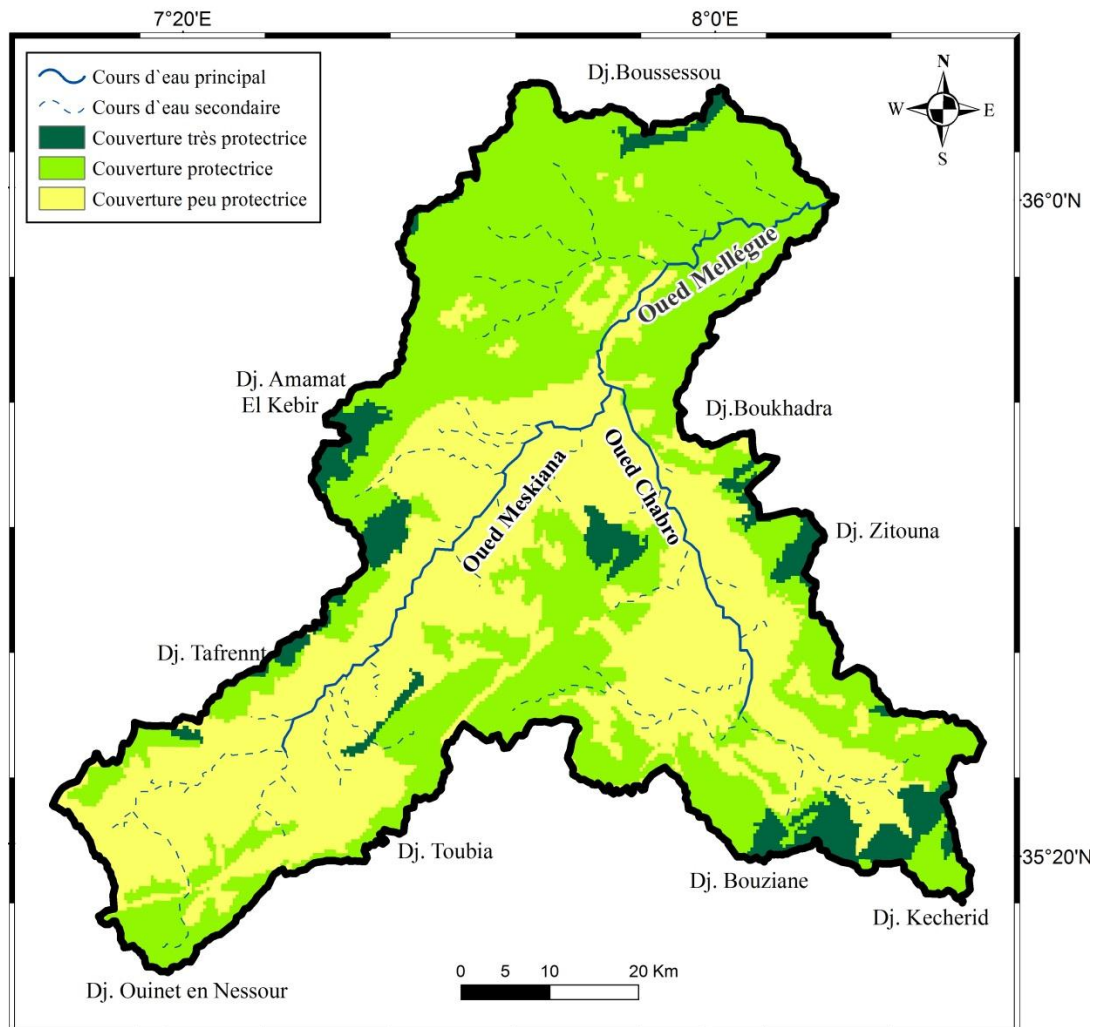


Figure 63. Classement de la couverture végétale selon son degré de protection à l'érosion.

D'après la figure ci-dessus, on peut dire que dans l'ensemble le bassin versant de l'Oued Mellègue est dominé par une couverture végétale peu protectrice à protectrice. La classe la plus sensible à l'érosion se trouve au Sud du bassin versant de l'Oued Mellègue bordant ses deux affluents directs (Oued Chabro et Oued Meskiana) et est occupée principalement de cultures céréalières (blé et orge) et de sols nus. Alors que, le sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont est occupé presque dans sa totalité par une couverture végétale protectrice face à l'érosion. Cette classe est composée de forêts peu denses et de maquis.

Ces deux classes représentent presque les mêmes proportions avec ; 48,3% pour une couverture végétale protectrice et 44,6 % pour une couverture peu protectrice contre l'érosion, soit des superficies de, 2208,7 km² et 2040,6 km², respectivement (Tableau 37).

La couverture végétale la plus protectrice face à l'érosion (forêt dense) n'occupe qu'une surface de 325,7 km², soit 7 % de la superficie totale du bassin d'étude.

Tableau 37. Superficie des classes de sensibilité de couverture végétale à l'érosion.

Couverture végétale	Superficie	
	Km ²	%
Peu protectrice	2040,6	44,6
Protectrice	2208,7	48,3
Très protectrice	325,7	7,1
Total	4575,0	100,0

6.2. Cartographie des zones sensibles à l'érosion

La méthode utilisée permet de réaliser un croisement entre les cartes thématiques sous forme de combinaisons logiques. A chaque combinaison particulière entre les paramètres est affectée un degré relatif de sensibilité des sols à l'érosion. Il s'agit donc d'une approche qualitative.

Trois niveaux de sensibilité sont retenus dans le cas de notre étude : faible, moyen et fort. Ainsi, par exemple, si l'on croise une pente faible, avec une érodibilité des formations superficielles faible et une couverture végétale très protectrice, on obtient une valeur de sensibilité des sols à l'érosion faible, alors que la combinaison d'une déclivité forte, d'une

érodibilité des formations superficielles forte et d'une couverture végétale peu protectrice conduit à une sensibilité forte.

Un exemple du processus de hiérarchisation de ces combinaisons est schématisé par l'arbre décisionnel illustré par la figure 64.

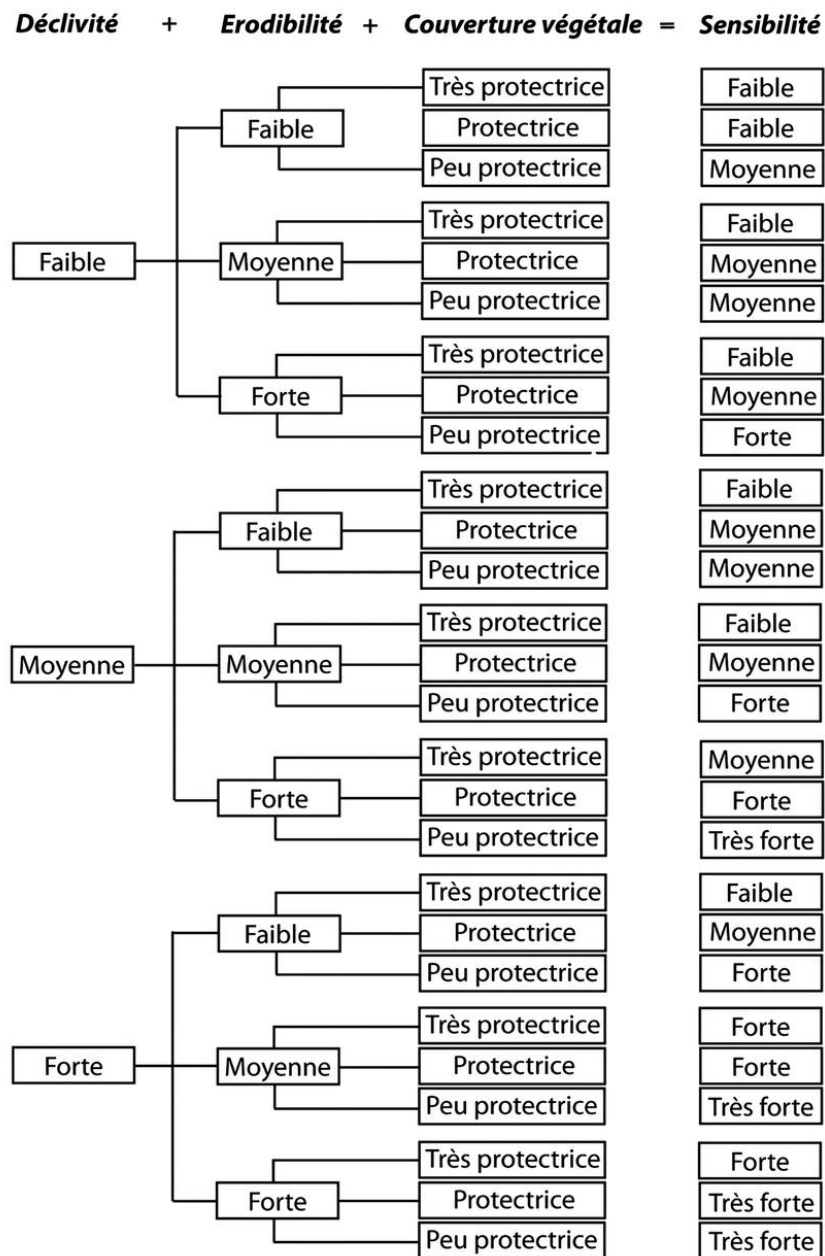


Figure 64. Arbre décisionnel pour la réalisation de la carte de sensibilité des sols à l'érosion (D'après Soti, 2003).

La superposition des couches concernées (pente, occupation des sols et lithologie) nous a permis d'identifier les zones sensibles à l'érosion (Figure 65). Nous pouvons ainsi distinguer les zones les plus affectées par le processus érosif et celles les plus préservées.

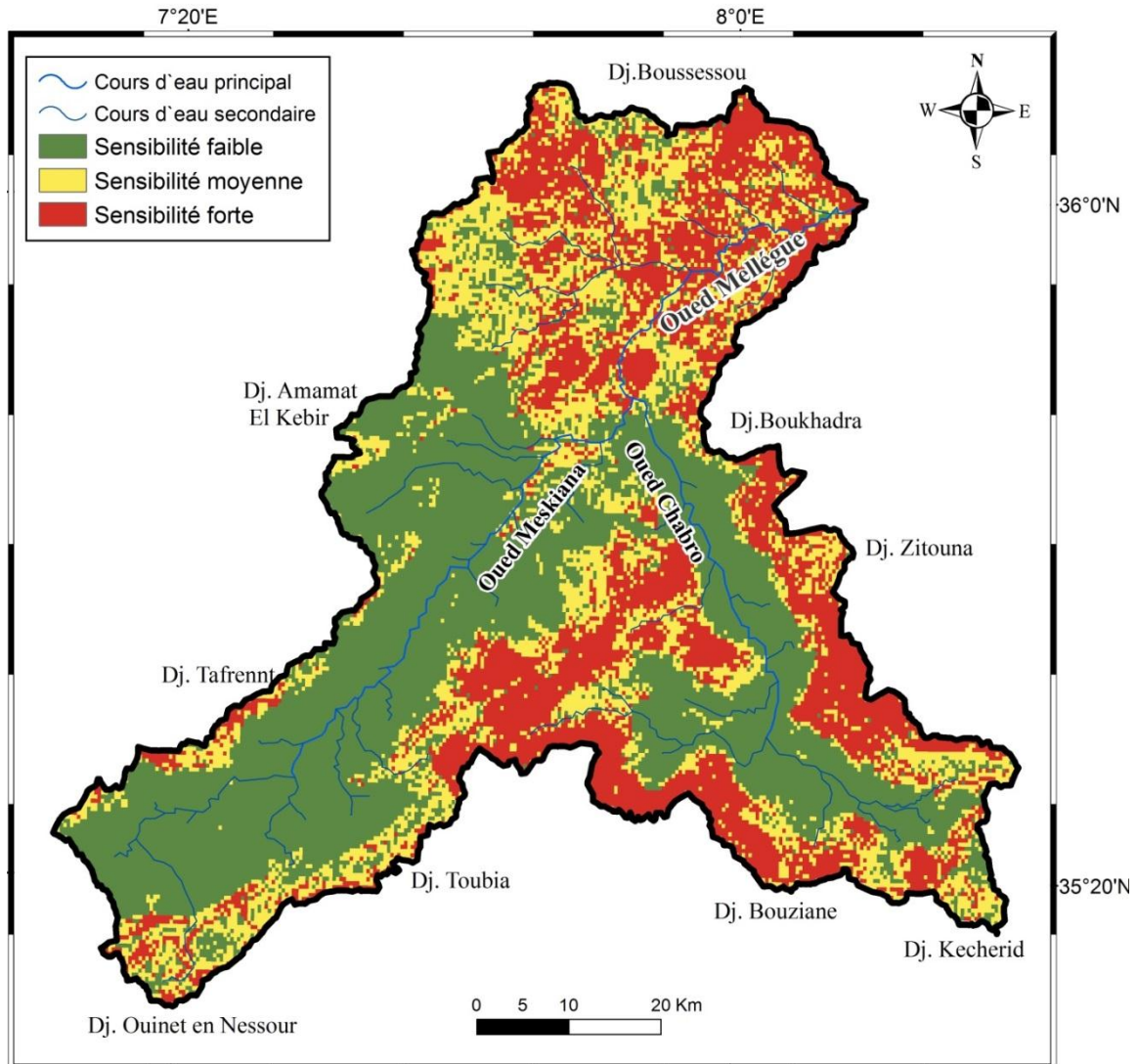


Figure 65. Carte de sensibilité du bassin de l'Oued Mellègue à l'érosion.

Sur cette carte qui résulte de la combinaison multicritère, on note une dichotomie prononcée entre la plaine alluviale peu soumise aux processus érosifs d'une manière générale et le système montagneux marqué par des degrés de sensibilité plus au moins forts. Cette situation est bien entendu le résultat du croisement de facteurs présentant une forte sensibilité à l'érosion. Ainsi les zones caractérisées par de fortes pentes, un substrat érodable et une faible protection végétale montrent une forte potentialité de perte en sol.

Pour le bassin versant de Mellègue, on constate que la classe qui représente une faible sensibilité des terrains à l'érosion occupe presque la moitié du bassin d'étude avec un taux de 47% de sa surface totale, soit une superficie de 2149,8 km² (Tableau 38). Cette classe se trouve principalement au sud du bassin de Mellègue, elle occupe presque la totalité du sous-bassin de l'Oued Meskiana et une bonne partie de celui de l'Oued Chabro. Cela s'explique par les faibles pentes (< 3%) de ces zones comprenant une grande plaine alluviale. Cependant, il semble que le sous-bassin de l'Oued Meskiana se caractérise par une érosion faible en comparaison à son voisin le sous-bassin de l'Oued Chabro.

Les zones à sensibilité moyenne contre l'érosion, se localisent surtout au niveau du sous-bassin Amont (Oued Mellègue) et en bordant les deux sous-bassins de l'Oued Chabro et l'Oued Meskiana. Ces zones totalisent une superficie de 1469,7 km², ce qui correspond à un taux de 32% du total.

La classe qui symbolise une forte sensibilité à l'érosion couvre une surface 955,5 km² (21%) du bassin versant total. Les zones où cette classe domine se trouvent, au Sud-Est du bassin d'étude bordant l'Oued Chabro et aussi au Nord couvrant une bonne partie sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont, où les pentes sont fortes et les sols sont marno-argileux très sensibles à l'érosion.

Tableau 38. Superficie des classes de sensibilité des sols à l'érosion du bassin versant de Mellègue à l'érosion.

	Bassin	Oued Mellègue Amont		Oued Chabro		Oued Meskiana		Bassin versant de Mellègue	
	Superficie	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
Sensibilité à l'érosion	Faible	211,6	18,1	645,0	41,3	1335,6	72,4	2149,8	47,0
	Moyenne	603,4	51,6	442,9	28,4	381,1	20,6	1469,7	32,1
	Forte	355,0	30,3	472,1	30,3	128,3	7,0	955,5	20,9
	Total	1170,0	100,0	1560,0	100,0	1845,0	100,0	4575,0	100,0

Egalement, on remarque d'après le tableau ci-dessus, que le sous-bassin de l'Oued Chabro et celui de l'Oued Mellègue Amont sont les plus affectés par les processus érosifs et présentent les mêmes proportions concernant la classe de forte sensibilité des sols à l'érosion,

avec un taux de 30,3% de leur surface totale, mais, du point de vue de l'étendue de ces zones très sensibles à l'érosion, c'est le sous-bassin de l'Oued Chabro qui domine avec une superficie de 472,1 km².

Par ailleurs, le sous-bassin de Meskiana présente dans son ensemble (presque 73% de sa surface totale) une faible sensibilité des sols à l'érosion.

Il est important de signaler qu' « une zone qui présente un aléa érosif faible d'après le modèle, est une zone qui potentiellement ne produira pas de ruissellement. Par contre, si elle est située en aval des terres cultivées, elle sera exposée à des dégâts importants » (Souadi *et al.*, 2000).

6.3. Avantages et limites du modèle

La méthode mise en œuvre conduit à une meilleure compréhension de la distribution spatiale de l'érosion sur le bassin versant de Mellègue, elle pourrait aussi constituer le point de départ à la mise en œuvre d'une gestion coordonnée des actions de lutte contre l'érosion des sols. Toutefois, ce travail constitue la première étape vers une estimation plus précise de *cet aléa*.

La démarche présentée ici pourrait être appliquée dans tout secteur pour lequel les données d'entrée nécessaires au modèle sont disponibles. Il faut noter que ce modèle ne permet pas le calcul sur les volumes de terres exportées. Ainsi, nous ne pouvons pas estimer la quantité de terre transportée aux cours d'eau. De même ce modèle donne plus d'importance à l'occurrence qu'à l'intensité de l'aléa, et il sous-estime les dégâts des événements climatiques extrêmes (Souadi *et al.*, 2000).

A l'avenir, certaines incertitudes dans les résultats pourraient être levées par l'amélioration de la précision du modèle ou par le développement de l'utilisation du modèle. Pour contribuer au développement du modèle, on pourrait envisager, à partir des résultats obtenues, de faire des simulations sur l'influence de changements de climat ou d'occupation des sols.

Conclusion

L'analyse spatiale de l'aléa érosif constitue un outil très précieux pour localiser les zones du territoire les plus susceptibles d'être soumises à l'érosion hydrique.

La carte de sensibilité des sols à l'érosion, produite à partir du modèle qualitatif utilisé montre que, le Nord (sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont) et le Sud-Est (sous-bassin de l'Oued Chabro) du bassin versant de Mellègue semblent être les zones les plus sensibles aux phénomènes érosifs. Ceci est dû à la présence de sols très érodibles de formations Quaternaire, des pentes à forte déclivité (>10%) et une couverture végétale dégradée. Le sous-bassin de l'Oued Meskiana paraît moins sensible à l'érosion du fait qu'il dispose d'une lithologie qui résiste plus au processus érosifs (croûte calcaire et calcaire friable) et une vaste étendue de pentes faibles.

Ainsi, nous pouvons conclure que le facteur topographique est un paramètre de taille qui a été bien pris en compte par le modèle. En effet, L'inclinaison de la pente agit directement sur la vitesse de ruissellement et par conséquent sur le volume ruisselé.

Enfin, cette modélisation, basée sur l'utilisation d'un SIG, permet de couvrir une vaste région d'analyse et présente l'avantage d'être relativement simple et donc aisément reproductible à d'autres territoires. Aussi, elle peut servir comme un outil d'aide à la décision en matière de gestion et d'aménagement des bassins versants. L'évaluation de l'érosion est cependant très importante, dans la mesure où elle seule permet d'orienter les actions correctives permettant de réduire efficacement les impacts néfastes de l'érosion aussi bien sur les zones de dépôts de terre que sur les zones de dépôts à l'aval.

Chapitre 7
Evaluation et cartographie du risque d'érosion
par le modèle RUSLE

Chapitre 7. Evaluation et cartographie du risque d'érosion par le modèle RUSLE

Introduction

L'ensemble des caractéristiques du bassin versant de Mellègue, sa couverture végétale dégradée, ses sols développés sur des substrats marneux fragiles et ses précipitations brutales et concentrées qui alimentent un réseau hydrographique très ramifié, caractérisé par un régime torrentiel en période de crue, démontrent la vulnérabilité de ce bassin versant face à l'érosion hydrique.

La détection des zones érodées, ainsi que l'évaluation des facteurs qui contrôlent l'érosion et leur caractéristiques, sont des tâches complexes mais pouvant être résolues avec l'intégration de plusieurs sources de données (données spatiales, mesures et enquêtes sur le terrain et images satellites) dans des systèmes de traitement géo-spatiale tels que les systèmes d'information géographique (Khali Issa *et al.*, 2016).

Dans des pays comme l'Algérie, où la dégradation des sols est sévère, il est impératif d'appliquer des modèles d'érosion des sols de base qui nécessitent moins de données et donc qui correspondent le mieux avec les ressources disponibles. Ces modèles intégrés dans un environnement SIG pourraient facilement être utilisés pour estimer la perte en sol et de simuler des options de conservation. En effet, Les modèles d'estimation de l'érosion des sols intégrés dans les SIG sont un moyen d'évaluer la répartition spatiale de la perte de sol, d'identifier les domaines de préoccupation et de simuler la gestion possible (Toumi, 2013).

Plusieurs modèles d'érosion des sols existent avec différents degrés de complexité. Même si une grande variété de modèles est disponible pour l'estimation du risque d'érosion, la plupart demande tellement de données-sources que leur application à l'échelle régionale devient un problème.

Dans ce chapitre, nous représenterons les procédures détaillées de la méthodologie développée pour l'estimation de différents facteurs interagissant l'érosion hydrique. Pour évaluer qualitativement et quantitativement le risque d'érosion dans le bassin versant d'étude, un système d'information géographique alimenté de données existantes et de données issues d'images satellites a été utilisé pour mettre en œuvre un modèle distribué.

Pour cette étude nous utiliserons le modèle RUSLE en vue d'estimer les pertes en sol moyenne. Cette estimation permettra d'identifier les zones à risque érosif potentiel et de les hiérarchiser. Conçu et amélioré progressivement aux Etats-Unis à partir de 10 000 résultats annuels en parcelles d'érosion, le modèle RUSLE est appliqué en Afrique depuis 30 ans (Roose, 1999).

7.1. Équation universelle des pertes en sol révisée (RUSLE)

Le modèle le plus utilisé pour la quantification des pertes en sols est le modèle USLE avec sa version révisée RUSLE grâce à la facilité de son application et à sa compatibilité avec les systèmes d'information géographiques (Millward et Mersey, 1999 ; Lu *et al.*, 2004 ; Dabral *et al.*, 2008 ; Pandey *et al.*, 2009; Bonilla *et al.*, 2010).

Le modèle RUSLE a été largement utilisé aussi bien dans les milieux agricoles que forestiers pour estimer avec fiabilité et précision le taux annuel de pertes en sol à long terme en unité de masse par unité de surface, pour évaluer les risques d'érosion, et pour guider les plans de d'aménagement et de conservation antiérosifs dans différentes conditions d'occupation du sol , comme terres cultivées, les pâturages et les forêts perturbées.

L'équation universelle des pertes en sols révisée ou la « Revised Universal Soil Loss Equation » (RUSLE) est un modèle d'évaluation quantitative de l'érosion (Renard, 1997). Elle se présente sous forme d'une équation mathématique qui utilise les facteurs d'érosion comme inputs, pour estimer les pertes en sols moyennes annuelles résultantes de l'érosion en nappe et en rigoles (Toy *et al.*, 2002).

Il faut noter que ce modèle ne prend pas en considération les processus d'érosion à savoir le détachement, le transport et le dépôt, pour estimer les pertes en sol (Jones *et al.*, 1996). Il s'agit d'un modèle empirique qui réunit les facteurs ayant une incidence sur la vitesse de l'érosion par l'eau, à savoir l'énergie cinétique des pluies intenses, les propriétés du sol, les caractéristiques du terrain, la protection du sol par la couverture végétale et les pratiques anthropiques.

L'équation RUSLE apparue en 1978, suite à une amélioration et modification des normes et approches de calculs de l'équation mère USLE, publiée en 1965.

L'estimation des pertes en sol s'effectue selon l'équation empirique suivante :

$$A=R \times K \times LS \times C \times P$$

Avec :

A : La moyenne annuelle des pertes en sol en T/ha/an,

R : L'érosivité des pluies ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$),

K : L'érodibilité des sols ($\text{t h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$),

LS : La longueur et l'inclinaison de la pente (Len m, S en %),

C : Le couvert végétal (adimensionnel),

P : Les pratiques agricoles (adimensionnel).

Le terme LSKCP représente une caractéristique du bassin versant, alors que le facteur R représente une caractéristique de la zone.

7.1.1. Le facteur d'érosivité des pluies (R)

Le facteur R quantifie l'impact des précipitations et reflète également la quantité et le taux de ruissellement associé aux événements pluvieux (Xu *et al.* 2009).

La pluie constitue la source de l'énergie érosive. L'érosivité est la capacité potentielle de la pluie à produire l'érosion (Hudson, 1981). Elle peut aussi être considérée comme l'indice moyen annuel d'érosion par la pluie. Ainsi, la notion d'érosivité décrit la capacité ou le potentiel d'érosion des conditions climatiques particulières (érosivité des pluies) (Soutter *et al.*, 2007).

L'estimation du facteur R nécessite la connaissance des énergies cinétiques et de l'intensité moyenne sur 30 min des gouttes de pluie de chaque averse, sur une longue période allant jusqu'à 30 ans (Sadiki *et al.*, 2004) :

$$R=K \times E_C \times I_{30}$$

Où :

K : Coefficient dépendant de l'unité de mesure

E_C : L'énergie cinétique

I_{30} : L'intensité moyenne de précipitations durant 30 min

D'autres formules ont été développées par la suite pour faciliter l'estimation de R. Ces formules n'exigent pas des enregistrements détaillés de précipitations, mais prennent en considération les intensités moyennes mensuelles et annuelles de ces dernières.

7.1.2. Le facteur d'érodibilité du sol (K)

Le facteur d'érodibilité (K) des sols exprime la cohésion et la résistance du sol vis-à-vis de l'érosion. L'érodibilité d'un sol est sa résistance à deux sources d'énergie, d'une part, la battance des gouttes de pluies à la surface du sol et d'autre part, l'entaille du ruissellement entre les mottes. La notion d'érodibilité traduit plus spécifiquement la sensibilité à l'érosion que confèrent à un sol ses caractéristiques et propriétés intrinsèques. Elle constitue l'élément central de l'érodabilité des terres.

D'après Roose (1994) l'érodabilité est étroitement liée à la capacité d'infiltration du sol, à sa stabilité structurale, et au pourcentage de la matière organique y présente. Si on considère les caractéristiques du sol, séparément des autres facteurs affectant l'érodabilité, on constate que les sols à forte teneur en limons et sables fins, à faible teneur en matière organique, à structure instable et à perméabilité très faible sont les sols les plus sensibles à l'érosion hydrique. Ainsi les sols présentant une grande cohésion des agrégats, résistent mieux à l'érosion hydrique notamment au détachement.

Le facteur d'érodibilité des sols et le taux d'érosion sont déterminés expérimentalement sous des conditions standard. La répétition des expérimentations sur différents types de sols a permis à Wischmeier et Smith (1978) de développer une équation pour le calcul de l'érodibilité des sols :

$$K = 2.1 * M^{1.14} * 10^{-6} (12 - MO) + 0.0325 * (b - 2) + 0.025 * (c - 3)$$

Où :

M = (% sable fin + % limon) * (100 - % argile)

MO = pourcentage de matière organique

B = code de la perméabilité

C = code de la structure

7.1.3. Le facteur de la longueur et de l'inclinaison de la pente (LS)

Le modèle RUSLE prend en compte la longueur et l'inclinaison des pentes qui affectent la production et le transport de sédiments dans un site. D'autres facteurs tels que la compaction et les perturbations du sol sont aussi considérés dans la génération du facteur LS (Prasannakumar *et al.*, 2012). L'érosion augmente avec l'inclinaison de la pente mais, contrairement au facteur L qui exprime l'effet de la longueur de la pente, le modèle RUSLE ne fait aucune différence entre l'érosion en nappe et l'érosion linéaire dans le facteur S qui exprime l'effet de l'inclinaison de la pente sur l'érosion des sols (Renard *et al.*, 1997; Lu *et al.*, 2004 ; Krishna Bahadur, 2009).

7.1.4. Le facteur du couvert végétal (C)

Le couvert végétal est, après la topographie, le second facteur le plus important qui contrôle le risque d'érosion des sols. Dans le modèle RUSLE, l'effet du couvert végétal est incorporé au facteur d'aménagement du couvert. 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). La valeur de C dépend principalement du pourcentage de couverture végétale et de la phase de croissance (Kalman, 1967). Il peut varier de près de zéro pour les sols bien protégés à 1,5 pour les surfaces striées très sensibles à l'érosion en rigoles (Angima *et al.*, 2003).

7.1.5. Le facteur des pratiques antiérosives (P)

C'est un facteur exprimant la protection du sol par les pratiques agricoles (P), ce facteur tient compte des pratiques purement antiérosives comme par exemple le labour en courbe de niveau ou le buttage, ou le billonnage en courbe de niveau.

L'attribution d'un indice de pratiques antiérosives (P) du sol exprime les pertes en sol d'un terrain ayant connu des aménagements de lutte contre l'érosion, par rapport à un terrain n'ayant pas connu d'installation de techniques antiérosives. En d'autres termes, l'évaluation du facteur P au niveau du bassin versant en question, revient à apprécier l'efficacité des structures antiérosives existantes (Nasl'haj, 2009). Il varie entre 1 sur un sol nu sans aucun aménagement antiérosif à 0.1 environ, lorsque sur une pente faible, on pratique le billonnage cloisonné (Roose, 1996).

Cependant, le facteur P, lié aux pratiques antiérosives, est généralement négligé lorsqu'il s'agit de grandes zones géographiques, c'est-à-dire régionales et nationales, puisqu'il s'agit d'un facteur très local dont les effets peuvent être significatifs pour les parcelles ou les petites échelles.

7.2. Préparation de la base de données du modèle RUSLE

La modélisation de l'érosion par RUSLE, exige l'élaboration d'une base de données thématique, dont chacun des paramètres du modèle (R, K, LS, C et P) doit être représentée dans une couche d'information indépendante. En effet, l'utilisation du SIG s'avère nécessaire afin de spatialiser, cartographier et regrouper les zones homogènes de point de vue protection ou vulnérabilité à l'érosion.

7.2.1. Données utilisées

Les différentes composantes de l'érosion ont un caractère spatial. Les logiciels SIG (Système d'information géographique) et de traitement des images satellites (Idrissi, Erdas, Envi) s'apprêtent bien à l'évaluation de ces composantes et par conséquent à la cartographie du taux d'érosion à l'échelle d'un bassin. Les paramètres géométriques et cartographiques (géologie, occupation du sol, climatologie et pédologie) ont été extraits et répertoriés dans le SIG, sous forme de couche vecteur ou raster (grid) représentant les valeurs estimées au niveau de chaque élément de surface du bassin. La superposition des différentes couches dans le logiciel SIG (Arc GIS 10.1) donne les valeurs du taux d'érosion au niveau de chaque unité de surface.

Pour l'élaboration de la base des données du modèle RUSLE, on a eu recours à :

- Relevés météorologiques délivrés par l'Agence National des Ressources Hydriques (ANRH) de Tébessa, Constantine *et* Alger.
- Quatre cartes topographiques au 1/50 000.
- Un modèle numérique d'élévation (MNE) qui englobe tout le bassin et dont la taille du pixel est de 30m a été téléchargé à partir du site web : <http://srtm.csi.cgiar.org/index.asp>
- Une image satellitaire (Landsat 8) acquise en Juin 2014 a été téléchargée sur le site <http://earthexplorer.usgs.gov>.

7.2.2. Logiciels utilisés

- ArcGis 10.1 pour l'extraction des informations sur la zone d'étude (superficie, périmètre, réseau hydrographique, etc.) et pour l'élaboration des cartes ;
- ENVI 5.1 pour le traitement de l'image satellitaire;
- Microsoft Excel 2007 pour le calcul des moyennes et la récupération des données ;

7.2.3. Méthodologie adoptée

La méthode consiste à appliquer chaque facteur de l'équation RUSLE à des données spatiales géoréférencées. L'intégration de ces cartes dans le Système d'Information Géographique ArcGIS se fait par numérisation et la multiplication de toutes les couches obtenues donne alors une carte du risque érosif.

Des couches individuelles ont été créées pour chaque paramètre RUSLE et sont ensuite combinées par une procédure de modélisation dans la grille ArcGIS. Les différents polygones obtenus pour chaque carte sont associés à leurs bases de données (modèle vecteur), chaque grille de facteur avait une taille de cellule de 30 m, bien que la résolution réelle (de la source de données la plus basse résolution) est d'environ 100 m. Ce ré-échantillonnage a été fait pour intégrer la plus grande précision de la précipitation et interpolations topographiques.

Par la suite ces unités surfaciques sont converties en un nombre de pixels contenant la même valeur (modèle raster), qui correspond à l'information sur un facteur de l'équation RUSLE. Toutes les couches ont été projetées en UTM zone 32N en utilisant le WGS 1984. Le croisement des couches raster par le module « Raster Calculator » d'ArcGIS et l'application des équations mathématiques du modèle de prédiction de perte en sol a permis d'évaluer le taux d'érosion sur tout le bassin versant et l'élaboration de la carte synthétique des pertes en sol.

La méthodologie adoptée dans le cadre de cette étude se compose de plusieurs étapes résumées et illustrées dans l'organigramme qui suit (Figure 66).

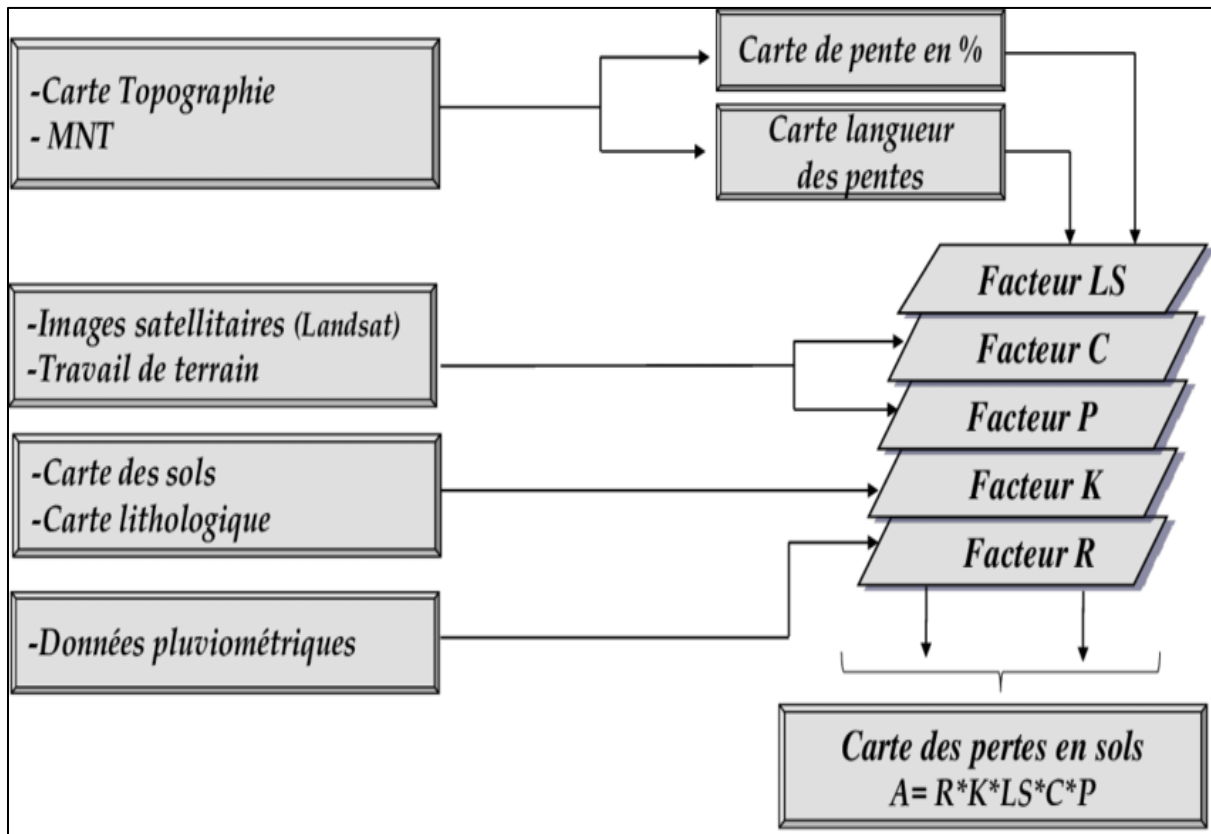


Figure 66. Methodologie adoptée pour l'évaluation de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Mellègue.

7.2.4. Traitement des données

7.2.4.1. Traitement du modèle numérique d'élévation (MNE)

Un type spécifique de données raster appelé un modèle numérique de terrain (MNT) est utilisé pour modéliser le terrain complexe du bassin versant de l'Oued Mellègue.

Le modèle numérique d'élévation fournit une information altimétrique de la surface du terrain. Chaque cellule de la grille MNT contient une valeur correspondant à son altitude dans le monde réel. L'intégration du MNE dans un SIG joue un rôle très important dans l'analyse spatiale et dans la dérivation des cartes thématique afférentes à la topographie (carte des pentes, carte des altitudes, courbes de niveau, carte du facteur LS). Les données téléchargées en format SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) sont importées dans un SIG (ArcGIS 10.1). A partir de l'échantillon des points relevés de deux cartes topographiques (1/50000)

couvrant la région d'étude, le modèle numérique a été appelé afin d'avoir une précision maximale.

L'application du masque à l'aide du logiciel ArcGis 10.1 permet aussi d'extraire la zone d'étude (Figure 67).

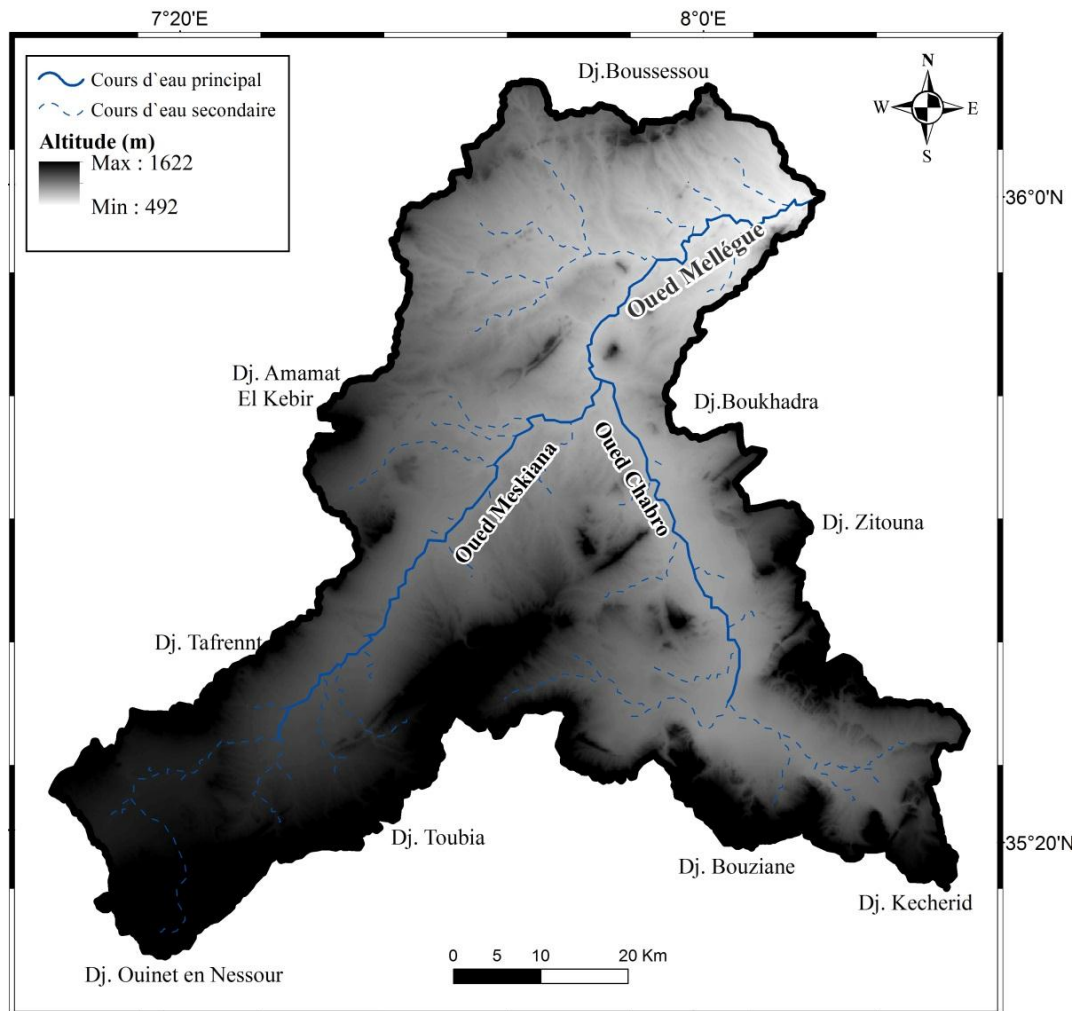


Figure 67. Modèle numérique d'élévation (MNE) du bassin versant de Mellègue.

7.2.4.2. Cartes topographiques

Les cartes disponibles ont été géo-référenciées, puis elles ont servi comme support de vectorisation à l'aide d'Arc GIS. La numérisation des entités cartographiques nous a permis d'établir les couches suivantes :

- Couche « polygone » qui délimite le bassin versant : Elle a été obtenue en numérisant la ligne qui suit les lignes et les points de partage des eaux à partir de la carte

topographique. Le polygone tracé révèle la forme géométrique du bassin et possède un tableau des attributs contenant des informations sur le bassin (surface, périmètre, etc.);

- Couche « polyligne » du réseau hydrographique : Elle est obtenue par la digitalisation des cours d'eau à partir de la carte topographique.

7.2.4.3. Pré-traitement des images satellitaires

Le but du traitement d'images satellitaires est d'extraire de celles-ci des informations utiles pour la compréhension et la modélisation d'un phénomène se déroulant à la surface terrestre. Pour cela une bonne préparation (prétraitement) de ces données est nécessaire afin d'éviter toutes les erreurs provenant de l'instrument de captage et effets atmosphériques.

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisés les données Landsat 8 (Figure 68). Il s'agit d'un radiomètre multispectral, qui acquiert des images dans neuf bandes spectrales allant du visible au moyen infrarouge. Sept de ces bandes spectrales étaient déjà présentes sur l'instrument ETM+ de Landsat 7, deux canaux supplémentaires ont été ajoutés, destinés principalement à la correction atmosphérique (canal bleu à 440 nm) et à la détection des nuages (1380 nm). Enfin, les bandes dans l'infrarouge thermique sont maintenant confiées à l'instrument TIRS. Toute image téléchargée est accompagnée d'un fichier « métadonnées » offrant toutes les informations possibles sur l'image, telles que, la période de prise de vue, ces coordonnées géographiques, le système de projection, le taux du couvert nuageux, la qualité de l'image et autres informations de calibration.

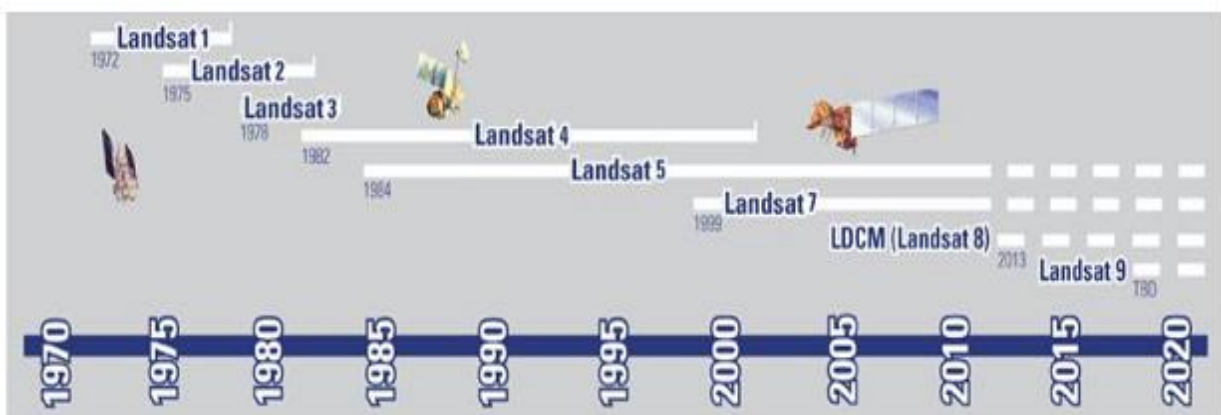


Figure 68. Programme Landsat (landsat.gsfc.nasa.gov).

L'extraction des informations nécessaires d'une image satellitaire ainsi que l'élaboration des cartes thématiques, exige une série d'opérations. Ces opérations consistent en des corrections radiométrique, atmosphérique et géométrique (El Alaoui, 2011). Il

convient, donc, de noter que l'ensemble de ces opérations de prétraitement ont été effectuées à l'aide du logiciel ENVI 5.1.

- **Géo-référencement**

La correction géométrique consiste en la correction des distorsions géométriques dues aux variations de la géométrie terre-capteur, et la transformation des données en vraies coordonnées (par exemple en latitude et longitude) sur la surface de la terre, autrement dit, elle sert à attribuer des coordonnées cartographiques aux pixels de l'image pour lever les erreurs de localisation et les rendre superposables à une autre image ou à un document cartographique de référence. Dans cette optique, on a adopté la méthode de correction polynomiale de second ordre pour corriger l'image par rapport aux différentes cartes topographiques au 1/50 000 dont on dispose.

- **Correction radiométrique**

La correction radiométrique consiste à trouver un référentiel dans lequel s'expriment les quantités dérivées des observations (Blanc, 1999). A partir de ces dernières, on extrait les informations au regard des objets d'intérêt, ici la réflectance du sol. Cette dernière permet le passage des comptes numériques des niveaux de gris à une réflectance apparente au niveau du capteur.

Elle prend en considération, certaines variations causées par le décalage temporel dans l'acquisition des images. En effet, les facteurs comme l'angle d'élévation du soleil, la distance terre-soleil et la calibration des capteurs (variations de gain et de décalage dans les données obtenues par un capteur). Afin que la valeur des pixels corresponde à la valeur de la réflectance aux capteurs, des étalonnages radiométriques ont été réalisés pour permettre le passage des niveaux de gris en luminance apparente, puis en réflectance apparente. Les paramètres d'étalonnage sont tirés des fichiers de métadonnées de chaque image.

- **Correction atmosphérique**

Les luminances enregistrées par le capteur satellitaire correspondent en fait à un signal complexe issu de la contribution de la surface et de l'atmosphère. La diffusion peut réduire ou atténuer une partie de l'énergie illuminant la terre et l'atmosphère. Elle atténuera aussi le signal se propageant de la cible au capteur.

Etant donné que les conditions atmosphériques changent d'un instant à un autre. Les données images faisant objet d'une étude de détection de changements doivent impérativement être corrigées de ces effets atmosphériques avant l'utilisation. Diverses méthodes de corrections atmosphériques peuvent être appliquées, allant de modèles très détaillés des conditions atmosphériques durant l'acquisition, au calcul basé seulement sur les données de l'image.

On utilisera une variante de cette dernière méthode; elle consiste à examiner l'intensité observée (valeur numérique du pixel) dans une région ombragée ou un objet très sombre, tel un grand lac d'eau et à déterminer la valeur minimale (valeur numérique du pixel) pour chacune des bandes spectrales. La correction est appliquée en soustrayant la valeur minimale observée, de tous les pixels dans chaque bande. Puisque la diffusion dépend de la longueur d'onde, la valeur minimale variera d'une bande à l'autre. Cette méthode appelée « méthode des cibles noires » est basée sur le fait que les objets les plus sombres (considérés noirs) d'une image sont des indicateurs qualitatifs des conditions atmosphériques, leur radiance étant essentiellement égale à la radiance atmosphérique (Chavez, 1988). On suppose que la réflexion de ces éléments est nulle si l'atmosphère est claire. Les valeurs plus petites que zéro observées sont dues à la diffusion atmosphérique.

Les cibles noires de l'image sont prises au niveau de la partie la plus profonde du barrage. La correction a ciblé l'ensemble des bandes excepté la bande 6 qui est la bande du thermique, et s'est basée sur les valeurs standards de réflectance de l'eau dans les différentes longueurs d'ondes.

- **Application du masque**

Cette étape a pour but d'appliquer à l'ensemble des images de la série chronologique, un masque construit à partir des fichiers vectoriels des limites du bassin (Figure 69). Les masques appliqués permettront de délimiter le bassin versant étudié et d'éliminer les autres parties de l'image. Les masques sont issus des tracés effectués sur les images satellitaires après collecte d'information sur le terrain (Ezzine, 1998 ; El Kamoune, 2009 ; El Krich, 2009).

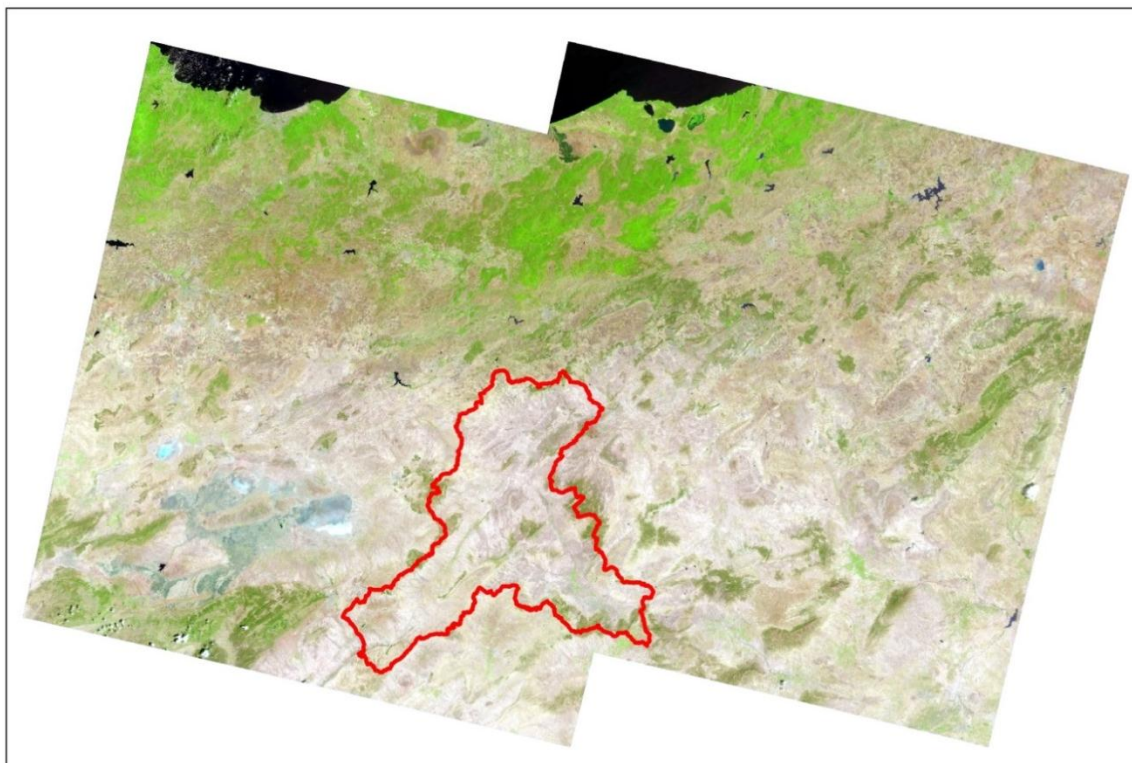


Figure 69. Images satellitaires (Landsat 8) de la zone d'étude (datées du 12 Juin 2015).

- **Classification supervisée**

La classification est une opération analytique complexe qui synthétise l'information fournie par l'image. En effet, elle vise la création d'une image thématique dans laquelle le contenu ne représente plus une mesure, mais une interprétation et une organisation selon une légende de la nature des objets associés aux pixels. Une classification peut suivre une approche statistique ou neuronale, être dirigée ou non dirigée. Pour notre cas, nous avons adopté la méthode de classification qui met en œuvre un mode de classification dirigée automatique se basant sur la méthode de décision selon le maximum de vraisemblance, dans le but d'identifier les principales structures paysagères des sites étudiés.

7.2.4.4. Choix des indices de végétation

Les indices de végétation sont l'outil le plus utilisé en télédétection, servant à détecter l'activité végétale et/ou le recouvrement de la végétation par rapport au sol. Un grand nombre d'indices de végétation ont été développés, du simple ratio aux indices plus élaborés, à partir de ces bandes rouge et proche infrarouge (Tableau 39).

La création d'indice de végétation vise donc plusieurs objectifs:

- L'estimation de la masse végétale recouvrant le sol.
- La description de l'état phénologique de la couverture végétale.
- La prévision des récoltes.
- L'évolution de la couverture végétale.

Tableau 39. Quelques formules des indices utilisés pour l'étude de la végétation (*Girard, 1995 ; Toumi, 2013*)

Dénomination	Formules	Caractéristiques	Auteurs
Différence	$R - PIR$	Forte sensibilité aux variations atmosphériques	Monget (1980)
Rapport	$RVI = PIR / R$	Saturation aux forts indices, sensibilité à la contribution spectrale des sols et aux effets atmosphériques	(Jordan, 1969; Pearson <i>et al.</i> , 1972)
Indice de végétation par différence normalisée	$NDVI = (PIR - R) / (PIR + R)$	Sensibilité aux effets atmosphériques, gamme de variation plus faible que le précédent, mais sensibilité aux variations angulaires de la visée, selon la position vis à vis du soleil	(Rouse <i>et al.</i> , 1974, Tucker, 1979)
Indice de végétation transformé	$TVI = (NDVI + 0,5)^{1/2}$	Essai d'élimination des valeurs négatives, stabilisation de la variance	(Deering <i>et al.</i> , 1975)
Indice perpendiculaire de végétation	$PVI = (PIR - aR - b) / (a^2 + 1)^{1/2}$ où a est la pente de la droite des sols et b son ordonnée à l'origine	Diminution de la contribution spectrale des sols, mais sensibilité à diverses caractéristiques des sols	(Richardson et Wiegand, 1977)
Indice de végétation ajusté au sol	$SAVI = [(1+L) (PIR-R)] / (PIR+R+L)$ avec L = 0,5 pour diminuer l'effet du sol	De nombreux indices sont issus de celui-ci pour minimiser l'effet du sol (TSAVI, MSAVI..)	(Huete, 1988)

indice de végétation résistant aux effets atmosphériques	$ARVI = (PIR - RB) / (PIR + RB)$ avec $RB = R - g(B - R)$ où g est fonction du type d'aérosols	Diminue l'effet des aérosols contenus dans l'atmosphère sur le NDVI mais sensible à la contribution spectrale des sols	(Kaufman et Tanre, 1992)
Indice de végétation amélioré	$EVI = 2.5[(PIR - R) / (PIR + 6R - 7.5B + 1)]$	Diminue l'effet des aérosols contenus dans l'atmosphère sur le NDVI et minimise l'effet du sol	(Huete, 1994)

7.3. Résultats et Discussion

7.3.1. Facteur d'érosivité des précipitations (R)

En premier lieu, la méthode RUSLE s'appuie sur les conditions climatiques responsables de l'érosion. L'estimation directe du facteur R nécessite la connaissance des énergies cinétiques ainsi que les intensités maximales sur des épisodes pluvieux de courte durée. Comme ces données ne sont pas disponibles dans les stations météorologiques couvrant la région d'étude, une méthode simplifiée a été utilisée pour estimer R.

Pour calculer la valeur du facteur R dans le cas du bassin de l'Oued Mellègue, on peut retenir la formule simplifiée suivante, déjà testée à plusieurs reprises

Du fait que les seules données disponibles concernant les précipitations dans les stations situées à l'intérieur du bassin ou à sa proximité sont les moyennes mensuelles et annuelles des précipitations, on a appliqué la formule d'Oliveira Junior et Medina (1990) qui semble, d'après Jilali (2013), être la seule qui donne une valeur proche de la valeur calculée à partir de la formule originelle de Wischmeier (1978) :

$$R = 3.76 \times \left(\frac{Mx^2}{P}\right) + 42.77$$

Où :

Mx : précipitation mensuelle (mm)

P : précipitation annuelle (mm)

Le calcul du facteur d'agressivité climatique R a été effectué pour 13 stations sur une période d'observation de 42ans (1970 – 2012). Les précipitations moyennes mensuelles et

annuelles (mm) ont été utilisées pour le calcul du facteur R. Les résultats sont représentés sur le tableau 40.

Tableau 40. Précipitations moyennes mensuelles (mm), annuelles (mm) et valeur de R moyen.

station	sept	oct	nov	Dèc	janv	fév	mars	avril	mai	juin	juil	août	annuel	R
Ouenza	28,7	20,4	22,5	17,5	22,5	19,4	28,7	30,6	37,9	18,8	9,3	13,9	270,3	50,3
El Aouinet	28,0	20,9	21,7	19,5	27,6	23,1	31,2	30,2	40,1	24,1	4,0	18,4	288,8	50,6
Morsott	32,8	21,6	20,8	23,4	25,9	16,7	19,9	27,8	21,1	14,8	5,9	13,9	244,6	49,5
Mdaourouch	29,6	26,4	29,9	39,2	38,1	32,4	38,5	42,0	35,5	16,3	6,9	15,7	350,5	52,7
Meskiana	29,8	26,0	21,9	19,1	26,8	15,2	22,7	28,2	38,6	16,2	3,5	13,8	261,8	50,1
Mesloula	35,9	26,3	27,1	16,0	32,6	23,0	29,1	31,9	29,2	18,2	6,4	17,5	293,3	50,8
Tébessa	40,8	32,6	29,6	26,8	30,3	25,6	41,0	36,0	37,6	27,5	14,2	23,8	366,0	52,7
Hammamet	36,9	28,4	25,4	22,2	26,7	23,8	36,5	28,4	37,6	23,6	9,7	17	315,8	51,6
Bekkaria	30,6	17,3	20,4	16,1	21,6	12,9	26,7	23,7	23,4	16,4	6,9	9,2	225,2	49,2
Boukhadra	34,4	28,5	38,2	26,7	31,2	24,1	27,4	35,9	42,2	19,4	6,1	16,3	330,2	52,0
Bir Dhab	26,5	23,6	26,3	20,7	25,1	23,1	32,5	26,1	26,4	18,6	7,4	17,5	273,8	50,2
Rahia	28,6	23,2	28,5	23,4	21,6	25,5	29,3	27,2	33,1	20,5	6,1	13,1	280,1	50,7
Ouled hamza	35,4	26,5	27,0	30,0	30,2	17,6	24,8	36,5	28,4	20,0	7,3	16,2	299,9	51,1
Moy	32,2	24,7	26,1	23,1	27,7	21,7	29,9	31,1	33,2	19,6	7,2	15,8	292,3	50,9

L'interpolation du facteur R à l'ensemble du bassin versant a été réalisée en utilisant un modèle linéaire intégré dans Arc GIS. Ce modèle délimite la zone d'influence de chacune des stations à laquelle on affecte l'indice R correspondant. La spatialisation (Krigage) des valeurs de R sur l'ensemble du bassin versant à l'aide du logiciel ArcGis 10 a permis, par la suite, d'obtenir la carte d'érosivité des précipitations (Figure 70).

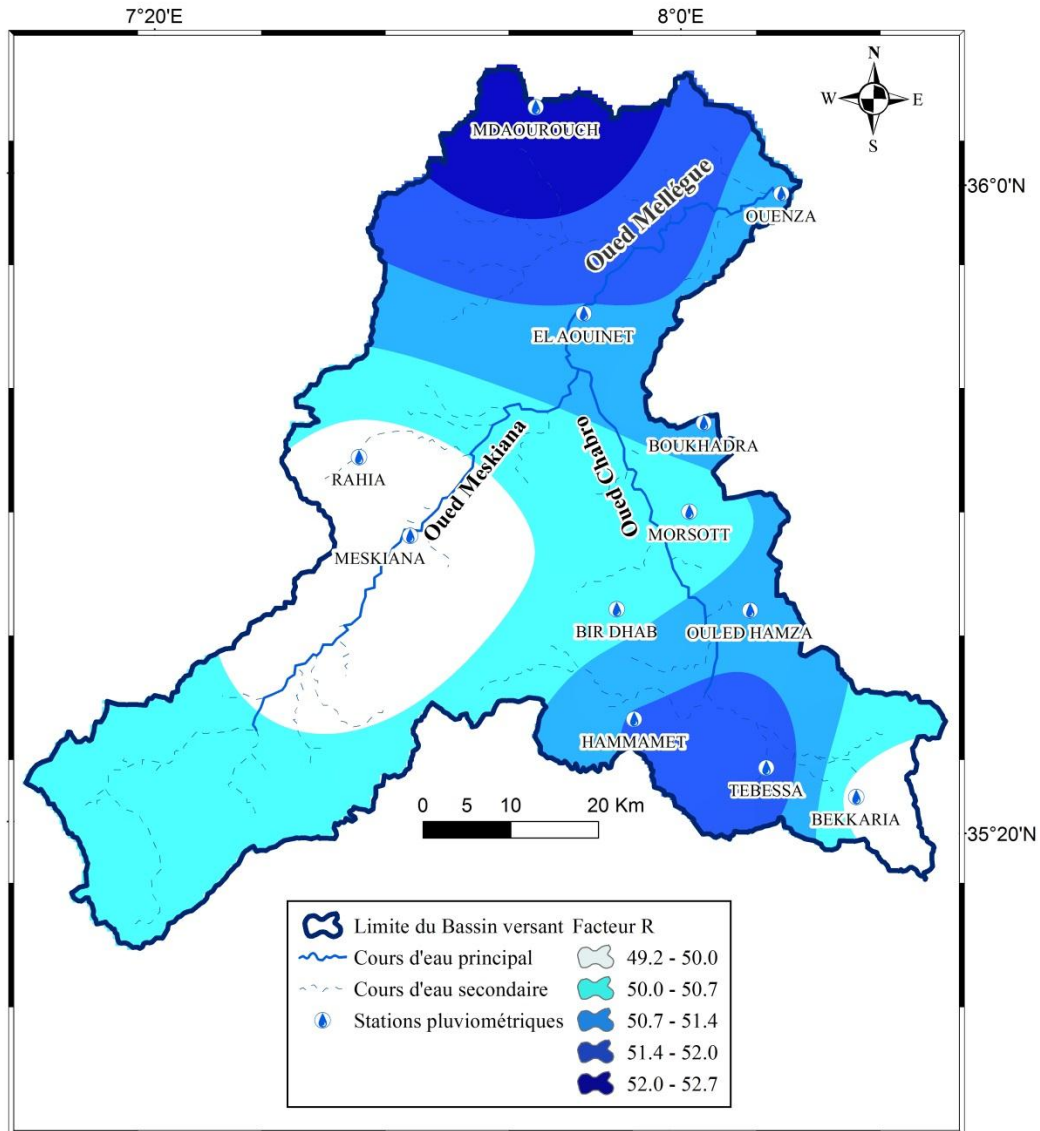


Figure 70. Carte d'érosivité des pluies pour le bassin de Mellègue.

L'érosivité des pluies au niveau de ce bassin varie entre 49,2 et 52,7 $Mj.mm/ha.hr.an$ (Tableau 41), avec une moyenne de 50,6 $Mj.mm/ha.hr.an$. Ainsi, on peut dire que dans l'ensemble, le bassin versant d'étude présente un risque d'érosivité des pluies plus au moins faible. Egalement, on note une légère augmentation du Sud vers le Nord du bassin sauf le cas de la région Sud-Est (Tébessa et Hammamet) qui est une des zones les plus arrosées du bassin de Mellègue.

Tableau 41. Superficie des classes du facteur d'érosivité des pluies (R) du bassin d'étude.

Facteur R (Mj.mm/ha.hr.an)	Superficie	
	Km ²	%
49,2-50,0	902.2	19.7
50,0-50,7	1634.9	35.7
50,7-51,4	944.5	20.6
51,4-52,0	801.1	17.5
52,0-52,7	292.3	6.4

7.3.2. Facteur topographique (LS)

Le facteur topographique LS comporte deux éléments : longueur de pente (L) et inclinaison de la pente (S). Le traitement du MNE a permis de faire une interpolation des altitudes et de produire la carte des pentes et la carte du facteur LS. Le facteur LS est calculé à l'aide de la formule suivante (Mitasova, 1998) :

$$LS = \left(A \cdot \frac{r}{r_0} \right)^m \cdot \left(\frac{\sin s}{\sin s_0} \right)^n$$

Avec :

A : surface amont drainée (en nombre de cellules)

r : résolution du MNE (30 m)

r₀ : résolution de référence (22.1 m)

s : pente

s₀ : pente de référence (sin 0 s = 9%)

Les facteurs m et n sont compris respectivement entre 0,4 et 0,6, et entre 1,0 et 1,4. Les valeurs les plus faibles privilégient un processus d'érosion diffuse (érosion en nappe) tandis que les valeurs les plus fortes privilégient un processus d'érosion par rigoles et ravines.

Dans le cadre du bassin versant de l'Oued Mellègue et au vu des observations de terrain, les valeurs choisies sont m = 0,6 et n = 1,3 (Mitasova, 1998).

La formule utilisée est une dérivation de la formule initiale de Wischmeier et Smith, développée pour faciliter l'élaboration de la carte du facteur LS dans un SIG pour l'application du modèle RUSLE.

L'équation utilisée, pour le calcul de LS, avec ArcGis 10.1 est :

$$LS = \left(\text{flowacc}(\text{flowdir}([\text{MNE}])) \times \frac{\text{Résolution}}{22.1} \right)^{0.6} \times \left(\frac{\sin([\text{pente}] \times 0.01745)}{0.09} \right)^{1.3}$$

Avec : flowacc et flowdir sont deux fonctions intégrées dans ArcGis.

Les valeurs obtenues pour le facteur LS ont été regroupées en cinq classes (Figure 71). Elles ont été définies pour la cartographie de ce facteur à l'échelle du bassin de Mellègue. La longueur et l'inclinaison de pente influencent d'une manière importante le processus de l'érosion.

Les valeurs de l'indice LS varient entre 0 et 15 avec 84% (3838,6 km²) de la surface du bassin appartenant à la classe (0 – 0,2) et seulement 4% (165,7 km²) de la zone d'étude qui montre de forte valeurs du facteur LS (> 2) (Tableau 42). Ces résultats sont proportionnels à la topographie relativement plane du bassin versant de Mellègue où les pentes fortes (> 20°) représentent seulement 6% du bassin total.

La plupart des zones sensibles au processus érosif sont situées très à l'amont du bassin au niveau des reliefs escarpés, mais on note la présence d'une zone à risque à proximité immédiate de l'Oued principal de Mellègue. Par contre, les valeurs les plus faibles du facteur LS sont naturellement attribuées à la plaine ainsi qu'aux lits des cours d'eau de Chabro et de Meskiana.

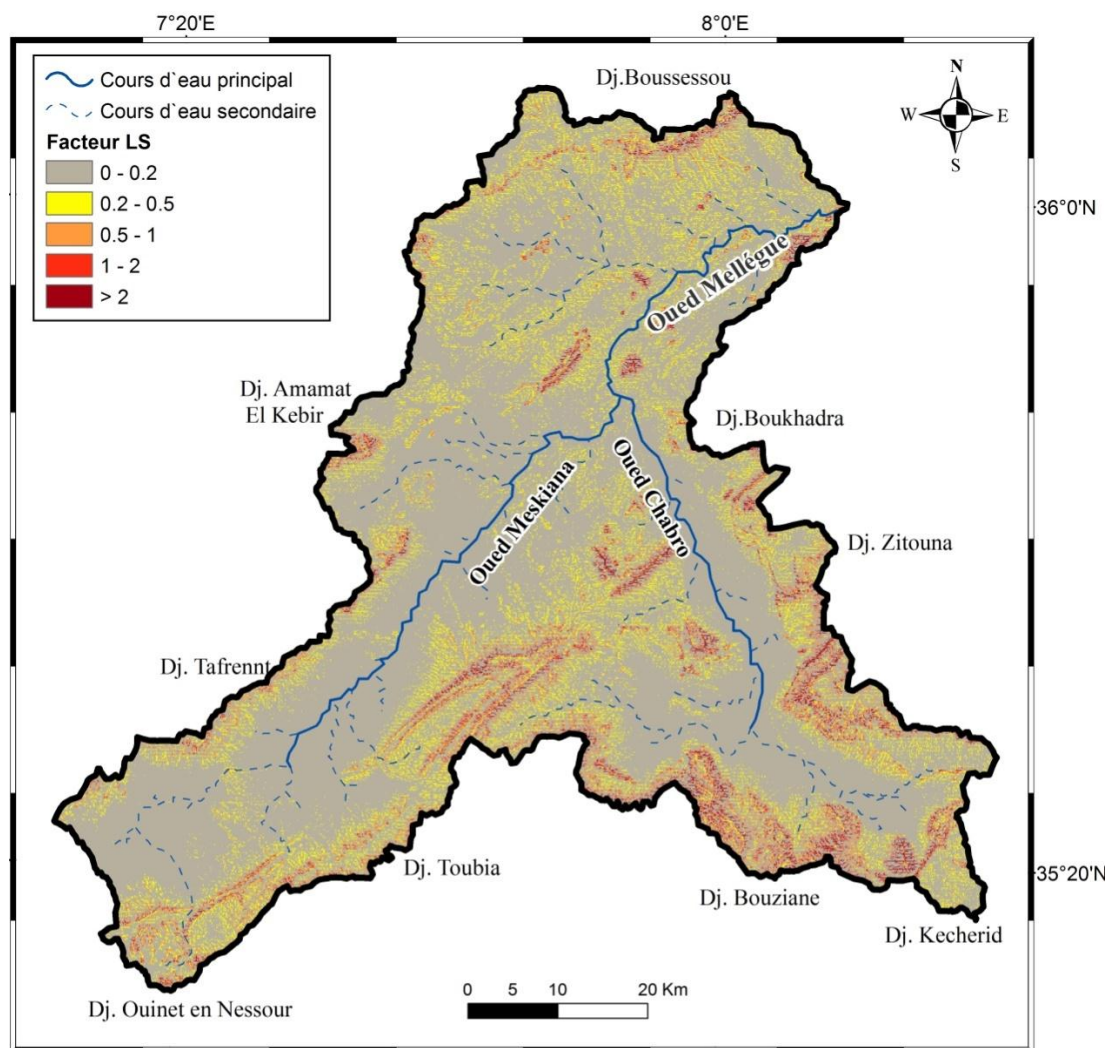


Figure 71. Carte du facteur LS du bassin de l'Oued Mellègue.

Tableau 42. Superficie des classes du facteur LS dans le bassin versant de Mellègue.

Facteur LS	Superficie	
	Km ²	%
0,0–0,2	3838,6	83,9
0,2–0,5	457,3	10,0
0,5–1,0	47,9	1,0
1,0–2,0	65,6	1,4
> 2,0	165,7	3,6

7.3.3. Facteur d'érodibilité des sols (K)

L'établissement d'une carte de sensibilité des sols à l'érosion et de leur érodabilité (K), est une étape primordiale pour évaluer les pertes en sols à l'échelle d'un bassin versant. En effet, ce facteur représente la réponse du sol à l'effet érosif du climat. Les sols diffèrent selon leur résistance à l'érosion, en fonction de la texture, de la structure, de la rugosité, de la teneur en matière organique et du degré d'humidité du sol. L'érodibilité du sol K est la susceptibilité du sol à l'érosion.

Dans cette étude, les valeurs de K pour chaque unité de sol (Tableau 43) ont été estimées en utilisant les données de la carte pédologique du bassin et en se basant sur la méthode des coefficients d'indexation des sols (runoff curve number) de l'USGS (United States Geological Survey) caractérisant l'aptitude des sols au ruissellement.

Tableau 43. Les valeurs du facteur K utilisées dans notre étude

Classe	K
Sols marno-argileux	0,32
Sols marno-gypseux	0,30
Sols calcaire-marneux	0,27
Sols calcaires	0,08
Sols récents, alluvions, limons	0,17
Sols conglomératiques	0,07
Sols gréseux	0,05

Les valeurs du facteur K à l'échelle du bassin versant de Mellègue se situent entre 0,05 t.ha.h/ha.MJ.mm pour les sols les plus résistants à l'érosion et 0,32 t.ha.h/ha.MJ.mm pour les sols les plus érodables. Les sols de notre zone d'étude sont considérés comme des sols modérément sensibles à l'érosion vis à vis la moyenne de leur indice d'érodibilité K avec une valeur de 0,25 t.ha.h/ha.MJ.mm. Le tableau qui suit présente la répartition de la superficie totale du bassin selon l'érodibilité des sols ainsi que les pourcentages correspondants.

La distribution spatiale du facteur (Figure 72) montre que, les régions accusant une très faible érodibilité ($K < 0,08$ t.ha.h/ha.MJ.mm) sont localisées principalement au Sud du sous-bassin de Meskiana. Ces régions sont caractérisées par une lithologie perméable

composée surtout de grès et de conglomérats et occupent une petite surface de 305 km², soit 6,7% de la superficie totale de la région d'étude (Tableau 44).

Par ailleurs, sur le long des affluents de l'Oued Mellègue (Oued Chabro et Oued Meskiana), au niveau de la plaine alluviale se sont les sols récents composés d'alluvions et de limons qui dominent. Ces sols présentant une érodibilité moyenne, occupent une surface de 1825,3 km², soit environ 40% de la surface totale de notre zone d'étude.

La classe qui représente le potentiel d'érodibilité le plus élevé ($K > 0,3$), couvre environ 31% (1411,8 km²) du bassin versant d'étude, elle se trouve principalement au niveau du sous-bassin Nord (Oued Mellègue Amont) et au Sud-Est (sous-bassin de l'Oued Chabro) et se caractérise par de sols marno-argileux très imperméables.

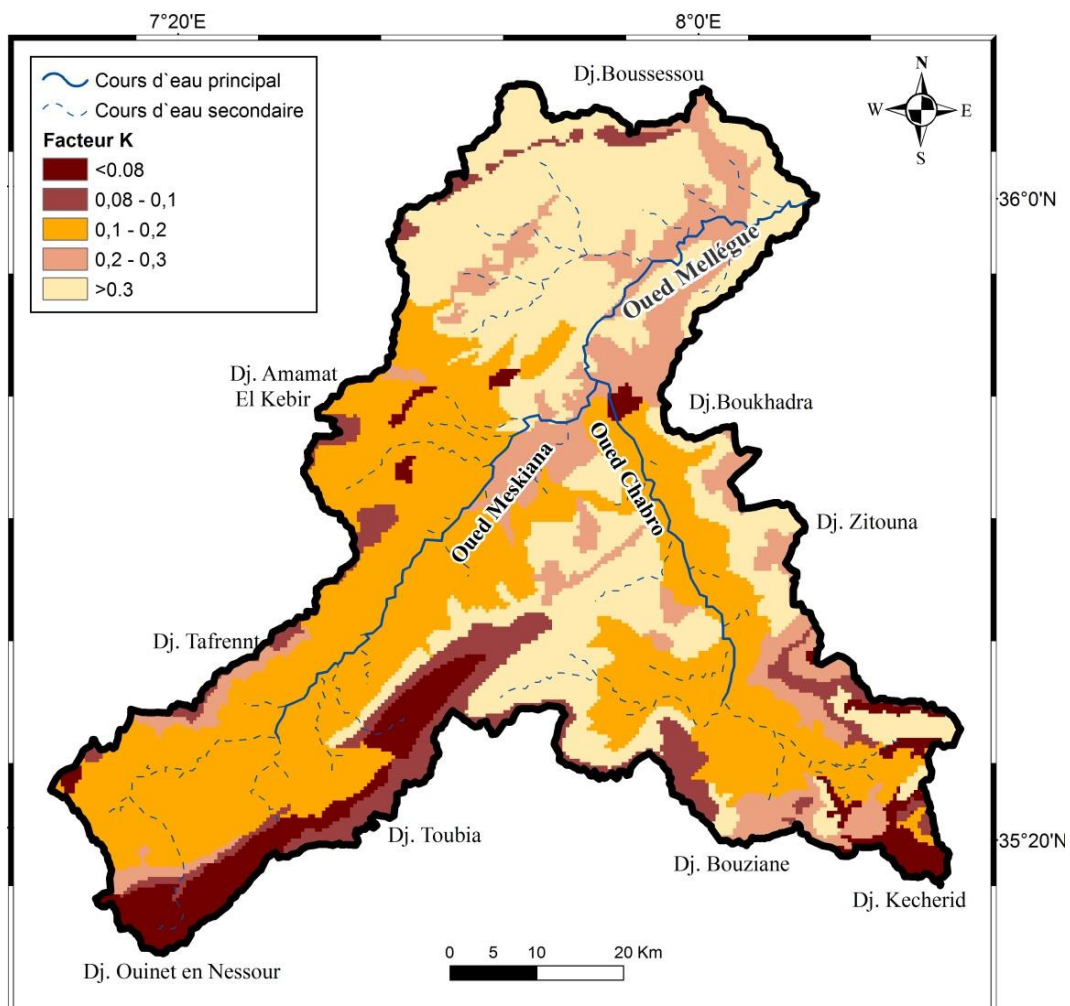


Figure 72. Carte du facteur K pour le bassin de l'Oued Mellègue.

Tableau 44. Répartition des classes du facteur K dans le bassin versant de Mellègue.

Classes du facteur K	Superficie (Km ²)	Pourcentage (%)
<0,08	305,0	6,7
0,08 – 0,1	369,9	8,1
0,1 – 0,2	1825,3	39,9
0,2 – 0,3	663,0	14,5
> 0,3	1411,8	30,9

7.3.4. Facteur du couvert végétal (C)

La carte du facteur C pour le bassin versant de l'Oued Mellègue a été déduite à partir de la carte d'occupation du sol. Cette dernière a été déterminée à partir de l'exploitation des données de la télédétection et des observations de terrain.

Les valeurs du facteur C associées aux différentes classes sont présentées dans le tableau 45 ci-dessous :

Tableau 45. Les valeurs du facteur C.

Classe	Facteur C
Sol nu	1,00
Parcours ou steppes	0,40
Cultures	0,35
Zone humide	0,30
Forêt peu dense ou maquis	0,25
Forêt dense	0,05

La répartition spatiale de l'indice du couvert végétal (facteur C) par classe (Figure 73) montre que 60% de la surface présente une protection faible contre l'érosion ($0,3 < C < 0,5$) et 12 % de la surface présente une protection très faible ($C > 0,5$). Ces zones à faible couvert végétal sont d'une grande sensibilité à l'érosion hydrique. La bonne protection (classe inférieure à 0,2) n'est visible que sur 7% de la surface totale (Tableau 46). Cela peut s'expliquer par le fait que les forêts dégradées, les parcours dégradés et les terrains cultivés

qui sont très sensibles à l'érosion occupent une bonne partie de notre bassin d'étude. Les valeurs qui tendent vers 1 sont liées aux sols nus et aux terrains de céréaliculture récoltée.

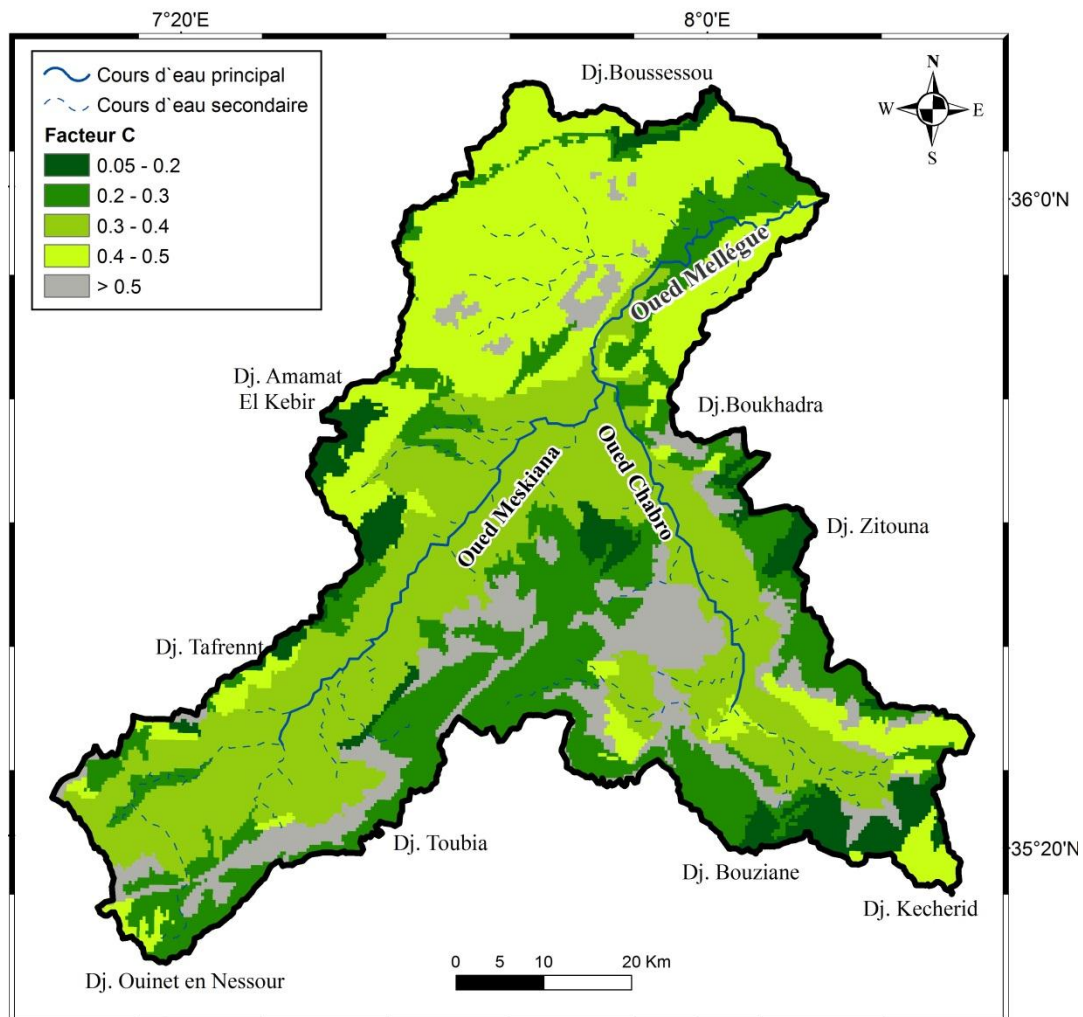


Figure 73. Carte du facteur C pour notre zone d'étude.

Tableau 46. Répartition des classes du facteur C dans le bassin versant de Mellègue.

Classes du facteur C	Superficie (Km ²)	Pourcentage (%)
0,05 - 0,2	301,1	6,6
0,2 - 0,3	1008,4	22,0
0,3 - 0,4	1505,6	32,9
0,4 - 0,5	1224,9	26,8
0,5 - 1,0	535,0	11,7

7.3.5. Facteur des pratiques culturelles antiérosives (P)

Le facteur P prend en compte les pratiques de conservation du sol qui concernent toutes les techniques culturales mises en œuvre pour diminuer le ruissellement et l'érosion. Il varie généralement de 0 à 1, selon la pratique adoptée et selon la pente, et passe d'environ 0,2 pour les terrasses en gradins à contre-pente à 1 où il n'y a pas de pratiques de contrôle de l'érosion (Wischmeier et Smith, 1978). Le pourcentage très élevé des pentes faibles au niveau du bassin versant de Mellègue prouve la rareté des actions de pratiques antiérosives soulevées lors des visites de terrain.

Cependant, vu le fait qu'il n'y a pas de pratiques antiérosives adoptées dans tout le secteur d'étude, ce facteur a été considéré comme valeur unitaire égale à 1.

7.3.6. Évaluation des pertes en sols et du risque érosif

Les pertes en sols résultent de la combinaison des facteurs du modèle RUSLE, à savoir l'agressivité climatique R, l'érodibilité des sols K, le facteur topographique LS, le couvert végétal C et les pratiques antiérosives P. Après modélisation de ces cinq facteurs en cartes thématiques au format raster, en tenant compte des valeurs numériques de chaque carte et la multiplication des cinq facteurs à l'aide d'un SIG.

Chaque pixel de la carte qui résulte possède une valeur unique qui correspond à son éventuel potentiel érosif. La figure 74 n'indique pas seulement la perte de sol de chaque pixel, mais donne aussi une description très fiable des potentialités que présente le bassin d'étude en termes d'érosion. En effet, l'estimation des pertes en sols potentiel faite par RUSLE, sont théoriques et reflètent relativement la réalité du bassin.

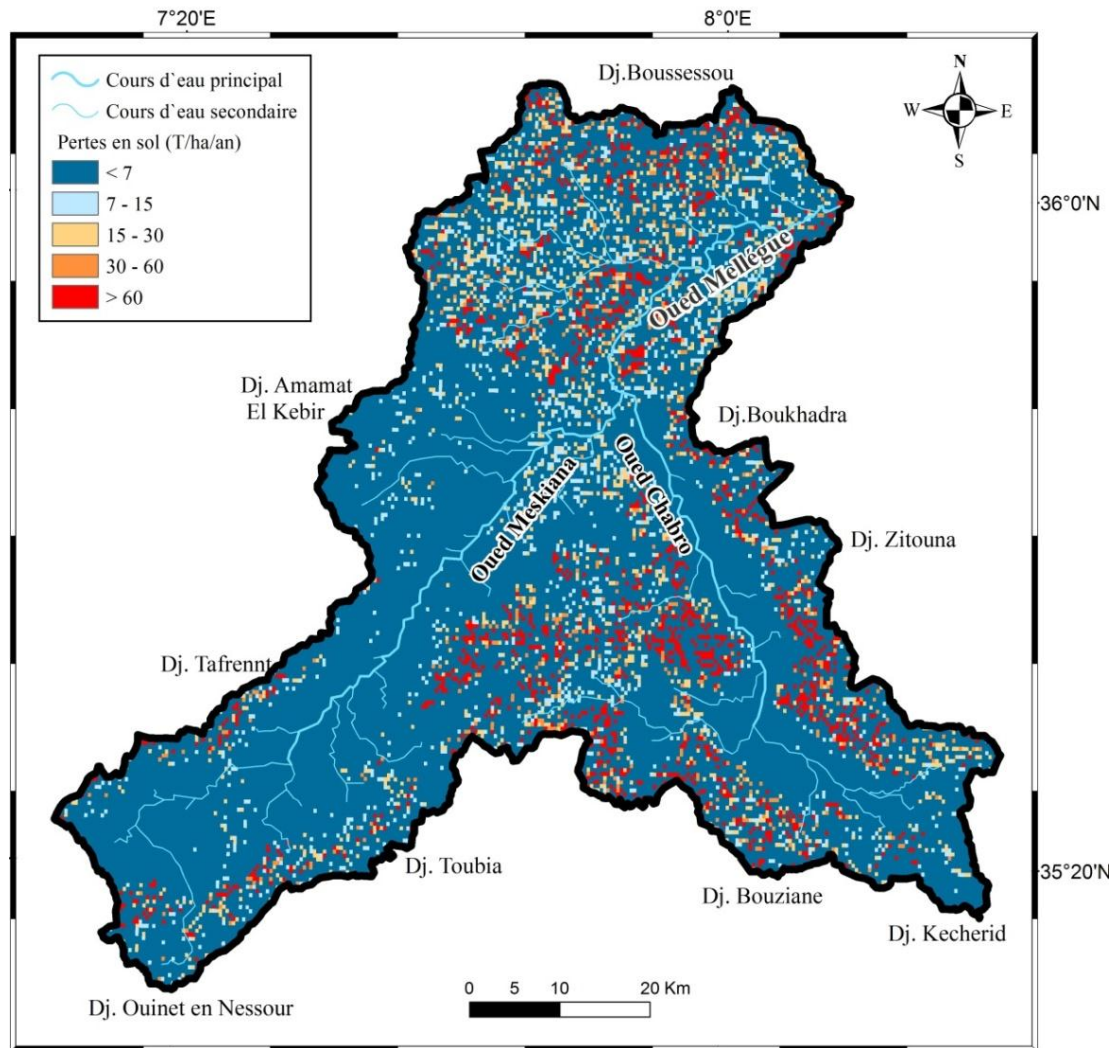


Figure 74. Carte des pertes en sol du bassin versant de l'Oued Mellègue.

On remarque que les zones à haut risque érosif se trouvent surtout au Nord et au Sud-Est du bassin versant de l'Oued Mellègue. Pour mieux analyser et apprécier les résultats, on a opté pour un regroupement des données par classe de pertes en sol.

Les valeurs du risque érosif ont été regroupées en 5 classes (Tableau 47). La valeur de $7 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ a été retenue comme étant la limite moyenne de tolérance des sols à l'érosion (Sadiki A, 2004).

Tableau 47. Répartition des pertes en sol du bassin de l'Oued Mellègue par classe.

Classe des pertes en sol (T/ha/an)	Intensité de l'érosion	Superficie (km ²)	Pourcentage (%)
0 - 7	Très faible	2955,4	64,6
7 - 15	Faible	702,0	15,3
15 - 30	Moyenne	503,7	11,0
30 - 60	Forte	195,8	4,3
> 60	Très forte	218,1	4,8

D'après ce tableau, on constate que les pertes en sol inférieures à 7 T/ha/an représentent plus de la moitié (64,6%) de la superficie totale du bassin versant de l'Oued Mellègue, cela s'explique par les faibles valeurs du facteur LS et par l'effet protecteur de la végétation dans les zones accidentées.

Les pertes en sol supérieures à 30 T/ha/an occupent 9,1 % de la superficie totale et se localisent principalement au Nord et au Sud-Est du bassin où les pentes sont fortes et les sols sont fragiles composés principalement de marnes et d'argiles.

Le facteur LS est un facteur essentiel du risque érosif. Les pentes sont liées à la lithologie et au type de sol : les roches dures protègent souvent des pentes fortes et des sols résistants tandis que les roches tendres donnent des sols fragiles sur des pentes plus douces ; les pertes en terre peuvent donc être supérieures sur les pentes modérées. Les sols de montagne, souvent superficiels, sont mélangés à divers fragments de roche qui vont augmenter leur résistance à la battance des gouttes de pluie et au cisaillement du ruissellement (Roose *et al.*, 1993). En région forestière, le sol est couvert en permanence (C proche de zéro) et les taux d'érosion hydrique deviennent pratiquement nuls.

Le risque érosif sur le bassin versant varie de 0 à 374,5 T/ha/an pour une valeur moyenne de 20,4 T/ha/an (Tableau 48). Selon les sous-bassins versants, le risque érosif moyen est compris entre 12,5 T/ha/an et 21,8 T/ha/an.

Tableau 48. Risque érosif par sous-bassins.

Bassin versant	Risque érosif en T/ha/an			
	Moyenne	Ecart type	Minimum	Maximum
Mellègue amont	18,8	60,8	1,2	204,7
Meskiana	12,5	36,2	0	125,6
Chabro	21,8	80,0	2,0	374,5
Bassin total	20,4	52,3	0	374,5

Le risque minimum est observé dans le sous-bassin de Meskiana. Il peut en partie s'expliquer par les faibles pentes de ce bassin comprenant une grande plaine alluviale (pente < 3°). Au contraire, le risque maximum est observé au niveau du sous-bassin de Chabro. Il est élevé en raison des fortes pentes et des sols marno-argileux des djebels délimitant le bassin. Cependant, la plaine alluviale en aval présente un risque beaucoup plus faible (< 7 T/ha/an). L'écart type important (80) reflète d'ailleurs cette disparité dans les valeurs de l'érodabilité observée dans le bassin de Chabro.

Le sous-bassin Nord de l'Oued Mellègue Amont, présente des valeurs moyennes intermédiaires. L'écart type, moins important que celui du bassin versant de Chabro, traduit une répartition spatiale plus homogène du risque érosif.

La comparaison de la répartition des classes du risque érosif par sous-bassins versants à l'aide du tableau 49 montre qu'en termes de superficie, le bassin versant de Chabro est celui qui contient le plus de surface à risque d'érosion très fort avec 115,4 km², soit 7,4% de sa surface totale. En revanche, le sous-bassin nord (Oued Mellègue Amont) est celui qui présente la plus forte proportion du risque érosif très fort avec 8,2% pour une surface de 96,5 km².

D'une manière générale, c'est le sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont qui manifeste la plus forte susceptibilité à l'érosion du fait que 36% de sa superficie totale représente des pertes en sol supérieures à 15 T/ha/an.

Par ailleurs, le sous-bassin de Meskiana semble être le moins sensible au processus érosif. En effet, presque 90% de sa surface présente un risque érosif très faible à faible et seulement 2,5% présente un risque d'érosion fort à très fort (pertes en sol >30 T/ha/an).

Tableau 49. Répartition des classes du risque érosif par sous-bassin versant.

Risque érosif	Classe des pertes en sol (T/ha/an)	Sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont		Sous-bassin de l'Oued Meskiana		Sous-bassin de l'Oued Chabro	
		Superficie					
		km ²	%	km ²	%	km ²	%
Très faible	0 – 7	416,2	35,6	1448,5	78,5	1090,7	69,9
Faible	7 – 15	332,6	28,4	202,4	11,0	167,0	10,7
Moyen	15 – 30	255,1	21,8	147,0	8,0	101,6	6,5
Fort	30 – 60	69,6	6,0	40,9	2,2	85,3	5,5
Très fort	> 60	96,5	8,2	6,2	0,3	115,4	7,4

7.3.7. Pertes en sols selon l'occupation des sols

Les SIG et le modèle RUSLE permettent d'obtenir une valeur du risque d'érodabilité moyen pour les différentes classes d'occupation des sols.

L'analyse de la carte des pertes en sol classé selon l'occupation des sols montre que, quatre des six occupations des sols sont responsables de 97% des pertes en sols selon le modèle RUSLE (Tableau 50).

Tableau 50. Risque érosif selon l'occupation du sol

Classe	Superficie		Erosion moyenne (T/ha/an)	Volume des pertes en sol (kt/an)	Pourcentage des pertes en sol (%)
	Km ²	%			
Sol nu	537,2	11,8	63,2	3421,5	40,7
Parcours ou steppes	1203,3	26,3	20,8	1902,7	22,6
Cultures	1462,8	32,0	6,7	715,0	8,5
Forêt peu dense ou maquis	1013,5	22,2	27,3	2132,5	25,4
Forêt dense	303,9	6,6	7,0	225,4	2,7
Zone humide	49,3	1,1	3,3	11,6	0,1
Bassin versant total	4575	100	18,5	8408,7	100

Les cultures ont un risque faible de 6,7 T/ha/an ; elles représentent cependant 32% de la superficie du bassin et les volumes engendrés sont donc conséquents (8,5% des pertes en sols totales). Les parcours et steppes, avec un risque de 20,8 T/ha/an, représentent 26,3% du bassin et sont une source importante de sédiments (22,6% des pertes en sols totales). La forêt peu dense et les maquis avec un risque de 27,3T/ha/an et une superficie de 22,2% ont une occupation des sols légèrement plus productive que les parcours et steppes (25,4% des pertes en sols totales).

Dans le bassin versant de l'Oued Mellègue, la présence de forêts peu denses ou de maquis est presque exclusivement observée sur les pentes moyennes ou fortes ce qui explique la forte valeur du risque érosif observé pour cette classe d'occupation des sols. Les sols nus, bien que ne représentant que 12% du bassin, est le plus gros producteur de sédiments en raison de son très fort risque d'érosion (63,2 T/ha/an). Sa perte en sols est estimée à presque 41% des pertes en sols totales.

Conclusion

En se basant sur l'équation universelle des pertes en sol sous sa forme révisée (RUSLE), on a pu quantifier l'érosion au niveau du bassin d'étude. Avec une perte moyenne égale à 20,4 T/ha/an, le bassin versant de l'Oued Mellègue présente ainsi un niveau de risque moyen à l'érosion. Le risque érosif est tolérable dans le sous-bassin versant de Meskiana.

Dans le sous-bassin de Chabro, il est intense mais localisé dans sa périphérie au niveau des djebels et piémonts. En revanche, il est fort et généralisé sur le sous-bassin Nord de la zone d'étude. En ce qui concerne le risque d'érosion selon l'occupation du sol, la grande majorité des pertes de sol est due aux « Parcours et steppes », « Forêts peu denses et maquis » et « Bedrock ou sol nu ».

Les cultures céréalières, bien que présentant un risque faible, ne peuvent être négligées en raison des superficies importantes concernées (32% du bassin versant).

Les résultats obtenus par le modèle RUSLE peuvent apporter une aide précieuse, à coûts très bas, aux décideurs et aménageurs du territoire dans le but de simuler des scénarios d'évolution, et par la suite cibler les zones prioritaires qui nécessitent des actions de conservation et de lutte contre l'érosion.

Aussi, il est à noter que l'occupation du sol est le paramètre sur lequel les actions d'aménagement du territoire doivent s'appuyer pour limiter la sensibilité à l'érosion du territoire.

Des pratiques de gestion durable des terres sont nécessaires d'urgence pour réduire les taux d'érosion des sols situés principalement dans la partie Nord et Sud-Est du bassin versant de Mellègue afin d'accroître la productivité du sol et le stock mondial de terres agricoles productives.

Les activités agricoles et les pratiques d'irrigation devraient continuer à s'améliorer grâce à l'aménagement de terrasses, à la pratique de la rotation des cultures et à l'amélioration des pratiques agroforestières. Le reboisement avec des arbres d'Alep fournit une protection contre l'affouillement et minimise le risque d'érosion en réduisant la vitesse d'écoulement.

Chapitre 8

Mesures de lutte contre l'érosion

Chapitre 8. Mesures de lutte contre l'érosion

Introduction

En Algérie, et particulièrement dans les zones semi-arides, l'érosion hydrique, associée au ruissellement ainsi que la très forte densité de ravines, est favorisée par les pratiques culturales de déforestation et d'agricultures non adaptées aux conditions physiographiques locales telles que les pentes, le sol et le climat. Des pratiques agricoles trop intensives ou trop peu respectueuses de l'environnement sont ainsi responsables de la dégradation du sol et de la perte de sa biodiversité. Cependant, pour combattre les phénomènes de dégradation des sols, dans le bassin versant de l'Oued Mellègue, il est nécessaire que des mesures de gestion appropriées soient prises.

L'analyse de l'ensemble des caractéristiques du milieu, la cartographie du risque érosif et des zones sensibles à l'érosion ainsi que la sélection des mesures anti-érosives ont enfin servi à définir un plan d'aménagement du bassin versant de Mellègue.

Différentes mesures de protection ont ensuite été répertoriées à partir d'une analyse bibliographique s'appuyant sur les actions existantes traitant des problèmes d'érosion (recherche, programmes d'aménagement, articles divers...).

Ces mesures anti-érosives ont été présentées selon le type d'érosion à traiter (surfacique, linéaire) et selon le type de mesure employé (agricole, mécanique, biologique). Elles visent à réduire l'érosion, améliorer l'infiltration au détriment du ruissellement, maintenir la fertilité des terres voir même l'améliorer, ce qui permet en outre l'amélioration des rendements et des revenus des populations rurales. Néanmoins, il n'y a pas une méthodologie universelle servant comme guide pour la prescription des mesures de conservation des eaux et du sol, mais ces techniques sont fortement dépendantes des formes et de l'intensité de l'érosion, et de la nature agro-écologique de la zone (l'utilisation des terres).

Les pratiques qui présentent un intérêt particulier vis-à-vis de la lutte contre l'érosion hydrique sur le bassin versant selon ses spécificités écologiques et socio-économiques ont été sélectionnées.

8.1. Inventaire des mesures de lutte contre l'érosion

Les mesures anti-érosives à appliquer pour lutter contre l'érosion sont avant tout fonction du type d'érosion à traiter. Deux grands types de mesures se distinguent selon ce critère :

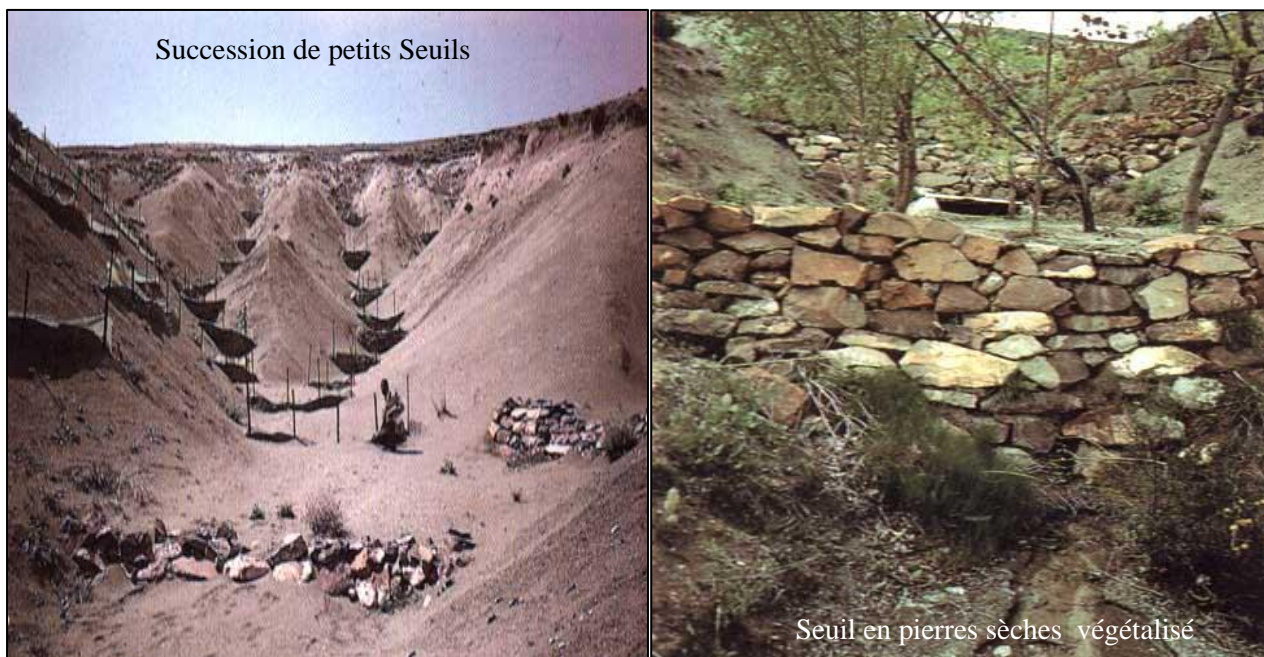
8.1.1. Traitement des thalwegs et des ravines

En Algérie, le ravinement est un problème sérieux. Selon Arabi (2006), les aménagements mécaniques les plus suggérés en Algérie sont principalement des seuils en gabions, en pierres sèches, en sac plastique ou encore en pneus usés. Ces seuils doivent être efficaces, moins coûteux et réalisables avec les populations locales car la prise en compte des expériences des populations locales en matière d'aménagement anti-érosif du milieu constitue à la fois un gage de réussite et une manière de rendre hommage au savoir-faire paysan souvent ignoré par les aménagements modernes importants et coûteux mais éphémères (Bouchetata, 2006).

On appelle seuils (Photo 5), les ouvrages placés en travers des oueds ou ravins qui permettent une correction de la pente du cours d'eau dans le but de réduire les vitesses d'écoulement au cours des crues (Sogetha, 1968).



Photo 5. Exemple de seuils à Souagui, Algérie (d'après la FAO).



Suite Photo 5. Exemple de seuils à Souagui, Algérie (d'après la FAO).

La construction de seuils en pierres sèches est une solution esthétique peu coûteuse mais qui exige du temps et un personnel qualifié pour la récolte des pierres et le montage des murs. Lorsqu'on dispose de gros blocs d'enrochement pratiquement inutilisables pour les gabions, il est possible de construire des aménagements filtrants dans les ravins et les petits cours d'eau pour stabiliser la pente. Ces ouvrages en enrochements peuvent être déversants et le sont nécessairement lorsqu'ils sont implantés en zone haute du bassin versant (Rabhi, 1997). Par contre, le seuil en terre, pour sa caractéristique de facilité d'adaptation et de simplicité d'exécution, est le premier type d'œuvre à prendre en considération lorsqu'on veut aménager un torrent (CRS, 1972).

Le tableau 51 montre l'efficacité des divers types de seuils en Algérie selon Roose *et al.*, 2000.

Tableau 51. Efficacité des trois types de seuils sur le ravinement (Roose *et al.*, 2000).

Type de seuil	en terre	en gabion	en pierre sèche	en grillage
Capture de sédiments	Très rapide	Rapide	Assez rapide	Assez rapide
Durabilité	Durable	Durable	Peu durable	Peu durable
Efficacité	Bonne	Assez bonne	Moyenne	Moyenne
Coût	Peu coûteux	Assez coûteux	Moins coûteux	Moins coûteux

L'objectif du traitement des thalwegs et des ravines est de protéger ces derniers contre l'érosion linéaire (ravinement) qui les touchent, en réduisant la force érosive de l'eau et en renforçant la résistance du sol, afin de combattre l'incision du lit, les sapements de berges et le surcreusement de versants.

Pour corriger la ravine, les dispositifs doivent être installés à partir de sa tête. Une ravine se développe toujours d'une manière régressive. Au début, sa taille et sa profondeur ne sont pas importantes mais peuvent devenir désastreuses après quelques années.

Afin de corriger les thalwegs et les lits de ravines pour stabiliser leur profil en long et lutter contre l'érosion linéaire, les mesures anti-érosives à adopter sont :

- Traitement des lits des torrents et des grosses ravines en utilisant des barrages de retenues collinaires à rôle de capture des eaux et des sédiments, et des barrages de correction torrentielle (Photo 6),



Photo 6. Barrage de correction torrentielle à Tébessa

- Protection et fixation des berges et du lit par enrochement ou végétalisation,
- Traitement des petites et moyennes ravines en utilisant des seuils,
- Cordons ou garnissages de plants ou de boutures, menant à la formation de haies vives en travers des ravines, en appui de structures stabilisées (seuils).

- Traitement des abords routiers par fixation des bords de routes et protection contre le surcreusement par des méthodes biologiques et/ou mécaniques. On peut également envisager de réaménager les pistes et parfois de les bétonner de façon à collecter le ruissellement du versant. Ce dernier est récupéré dans un bac puis dans une grande citerne communale où l'eau peut servir au bétail, aux soins ménagers et à l'irrigation d'un petit jardin potager ou fruitier. Quelle que soit la technique employée, il s'agit d'assurer un drainage satisfaisant des routes et pistes qui constituent une source de ruissellement importante.

Ces différents types d'ouvrages doivent s'adapter aux différents types de ravines. La correction des ravines profondes passe d'abord par la stabilisation mécanique du fond et des berges avant de réimplanter la végétation, sauf en milieu marneux trop souple, trop mobile pour supporter des barrages rigides. On fait alors appel à une correction biologique qui fait intervenir à la fois des lignes d'arbres très serrées et des graminées à croissance rapide supportant d'être couvertes par des séries de sédiments.

8.1.2. Mesures de protection des versants

Les mesures de protection des versants visent à améliorer la résistance des sols à l'agressivité des pluies et à diminuer le ruissellement. Elles vont ainsi permettre de lutter contre l'érosion en nappe tout en évitant la concentration des eaux qui favoriserait l'érosion linéaire. L'objectif visé est de préserver les matériaux à la source par l'amélioration de l'infiltration des pluies, l'augmentation de la rugosité de surface et de la résistance du matériau à la battance de la pluie, et l'évacuation ou le stockage des excès d'eau.

8.1.2.1. Mesures agronomiques

Les mesures agronomiques dépendent du type de culture pratiquée, de la nature des sols et de la topographie. Les sols cultivés du bassin versant de l'Oued Mellègue sont en majorité sous forme de céréaliculture extensive, en rotation avec quelques légumineuses et à jachère pâturée. Ils sont pratiquement nus l'été et l'automne, lorsque des épisodes orageux intenses surviennent. Les techniques décrites visent à modifier l'état structural et physique du sol, et donc sa sensibilité à l'agressivité des pluies.

Les alternatives de gestion agro-pastorales suivantes peuvent être proposées :

➤ **Amélioration de la fertilité et de la porosité du sol**

Le taux d'érosion est d'autant plus important que l'infiltration soit faible. Or le taux d'infiltration commence à décroître lorsque le taux de la couverture végétale diminue. Une couverture végétale du sol adéquate peut donc favoriser l'infiltration hydrique et, par conséquent, minimiser les pertes en terre (Mazour et Roose, 2002).

Dans de nombreux pays, des études ont montré que les apports de matière organique sous forme de fumier, de composte ou de paille ont été utilisés avec succès pour protéger le sol contre l'énergie des pluies et comme fertilisant organique pour maintenir le stock en carbone du sol, sa structure et sa capacité d'infiltration (Boughalem, 2007). La végétation par l'apport de matière organique, maintient la porosité de la surface minérale du sol assurant une meilleure pénétration verticale de l'eau.

On peut citer quelques techniques culturales maintenant une bonne couverture végétale, améliorant la fertilité du sol et sa porosité, telles que : l'amélioration des assolements, l'introduction de cultures fourragères, l'augmentation des densités de semis, la diversification des systèmes de production, le maintien d'un sous-étage dans les zones arborées, le regarnissage des parcelles ou des bords de parcelles par des arbustes et par résorption de la jachère nue ou surpâturée.

Par ailleurs, les vers de terre améliorent aussi très sérieusement la porosité du sol où ils creusent leurs galeries. En introduisant la rotation culturale, en maintenant la litière, en réduisant les séquences de labours, ainsi que l'usage des pesticides et des herbicides, les activités bénéfiques de cette mésofaune pourraient être mieux respectées (Roose *et al.*, 1999).

➤ **Travail du sol**

D'une manière générale, le travail du sol augmente l'aération, la macroporosité et la rugosité superficielle du sol. Il améliore donc l'enracinement, permet l'enfouissement des résidus de récolte et améliore ainsi le statut organique du sol. Néanmoins, le travail du sol présente aussi des dangers (Boughalem *et al.*, 2013).

D'après Brenda (2006), l'une des méthodes les plus recommandées de réduction des risques d'érosion est la diminution du travail du sol car ce dernier pulvérise les agrégats en particules assez petites facilement emportées par le vent ou l'eau. Un sol cultivé présente

cependant moins de risque d'érosion qu'un sol nu tassé. Le travail du sol et le billonnage, sur les zones cultivées de pente inférieure à 15%, ont une influence très marquée sur le risque de ruissellement ; ces techniques retardent le déclenchement du ruissellement et augmentent l'infiltration (Morsli *et al.*, 2006).

Parmi les techniques de travail du sol entretenant une forte rugosité de surface et/ou une bonne couverture du sol, on peut citer : le labour grossier ou le travail superficiel du sol, le labour orienté et le billonnage en courbes de niveau, la gestion des résidus de culture, le paillage léger et le semis direct sous litière.

Alors que le labour améliore temporairement l'infiltration, il expose le sol nu à l'agressivité des pluies et réduit sa cohésion. Le semis direct sous litière est une tentative de se rapprocher du milieu naturel où le sol reste couvert et protégé de l'agressivité des pluies. Le semis direct repose sur trois principes : le non-travail du sol, le couvert permanent par des résidus de culture ou par des cultures intercalaires et la rotation des cultures.

Dans les régions soumises à de fortes intensités de pluies ou sur des sols vulnérables, le semis direct est tout d'abord un moyen de limiter l'érosion (Minella *et al.*, 2009) : le non-labour permet de garder un mulch en surface (Bayer *et al.*, 2006 ; Calegari *et al.*, 2008). Ce sont les résidus de cultures qui, en se décomposant, accroissent la teneur en matière organique du sol et donc sa fertilité (Derpsch *et al.*, 1986 ; Sisti *et al.*, 2004 ; Maia *et al.*, 2010 ; Laurent *et al.*, 2011).

Egalement, Il faut encourager les modes d'élevages raisonnés et la gestion des terres de parcours (gestion de la biomasse) contre le tassement et pour assurer une couverture minimale en surface. Le surpâturage, par la réduction du couvert végétal et le tassement de la surface du sol, réduit l'infiltration de la pluie et augmente les risques de ruissellement et de ravinement.

Certaines pratiques agricoles nécessitent une amélioration, d'autres une reconversion. Il est cependant difficile de changer rapidement un mode de gestion agraire. La reconversion doit tenir compte des facteurs écologiques et de l'intérêt des populations rurales afin d'arriver à une gestion durable du milieu naturel.

Le recours à une approche agronomique raisonnée doit être encouragé tant que possible car cela permet de lutter contre l'épuisement des terres et leur abandon.

8.1.2.2. Mesures mécaniques et de petite hydraulique

En association avec les mesures agronomiques, la mise en place de structures anti-érosives doit diminuer la masse ou la vitesse du ruissellement. Les mesures présentées ci-dessous favorisent la dissipation de l'énergie du ruissellement par fractionnement des longueurs de pente des versants, dispersion ou absorption.

- Cordons de pierres sèches le long des courbes de niveau (cette technique est adaptée aux pentes faibles à moyennes. On dispose perpendiculairement à la pente des murets de pierres de 25cm de haut et si on ajoute de la fumure, la production de céréales peut être augmentée de 20% (Boughalem, 2013)),
- Banquettes anti-érosives (une banquette anti-érosive est un fossé de 70cm de profondeur avec un bourrelet de terre qui suit les courbes de niveau du terrain (Photo 7) et elles sont espacées d'une trentaine de mètres),
- Dignes semi-filtrantes (en pierres de terre),
- Terrasses de niveau et gradins,
- Ouvrages végétaux de stabilisation des versants : fascines, clayonnages et palissades (réalisés à base de boutures, ces ouvrages ne sont pas adaptés aux conditions trop sèches).

Chacun de ces aménagements peut être associé à des mesures de fixation biologique.



Photo 7. Banquettes reboisées à El Aouinet.

8.1.2.3. Mesures biologiques

Les mesures biologiques présentées dans cette section permettent d'augmenter la capacité d'infiltration du sol ou la rugosité de surface. Le choix d'espèces végétales adaptés aux conditions climatiques locales revêt une importance primordiale. Pour conférer aux terrains un potentiel productif, les essences à installer doivent servir à des fins aussi variées que possible. Rappelons également que la stabilisation de terrains en pente par végétalisation est plus adaptée si l'on dispose de matériel végétal en quantité suffisante, et si la végétation naturelle est facile à installer et à propager. Sous climat semi-aride, ces conditions ne sont pas nécessairement remplies et les techniques de végétalisation peuvent parfois s'avérer compliquées à mettre en œuvre.

➤ Reboisement

Le reboisement devrait porter sur le choix d'espèces forestières xériques s'adaptant aux conditions édapho-climatiques de la zone. La végétalisation en général et le reboisement en particulier dans le cadre de programmes nationaux se fait généralement sur de grandes superficies d'un seul tenant pour que le coût du travail du sol, de l'implantation et de l'exploitation ne soit pas excessif. La végétalisation peut être mise en place sous différentes formes : le reboisement, l'embroussaillage ou l'installation d'une strate herbacée à base de graminées. Elle peut se faire sous forme de semis direct, de plantation et de bouturage.

Le pin d'Alep ou *Pinus halepensis* est l'unique essence forestière utilisée (Photo 8). Cela s'explique essentiellement de deux façons : la facilité de production de ces plants en pépinières et la bonne reprise de cette essence dans la zone d'étude. Cependant une diversification des espèces à introduire est souhaitable car le pin d'Alep présente au moins deux inconvénients : sa sensibilité à la chenille processionnaire *Thaumetopea pytiocampa* Schiff et sa sensibilité à l'incendie. Cet aspect donne toute son importance au travail des recherches forestières en matière de diversification.

Si possible, il est recommandé d'introduire des plantes couvrantes en sous-étage, lors du reboisement, généralement légumineuses et/ou fourragères.



Photo 8. Reboisement de Pin d'Alep à l'Est de Rahia, Oum El Bouaghi, Algérie.

➤ **Plantations fruitières**

L'introduction d'arbres fruitiers est recommandée. Ils jouent un rôle de protection du sol contre l'érosion tout en apportant un revenu à la population riveraine. La plantation et le développement d'arbres fruitiers (oliviers, amandiers) et agroforestiers permettent d'apporter un soutien aux structures d'aménagement et une plus-value économique (Sabir, 2002).

Le choix des essences fruitières doit se faire en fonction des exigences agroclimatiques des espèces et des vœux des riverains. Les espèces proposées en priorité sont les espèces rustiques telles que l'olivier, le figuier, l'amandier, le prunier, le grenadier. Les espèces non rustiques comme l'abricotier, le pommier, le pêcher et le poirier doivent être localisées dans les zones où l'irrigation est possible.

➤ **Amélioration des parcours**

L'élevage étant la ressource principale pour les riverains, il est donc indispensable d'améliorer les terres de parcours tout en veillant à éviter le surpâturage. Le cheptel pâture les céréales en cas d'années à faible production agricole et les chaumes ou les parcelles en jachère en années normales. Les forêts et les matorrals, malgré les interdictions de pâturage,

fournissent un complément très important pour les troupeaux. Le choix des espèces fourragères doit tenir compte de leurs exigences écologiques. L'Atriplex est une espèce fourragère à enracinement très profond, utilisée pour la protection des berges et des talwegs ; la luzerne arborescente (*Medicago arborea*) est recommandée pour sa richesse en protéines.

8.2. Plan d'aménagement anti-érosif

Les conclusions dégagées lors de la caractérisation du milieu et de l'analyse de la vulnérabilité des sols face à l'érosion, indiquent une grande fragilité du bassin de l'Oued Mellègue, et la nécessité de mise en œuvre d'un programme de lutte anti-érosif. Les axes d'aménagement du bassin doivent tenir compte des priorités suivantes :

- Une mise en valeur agricole rationnelle
- La correction des ravins
- La consolidation des berges des cours d'eau

Le listing des aménagements à préconiser est long, il faut néanmoins choisir les plus adaptés au terrain, les plus efficaces et les moins coûteux (Mazour, 2004). Il faut tenter de trouver la meilleure combinaison possible de techniques selon les moyens disponibles. Il est évident que le traitement du ravinement peut faire appel à certains ouvrages mécaniques qui exigent une technicité assez élevée, mais les traitements au niveau des versants cultivés sont eux aussi à faire avec le plus grand soin notamment le choix des techniques culturales appropriées, des systèmes d'utilisation des terres et des assolements bien choisis.

Il est important de souligner l'apport de la cartographie issue des systèmes d'information aux questions d'aménagement anti-érosifs des bassins versants. Ce dernier est appréhendé dans son ensemble en dégageant assez facilement les ensembles homogènes à traiter prioritairement.

8.2.1. Zones prioritaires

Le plan d'aménagement anti-érosif du bassin versant de l'Oued Mellègue, est conçu de manière à identifier les priorités d'intervention dans les zones les plus affectées par l'érosion (Figure 75). Pour ce faire, une analyse de l'ensemble des éléments à disposition a été effectuée :

- La carte de sensibilité des sols à l'érosion qui a permis d'identifier les zones sensibles à l'érosion,
- La carte des pertes en sol qui résulte de l'application du modèle RUSLE,
- La connaissance du milieu physique qui permet de prendre en compte les informations comme le relief, la géomorphologie pour caractériser le type d'érosion, l'occupation des sols.

L'affectation d'une priorité à différentes zones du bassin versant a pour objectif d'optimiser le rapport coût/efficacité du traitement anti-érosif. L'ordre de priorité est principalement déterminé par l'analyse du potentiel érosif de la zone. Les zones de priorité forte sont ainsi celles à traiter en premier lieu et de manière plus complète.

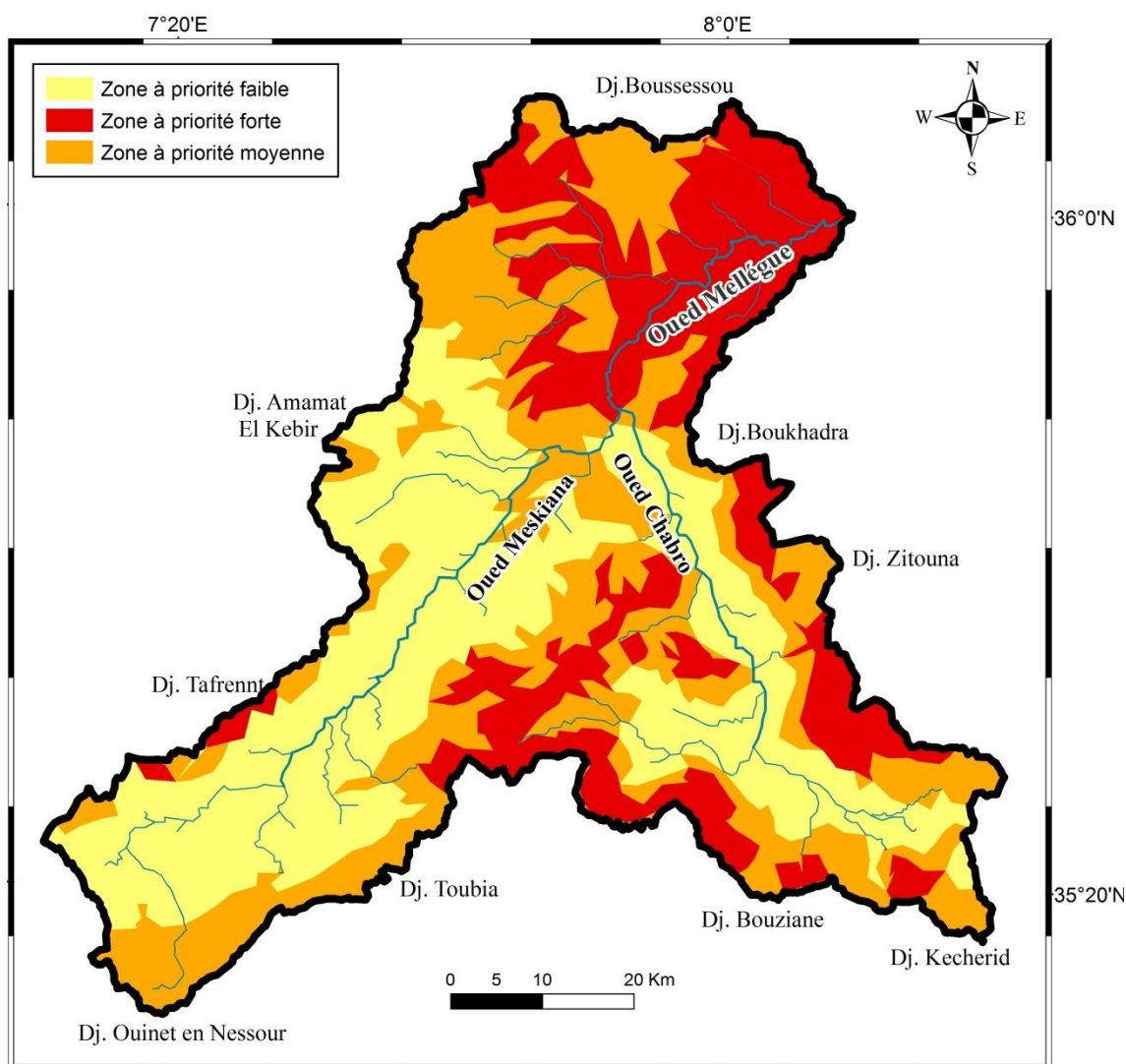


Figure 75. Carte des zones prioritaires pour l'aménagement anti-érosif.

La zone d'étude est caractérisée par un risque érosif contrasté, très fort au niveau des djebels et des contreforts et très faible dans la plaine alluviale cultivée. Cependant, certaines zones du bassin de l'Oued Mellègue ont été affectées d'une priorité forte en raison du risque élevé qu'elles représentent.

Au Nord du bassin d'étude (sous-bassin de l'Oued Mellègue Amont), l'ensemble des zones sensibles à l'érosion sont considérées comme prioritaires, leur ordre de priorité dépendant de l'intensité du phénomène. La quasi-totalité de leur superficie présente des risques d'érosion préoccupants (>7 T/ha/an). Le substratum marno-argileux de leur sol est particulièrement sensible à l'érosion et la végétation y est rare. Enfin, les estimations d'apports solides montrent une contribution très importante des transports solides en suspension à l'exutoire du bassin.

8.2.2. Mesures anti-érosives proposées pour l'aménagement

Les mesures anti-érosives proposées pour l'aménagement du bassin versant de l'Oued Mellègue sont déterminées en fonction des combinaisons des classes d'occupation des sols et des classes de pentes (Figure 76).

En effet, la pente, qui impose ou exclue la mise en œuvre de certaines mesures, est un facteur déterminant dans le choix des mesures à appliquer. L'aménagement des terrains en pente est extrêmement important, car ces terrains sont toujours exposés à l'érosion en favorisant le ruissellement. Sur les pentes faibles ($<10\%$), l'aménagement se limite aux techniques culturales conservatrices (labour en courbes de niveau, le mulching...), mais quand la pente est forte ($>10\%$), elles deviennent insuffisantes, donc d'autres solutions sont envisageables, telles que les banquettes, les murettes et les cordons en pierres sèches, dans l'objectif est de réduire la longueur de la pente, donc ralentir le ruissellement.

La construction de cordons, en pierres sèches ou végétaux, est à favoriser car ces dernières sont moins coûteuses et plus facilement mises en œuvre. Les banquettes sur murs de pierres peuvent être préférées pour les pentes fortes car elles permettent la correction de plus de dénivelée par ouvrage que les cordons.

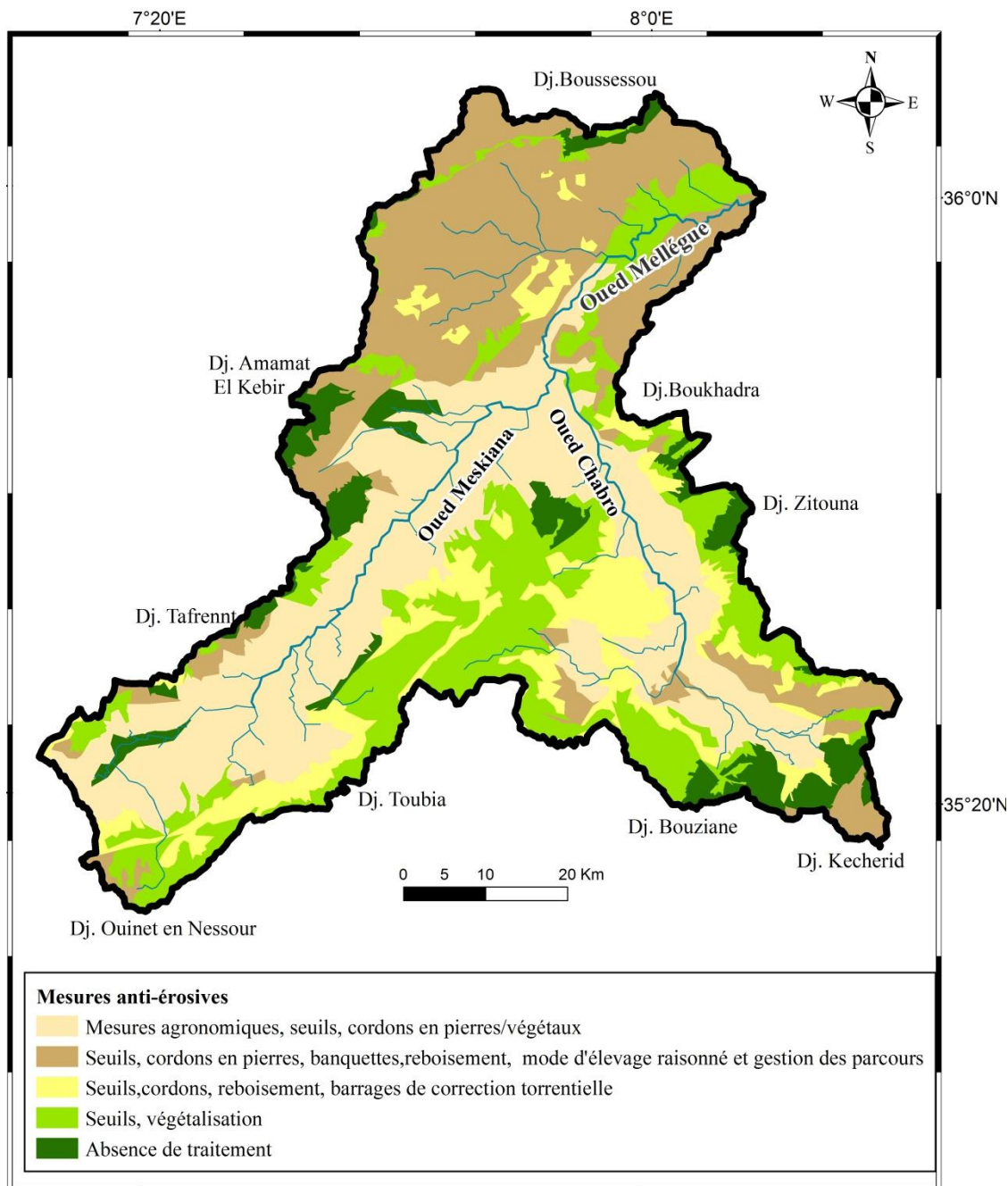


Figure 76. Carte du plan d'aménagement du bassin de Mellègue.

Pour l'aménagement hydraulique des ravins les seuils en terre sont aussi préconisés. Ils pourraient permettre une bonne stabilisation des ravines en terrain marneux et une bonne reprise de la végétation si seulement leur dimensionnement et leur réalisation se font correctement. Les sédiments captés par les seuils risquent d'être remis en suspension et de continuer leur cheminement s'ils ne sont pas fixés rapidement (Combes, 1992).

Donc, il faut réfléchir à la stabilisation des sédiments retenus par une fixation biologique. Les espèces à fort enracinement et à fort pouvoir recouvrant sont envisagées, leur rôle est d'améliorer l'infiltration de l'eau dans le sol et de dissiper l'énergie du ruissellement et sa capacité de transport.

Les mesures agronomiques et les aménagements agricoles sont applicables dans les zones de « cultures » et dans les zones de « parcours et steppes ». Ils ont un double objectif de lutte contre l'érosion et d'amélioration des systèmes agraires en limitant la dégradation des sols et en améliorant la conservation des eaux.

Pour les zones de « parcours et steppes » avec des pentes supérieures à 10 %, il est proposé une reconversion de l'usage des terres d'élevage en reboisement en raison de l'aggravation du risque érosif qu'engendre cette activité sur ce type de terrain.

Dans les zones à végétation naturelle comme les steppes, l'existence d'une couverture végétale est un atout. Il est donc proposé de favoriser la colonisation spontanée en diminuant la pression du pâturage et en construisant des cordons en pierres sèches pour créer des atterrissements où pourra se développer la végétation naturelle pour les pentes inférieures à 10 %. Pour les pentes supérieures à 10 %, la végétalisation et en particulier le reboisement qui densifie la couverture végétale afin d'augmenter la protection et la fixation des sols, sont des mesures adaptées pour le traitement de l'érosion surfacique.

Dans les zones à sols dégradés, la présence de structures stabilisatrices peu onéreuses comme les cordons pierreux est recommandée en complément de la végétalisation.

Pour les zones de « végétation rare », la végétalisation et le reboisement en particulier sont les solutions préférentiellement préconisées quelle que soit la classe de pente. Les densités de plantation seront adaptées en fonction de la densité de la végétation naturelle. Le reboisement devrait porter sur le choix d'espèces forestières xériques s'adaptant aux conditions édapho-climatiques de la zone d'étude. Cependant une diversification des espèces est souhaitable. On recommande l'installation de : *Acacia saligna* (*Acacia cyanophylla*), Cyprès de Lambert (*Cupressus macrocarpa*), Pin d'Alep (*Pinus halepensis*) et Pin parasol (*Pinus pinea*).

Egalement, il est à noter que l'introduction d'arbres fruitiers et agroforestiers est recommandée, du fait que, les arbres fruitiers jouent un rôle de protection du sol tout en apportant un revenu à la population riveraine. On propose deux types d'installation :

- Plantations d'espèces rustiques : Olivier (*Olea europea* L.), figuier (*Ficus carica* L.) et amandier (*Prunus amygdalus*) ;
- Plantation en irrigué : Poirier (*Pyrus communis* L.), pêcher (*Prunus persica* (L.) BATCH), prunier (*Prunus domestica* L.) et grenadier (*Punica granatum*).

Les banquettes ont des effets variables et ne garantissent pas la diminution de l'érosion dans tous les types de terrains, ce qui rend ces techniques qui sont onéreuses moins intéressantes. Elles sont proposées avec parcimonie pour le plan d'aménagement du bassin versant de l'Oued Mellègue et uniquement dans les zones de « végétation rare » où les pentes sont supérieures à 10 %.

Il est important de souligner qu'une technique n'exclut pas les autres et qu'au contraire, il faut tenter de trouver la meilleure combinaison possible de techniques selon les moyens disponibles.

Conclusion

Actuellement, en Algérie où les terres font l'objet de modification majeurs d'usage des sols et de reconversion, les grands projets nationaux de développement rural s'appuient sur la logique de la GCES, celle du développement rural avec la participation des communautés rurales (Roose, 2004) : les plantations arboricoles, l'amélioration des techniques culturales et de la gestion de l'eau, et même l'agroforesterie et les parcours réglementés sont les actions les plus à développer. L'efficacité des techniques culturales est strictement liée aux conditions économiques des sociétés (Roose, 1994).

Les solutions éventuelles pour freiner la dégradation des terres se situeraient surtout dans l'amélioration de la gestion de l'eau, facteur limitant, (billons, cuvettes, madjen, retenues collinaires, couverture du sol par les résidus de récolte), et de la production de la biomasse des sols (intensification et diversification des productions, arboriculture, agroforesterie, cultures couvrantes et gestion des parcours) avec le renforcement des techniques anti-érosives (aménagement biologiques et mécanique des ravines et des versants :

seuils, cordons en pierres, plantation en courbes de niveau, barrages semi perméables) (Mazour, 2004).

Le plan d'aménagement proposé pour le bassin versant d'étude nécessite des interventions de lutte anti-érosive de divers types (pratiques agricoles, reboisements, revégétalisation, correction torrentielle, cordons, etc.). Ces interventions font l'objet d'une combinaison de techniques de protection. Il importe de noter que la majeure partie des zones à aménager nécessite l'implantation de seuils pour contrer le ravinement.

Le plan d'aménagement devra être couplé à un projet de développement rural pour assurer la pérennité des aménagements anti-érosifs et la mise en œuvre de pratiques agricoles adaptées.

Conclusion Générale

Conclusion générale

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau est lié à la diversité des facteurs physico-géographiques et l'analyse statistique des données nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel.

Le bassin de Mellègue présente des ensembles morpho-structuraux bien tranchés. Dans son ensemble, le bassin est formé de roche sédimentaire avec des différentes formations (Plio-Quaternaire, Miocène, Crétacé). Cette région fait partie de la structure Autochtone Nord - Aurésienne (Aurès-Nememcha), elle se caractérise par un mélange de prédominance des calcaires, marnes, limons, alluvions et d'argile, avec un manque du couvert végétal. La couverture forestière qui peut avoir un impact positif sur le ruissellement et la régularisation de l'écoulement, occupe une place minoritaire. Les incendies, la forte pression anthropique et la sécheresse prolongée, ont été les principales causes de sa dégradation et de son rétrécissement en surface. Les facteurs climatiques notamment, les précipitations, les températures et l'évaporation sont nuancés sur le plan spatial, et présentent une irrégularité d'une saison à l'autre. Ces caractéristiques offrent des conditions très favorables à la vulnérabilité du bassin d'étude à l'érosion, à la mobilisation et au transport des matériaux.

Au terme de cette étude, nous pensons avoir contribué à la connaissance des problèmes de l'érosion et du transport solide en suspension, en particulier dans le bassin d'Oued Mellègue. L'objectif principal de l'étude étant la compréhension du phénomène et l'estimation de l'érosion et le transport solide en suspension. L'estimation du transport solide a suscité notre intérêt car ils représentent un handicap à la conservation du milieu écologique et à la protection des ouvrages hydrauliques contre l'envasement des sédiments.

En se basant sur les données observées durant la période 1970/1971-2002/2003, nous avons essayé d'apporter une contribution quant à la quantification des transports solides et de comprendre le phénomène de l'érosion hydrique. Ainsi, nous avons procédé au calcul des transports solides en basant sur deux types de données ; les données instantanées de débits liquides et des concentrations en MES, et les données de concentration moyenne et débit moyen à l'échelle des crues. Les courbes de transport solide ont été élaborées selon la méthode des classes de débit. Par ailleurs, une tentative a été faite en subdivisant l'ensemble de données en quatre (04) saisons (automne, hiver, printemps et été) pour fournir les

meilleures estimations possible, proches des transports solide calculés à partir des données mesurées.

Nous avons pu constater à travers ce travail que le bassin de Mellègue est soumis à un taux de transport solide élevé, en effet la dégradation spécifique moyenne annuelle à l'exutoire du bassin versant de l'Oued Mellègue (période 1970/71-2002/03) s'élève à 589,2 T/km²/an en se basant sur le modèle C-Q pour les données instantanées, et à 658 t/km²/an en utilisant le modèle C-Q à l'échelle des crues. L'Oued Mellègue est marqué par des flux de matières en suspension élevés en automne et au printemps, liés à la violence des réponses hydrologique et à des précipitations abondantes et intenses.

Egalement, cette étude nous a permis d'élaborer une carte de sensibilité du bassin de Mellègue à l'érosion en se basant sur les facteurs jugés responsables de l'érosion hydrique, tels que la pente, la lithologie et l'occupation des sols. Les zones sensibles à l'érosion ont été localisées et hiérarchisées fonction du potentiel érosif de chaque facteur pris en considération. En analysant les cartes intermédiaires, nous nous apercevons que les zones les plus sensibles à l'érosion se localisent au Nord et au Sud-Est du bassin versant d'étude et sont caractérisées par des sols à texture marno-argileuse assez sensible à l'érosion hydrique. Il est important de signaler qu'« une zone qui présente un aléa érosif très faible d'après le modèle, est une zone qui potentiellement ne produira pas de ruissellement. Par contre, si elle est située en aval des terres cultivées, elle sera exposée à des dégâts importants » (Souadi *et al.*, 2000).

A partir du modèle utilisé, nous pouvons conclure que l'occupation du sol est le paramètre sur lequel les actions d'aménagement du territoire doivent s'appuyer pour limiter la sensibilité à l'érosion du territoire. Il a été mis en évidence par l'arbre de décision suggérée par le modèle que l'érosion d'un secteur avec une sensibilité à l'érosion plutôt moyenne peut être limitée si l'occupation du sol était forêt ou prairie.

Une attention particulière a été portée dans cette étude à l'évaluation et à la cartographie du risque érosif dans le bassin de l'Oued Mellègue en utilisant le modèle RUSLE (l'équation universelle des pertes en sol révisée). Pour se faire, on a fait appel à la télédétection et aux SIG pour évaluer et cartographier chaque facteur individuellement, notamment, l'érosivité des pluies (R), l'aptitude du sol à l'érosion (K), l'occupation de sol (c) et longueur/inclinaison de la pente (LS). Les cartes thématiques de ces paramètres et l'érosion du sol estimée ont été déterminés. L'intégration des cartes thématiques des facteurs du modèle

RUSLE ainsi que leur superposition dans le SIG a permis de cartographier l'érosion dans le bassin d'étude. Les SIG ont constitué la base de données majeure de cette étude. Avec ces informations, les interventions de gestion peuvent être précisément ciblées.

La valeur moyenne de l'érosion est estimée à 20,4 T/ha/an avec un maximum de 348 T/ha/an. Les valeurs minimales se localisent dans les régions des faibles inclinaisons de la pente, de faibles valeurs du facteur (K) et de fortes valeurs du facteur (C). Alors que les valeurs importantes du risque érosif, se concentrent dans une bande diagonale couvrant le Sud-Est, le centre et le Nord-Est du bassin versant. Cette région se caractérise par des fortes valeurs des facteurs (LS) et (K) et de faibles valeurs du facteur (C).

Même si l'équation a été initialement conçue pour prédire l'érosion des sols à l'échelle du champ, son utilisation pour les grandes surfaces dans la plate-forme SIG a produit des résultats satisfaisants. Par la délimitation des zones sensibles à l'érosion en fonction du niveau de gravité de la perte des sols et selon les classes d'occupation du sol, la priorité est donnée pour une planification de la conservation ciblée et rentable.

A partir de ces cartes on a pu faire ressortir les zones prioritaires pour recevoir les aménagements. Le plan d'aménagement anti-érosif proposé comprend le traitement des ravines et des thalwegs (avec notamment la construction de barrages de correction torrentielle, seuils inertes et seuils végétaux), ainsi que des mesures de protection des versants (reboisement, végétalisation et banquettes).

Adaptés tant aux contraintes techniques, environnementales et socio-économiques, ces traitements et mesures ont été sélectionnés pour leur efficacité dans le contexte du bassin versant de Mellègue. Le plan d'aménagement devra être couplé à un projet de développement rural pour assurer la pérennité des aménagements anti-érosifs et la mise en œuvre de pratiques agricoles adaptées.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Al Ali, y., 2007.** Les aménagements de conservation des eaux et des sols en banquettes. Analyse, fonctionnement et essai de modélisation en milieu méditerranéen (El Gouazine, Tunisie Centrale). Thèse de Doctorat. Université Montpellier II, 170 p.
- Achite M., 2002.** Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Mina (Nord-Ouest algérien). *Watmed (Tunisie)*, 2, 894-899.
- Achite M., Meddi M., 2004.** Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Haddad (Nord-Ouest Algérien). *Sécheresse*, 15/4 : 367-373.
- Achite M., et Meddi M., 2005.** Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'Oued Mina (Nord-Ouest Algérien). *Journal des sciences de l'eau* 18 (Hors série) : 37-56.
- Achite M., Touaibia B., et Ouillon S., 2006.** Erosion hydrique en Algérie du Nord : Ampleur, Conséquences & Perspectives. *14th International Soil Conservation Organization Conference. Water Management and Soil Conservation in Semi-Arid Environments*. Marrakech, Morocco, p 14-19.
- Achite M., et Ouillon S., 2007.** Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). *Journal of Hydrology* 343 : 187-202.
- Alexandrov Y., Laronne J.B., and Reid I., 2003.** Suspended sediment concentration and its variation with water discharge in a dryland ephemeral channel, northern Negev, Israel. *Journal of Arid Environments*, 53(1): 73-84.
- Angima S.D., Stott D.E., O'Neill M.K., Ong C.K., Weesies G.A., 2003.** Soil erosion prediction using RUSLE for central Kenyan highland conditions. *Agric Ecosyst Environ* 97: 295-308
- A.N.R.H, 1970.** Etude de transport solide dans le Nord Algérie. Rapport de l'Agence National des ressources hydrique. Alger.
- Arabi M., 2006.** Aménagement antiérosif sur petits bassins versants expérimentaux en milieu semi-aride algérien. *Z. Geomorphology* NF 50-2: 209-220.
- Arnoldus H.M.J., 1977.** Methodology used to determine the maximum potential average soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. Report of an FAO/UNEP Expert Consultation on Assessing soil degradation, Rome, 18-20 January 1977, *FAO Soils Bulletin* 34 (1977) 39-48.

- Aubert G., 1986.** Réflexions sur l'utilisation de certains types de banquettes de "Défense et Restauration des Sols" en Algérie. Cahiers ORSTOM, série Pédologie, vol. 22, n° 2, p. 147-152.
- Augeard B., 2006.** Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole draine sensible a la battance. Etudes expérimentales et modélisation. Thèse de Doctorat., 203 p.
- Bannari A., El Harti A., Haboudane I., Bachaoui M., et El Ghmari A., 2007.** Intégration des variables spectrales et géomorphologiques dans un SIG pour la cartographie des aires exposées à l'érosion. *Téledétection*, vol. 7, n° 1-2-3-4, p. 327-342.
- Bayer C., Martin-Neto L., Mielniczuk J., Pavinato A., Dieckow J., 2006.** Carbon sequestration in two Brazilian Cerrado soils under no-till. *Soil and Tillage Research*, 86, 237-245.
- Benichou P., et Le Breton O., 1987.** Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 9 : 23-34.
- Benkaci Ali T., et Dechemie N., 2004.** Modélisation pluie– débit journalière par des modèles conceptuels et “boîte noire”; test d’un modèle neuroflou. *Hydrological Sciences Journal*, 49 (5), 919–1030.
- Benkhaleb A., Rimini B., 2003.** Variabilité temporelle de la concentration en sédiments et phénomène d’hystérésis dans le bassin de l’Oued Wahrane (Algérie). *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences hydrologiques*, 48 (2) avril 2003. 243-255.
- Ben Slimane A., 2008.** Analyse expérimentale du ruissellement et de l'érosion sur un dispositif de mesure multi-échelle. Mémoire de Master, 56 p.
- Ben Slimane A., Raclot D., Evrard O., Sanaa M., Lefèvre I., Ahmadi M., Tounsi M., Rumpel C., Ben Mammou A., Le Bissonnais Y., 2013.** Fingerprinting sediment sources in the outlet reservoir of a hilly cultivated catchment of Tunisia. *Journal of Soils and Sediments*. DOI 10.1007/s11368-012-0642-6.
- Berkane A., Yahiaou A., 2007.** L'érosion dans les Aurès. *Sécheresse*, 18/3: 213-216.
- Boardman J., 2006.** Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches. *Catena* 68(2-3): 73-86.
- Boardman J., Poesen J., 2006.** Soil erosion in Europe. John Wiley & Sons. UK, 855 pp.
- Boiffin J., 1976.** Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre, *Annales Agronomiques*, 27(4):447–463.
- Boiffin J., 1984.** La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Thèse pour le titre de Docteur ingénieur, Sciences Agronomiques, INA-PG, Paris Grignon, 320 p.

- Bonilla C.A., Reyes J.L., and Magri A., 2010.** Water Erosion Prediction Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS Framework, Central Chile. *Chil. J. Agric. Res.* 70:159–169.
- Bouanani A., 2004.** Hydrologie transport solide et modélisation, étude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérie), thèse de doctorat d'état, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen, 250p.
- Bouchetata A., Bouchetata T., 2006.** Propositions d'aménagement du sous bassin versant de l'oued Fergoug (Algérie) fragilisé par des épisodes de sécheresse et soumis à l'érosion hydrique. *Sécheresse*, 17 (3) : 415-424.
- Boughalem M., 2007.** Impact des modes de gestion des terres sur la conservation de l'eau et des sols sur les versants marneux de l'Isser- Tlemcen- Algérie, Mémoire de Magister, université de Tlemcen, 109p.
- Boughalem 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 d'état, Université de Tlemcen, 215 p.
- Boughalem M., Mazour M., et Zaagane M., 2012.** Utilisation des SIG pour l'aménagement du bassin versant de l'Isser (Nord Ouest de l'Algérie), Lutte antiérosive, réhabilitation des sols tropicaux et protection contre les pluies exceptionnelles, IRD EDITIONS Marseille, 2012. 79-90.
- Boukheir R., Girard M.C., Khawlie M., et Abdallah C., 2001.** Érosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens : une revue bibliographique. *Etud. Gest. Sols*, 8 (4), 231-245.
- 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. *Rev. Sci. Eau*, 9, 5-11.
- Boussema H-R., 1996.** Système d'information pour la conservation et la gestion des ressources naturelles . Colloque international sur le rôle des technologies de la communication et de l'information en matière de protection de l'environnement. Tunis ,Tunisie , 17-19 Avril 1996, 112-116.
- Bull L.J., Kirkby M.J., 1997.** Gully processes and modelling. *Progress in Physical Geography*, 21, 3, 354-374.
- Calegari A., Hargrove W.L., Rheinheimer D.D.S., Ralisch R., Tessier D., Tourdonnet S., Fatima Guimarães M., 2008.** Impact of Long-Term No-Tillage and Cropping System Management on Soil Organic Carbon in an Oxisol: A Model for Sustainability. *Agronomy Journal*, 100, 1013-1019.
- Campbell F.B., Bauder H., 1940.** A rating curve method for determining silt-discharge of streams, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union* 21: p 603-607.

Cantón Y., Domingo F., Solé Benet A., and Puigdefàbregas J., 2001. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology* 252, 65–84.

CEMAGREF, 1993. Recherche sur la fixation de sols et essais de comportements des fixateurs et matériaux composites pour la revégétalisation en zones extrêmes. *Rapp. Etude* 44p.

Cerdan O., Le Bissonnais Y., Souchère V., King C., Antoni V., Surdyk N., Dubus I., Arrouays D., Desprats J.F., 2006. Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols. Rapport no3, synthèse et recommandations générales, BRGM/RP-55104-FR, 85 p.

Chakhar S., 2006. Cartographie décisionnelle multicritère : Formalisation et implémentation informatique, Thèse de Doctorat, Université Paris Dauphine, France.

Chang C.W., 2009. Application of SCS CN Method in HEC-HMS in ShihMen Watershed - Simulation of Rainfall- Runoff Hydrologic Model. *Electronic Theses, Treatises and Dissertations, Paper 3900.* 96p.

Chavez P.S., 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data, *Remote Sensing of Environment*, 24: 459-479.

Chebbani, R., et al, 1999. Etude des risques d'érosion dans le bassin versant Isser, Algérie. *Bulletin Réseau Erosion* 19 : 85-95.

Chevalier J-J., Pouliot J., Thomson K., & Boussema M-R., 1995. Systèmes d'aide à la planification pour la conservation des eaux et des sols (Tunisie). Systèmes d'information géographiques utilisant les données de télédétection. Actes du colloque scientifique international , Hammamet , Tunisie 1-2 Novembre 1994 , 4-12.

Chevalier P., Hébert A., Kaufmant Y., et Moyen J., 2001. Cartographie de l'aléa « érosion des sols » à la Réunion : caractérisation et cartographie des phénomènes érosifs. Rapport BRGM RP -51236-FR - 2001 SGR/REU 27. Saint-Denis : BRGM, 78 p.

CNEA : Centre National des Etudes Agricoles, 2007. Elaboration d'une étude sur l'état de désertification pour une gestion durable des RN, Avril 2007. 191p.

Combes F., 1992. Les plantations RTM. *Bull Réseau Érosion.* 12 : 52-6.

Crawford C.G., 1991. Estimatin of suspended –sediment rating curves and mean suspendedsediment load, *journal of hydrology*, 129, 331-348.

CRS : Centro Studi Ricerche., 1972. Etude des bassins versants des oueds Isser et Sikkak. 3 rapports.

Daly C., Neilson R.P., Philips D.L., 1994. Statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J. Appl. Meteorol.*, 33 :140- 158.

Daoudi M., Salmon M., Dewitte O., Gerard P., Abdellaoui A., Ozer A., 2009. Prediction del'erosion ravinante en Algerie : vers une nouvelle approche probabiliste a l'aide de donnees multisources. JAS 09 de l'AUF. p 7.

Demmak A., 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et du transport solide en Algérie Septentrionale. Thèse de troisième cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Demmark A., Ouair M., Guedjtal A., 1991. Quantification de l'érosion a l'exutoire de micro bassins en zone semi-aride. Ed. AUPELF-UREF, p. 179-188.

De Montmollin F.A., Olivier R.J., Simard R.J., Zwahlen F., 1980. Evaluation of a precipitation map using a smoothed elevation-precipitation relationship and optimal estimates (kriging). *Nordic Hydrology*, 11: 113-120.

Derbal S., Noumi Z., Anton K.W. et Chaieb M., 2007. Life cycle of the Coleopter *Bruchidius raddianae* and the seed predation of the *Acacia tortilis* subsp. *raddiana* in Tunisie. *C.R. Biologies*, vol. 330: pp. 49-54.

Derpsch R., Sidiras N., Roth C.H., 1986. Results of studies made from 1977 to 1984 to control erosion by cover crops and no-tillage techniques in Paraná, Brazil. *Soil and Tillage Research*, 8, 253-263.

Desmet P.J.J, Govers G., 1995. GIS based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: A comparison of model results with soil map information. *Catena*. 1995; 25: 389-401.

Dubourdieu G., 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (Confins Algéro-Tunisiens). Publications du Service de la Carte Géologique d'Algérie, 10, 659 p.

Dubourdieu G., & Sigal J., 1949. Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Ouenza (Algérie) (Aptien, Albien, Cénomaniens). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5) 1-9 : 205-221.

Elahcene O., et Remini B., 2009. Corrélation entre la concentration en matière en suspension et le débit liquide dans le bassin versant d'oued Bellah (Algérie). *Eur. J. Sci. Res.*, 26, 139-46.

Elahcene O., Terfous A., Remini B., Ghenaïm A., et Poulet J., 2012. Étude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'oued Bellah (Algérie). *Hydrol. Sci. J.*, 119, 1-17.

El Alaoui H., 2011. Caractérisation spectrale de l'état de dégradation des sols dans le bassin versant Tleta (Rif occidental) Maroc à partir des données ASTER, Munich, GRIN Verlag, <https://www.grin.com/document/370850>

El Kamoun I., 2009. Application du modèle STREAM pour la simulation de l'érosion dans le bassin versant Tleta (Rif occidental, Maroc). Mémoire de 3ème cycle. Sciences du Sol. Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II. p : 38-47.

El Krich B., 2009. Etats de surface du sol et sensibilité à l'érosion dans le bassin versant Tleta (Rif occidental, Maroc). Mémoire de 3ème cycle. Sciences du Sol. Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, p : 43-46.

Etchachu D., 1988. Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transfert de matières dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique. Thèse 3e cycle, Toulouse, 156 p.

Etchanchu D., et Probst J.L., 1986. Érosion 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, 302, série II, n° 17, 1063-1067.

Ezzine H., 1998. Comparaison de trois modèles d'érosion en utilisant des techniques géomatiques (télédétection et SIG). Mémoire de 3ème cycle. Sciences du Sol. Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II.

Fandi O., Bouanani A., Baba-Hamed K., Bekkouche A., 2009. Modélisation du Transport des Particules du Sol en suspension dans l'Oued Sikkak (Nord-Ouest Algérien). Colloque International Sols Non Saturés et Environnement « UNSATlemcen09 » Tlemcen, 27 et 28 Octobre, 10 p.

FAO, 1967. La défense et la restauration des terres cultivées contre l'érosion hydrique, Bull. Erosion 8 : 202p.

FAO, 1990. Conservation des sols et des eaux dans les zones semi-arides. Bulletin pédologique 57: 182 p.

FAO, 1995. Digital Soil Map of the World and Derived Soil Properties. (CDROM). FAO Land and Water Digital Media Series.

FEM, et FIDA, 2002. Publication FIDA. Edition GMS GRAFICHE, Rome , juillet 2002.

Ferguson R.I., 1986. River loads underestimated by rating curves. Water Resources Research, 22/1 : 74-76

Foster G.R., 1990. Process-based modeling of soil erosion by water on agricultural land. In: J. Boardman, D.L. Foster and J.A. Dearing (Editors), Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley, Chichester, pp. 429-445.

Fournier F., 1960. Climat et Erosion. Presses Universitaires de France, Paris, France.

Fournier F., et Hénin S., 1968. Etude de la forme de la relation existant entre l'écoulement mensuel et le débit solide mensuel. ORSTOM, collection de référence, 3682, 201-207.

Fox D.M., Bryan R.B., 1999. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. *Catena* 38, 211–222.

François D., Humbert J., 2000. Quantification spatiale des précipitations. Application au nord-est de la France. *Revue de Géographie de l'Est*, p. 1-16.

Gac J.Y., 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Coll. ORSTOM Trav. Et Doc., no 123,250 p.

Gallart F., Llorens P., Latron J., and Regues D., 2002. Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6 (3): 527-537.

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.

Ghenim A., 2008. Étude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. Thèse de Doctorat, Université Abou-Bekr Belkaid, Algérie, 134 p.

Gimenez R., & Govers G., 2002. Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds, *Soil Science Society of America Journal*, 66:1475–1483.

Girard M.C., 1995. Apport de l'interprétation visuelle des images satellitaires pour l'analyse spatiale des sols. *Étude et Gestion des Sols*, 2 (1): 7- 24.

Girard M.C., Walter C., Rémy J.C., Berthelin J., et Morel J.L., 2005. Sols et environnement. Paris, DUNOD, 816 p.

Guidoum A., 2017. Caractérisation hydrologique et analyse du transport solide en suspension dans trois ensembles hydrographiques du Nord-Est Algérien. Etude de cas dans la Seybouse, les hautes plaines constantinoises et Chott Melghir (Coupe Nord-sud). Thèse de Doctorat. Université Mohamed Khider - Biskra.

Hasbaia M., Hedjazi A., Benayada L., 2012. Variabilité de l'érosion hydrique dans le bassin du Hodna: cas du sous-bassin versant de l'Oued elham. *Rev. Mar. Sci. Agron. Vét.*, 1 : 28-32.

Heusch B., et Millies-Lacroix, A., 1970. Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mines et Géologie (Rabat)* 33, p. 21-39.

Horowitz A.J., 2002. The use of rating (transport) curves to predict suspended sediment concentration: a matter of temporal resolution. In: *Proceedings of the workshop, Turbidity and other sediment surrogates*, April 30-May 2, 2002, Reno, NV, USA.

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

Hoyos N., 2005. Spatial modeling of soil erosion potential in a tropical watershed of the Colombian Andes. *CATENA* 63 (1), 85e108.

- Hudson N.W., 1987.** Soil and water conservation in semiarid areas. FAO Soils Bulletin 57.
- Huete A.R., 1988.** A soil-adjusted vegetation index (SAVI), *Remote Sensing of Environment*, 25(3): 295-309.
- Humbert J., 1995.** Cartographie des précipitations mensuelles et annuelles en zones montagneuses. *Annales de Géographie*, (581-582) : 168-172.
- Humbert J., et Perrin J.L., 1993.** Précipitations et relief ; le cas du versant oriental des Hautes Vosges. In : L'eau, la terre et les hommes. Presses Universitaires de Nancy, p. 147-154.
- Humbert J., Perron L., et Perrin J.L., 1997.** Precipitation mapping in mountainous areas. Comparison of two statistical models. Proceedings of the International Conference "Developments in hydrology of mountainous areas". Friend-A.M.H.Y.-IHP V, High Tatras, Slovakia, Technical Document in Hydrology, n°8, U.N.E.S.C.O., Paris, p. 70-75.
- Humbert J., Drogue N., Mahr N., 1998.** Cartographie des précipitations par paramétrisation omnidirectionnelle du relief : la méthode Pluvia. Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie.
- Jansson M.B., 1985.** Sediment rating curves of the Ljusnan at Funäsdalen. *Beitr. Hydrol. Sonderheft*, 5(1): p 219-233.
- Jansson M.B., 1997.** Comparison of sediment rating curves developed on load and on Concentration. *Nordic Hydrology*, 28 (3): p 189 - 200.
- Jones R.B., 1996.** Fear and adaptability in poultry: insights, implications and imperatives. *World's Poult. Sci. J.* 52:131-174.
- Jones R.T., Reinhardt L.J., Dearing J.A., Crook D., Chiverrell R.C., Welsh K.E., Verges E., 2013.** Detecting climatic signals in an anthropogenically disturbed catchment: the late-Holocene record from the Petit Lac d'Annecy, French Alps. *Holocene* 23, 1329-1339.
- Kalman R., 1967.** Le facteur climatique de l'érosion dans le bassin du Sebou (Maroc). *Projet Sebou*, 32 p.
- Karambiri H., 2003.** Crue et érosion hydrique au Sahel: étude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso. Thèse de doctorat, Université Paris VI, France.
- Khali Issa L, Ben Hamman, Lech-Hab K., Raissouni A., & El Arrim A., 2016.** Cartographie Quantitative du Risque d'Erosion des Sols par Approche SIG/USLE au Niveau du Bassin Versant Kalaya (Maroc Nord Occidental), *Laboratoire d'Environnement* : 2778-2795.

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'Etat, Université de Badji Mokhtar Annaba, 274p.

Khanchoul K., Altschul R., Assassi F., 2009. Estimating suspended sediment yield, sedimentation controls and impacts in the Mellah catchment of Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 2(3): p 157–171.

Khanchoul K., Boukhrissa Z.E.A., Acidi A., & Altschul R., 2012. Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. *Quaternary International*, 262, 25-31.

Khanchoul K., Jansson M.B., Lange Y., 2007. Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1): p 63–94.

Khanchoul K., Jansson M.B., 2008. Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah wadi, Algeria. *Geografiska. Annaler*, 90 A (3): p 227-236.

Krishna Bahadur K.C., 2009. Mapping soil erosion susceptibility using remote sensing and GIS: a case of the upper Nam Wa watershed, Nan Province, Thailand. *Environ Geol.* 57, 695–705.

Laajili Ghezal L., 1988. Ruissellement et érosion sur un micro-bassin versant: modélisation et simulation—impact des travaux de CES. Mémoire de fin d'Etudes du Cycle de Spécialisation Hydraulique et Aménagement Rural, Institut National Agronomique de Tunisie, Tunis, République Tunisienne.

Laborde J.P., 1982. Cartographie automatique des caractéristiques pluviométriques, prise en compte des relations pluviométrie-morphométrie. *La Houille Blanche*, (4) : 330- 338.

Laborde J.P., 1984. Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : Éléments d'hydrologie Lorraine. Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine, École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, France, 484 p.

Laborde J.P., 1991. Méthodes d'interpolation et géostatistiques pour la cartographie automatique à l'usage des géographes. Université de Nice, 29 p.

Laborde J.P., 1995. Les différentes étapes d'une cartographie automatique : exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 8 : 37-46.

Laborde J.P., et Traboulsi M., 2002. Cartographie automatique des précipitations : application aux précipitations moyennes annuelles du Moyen-Orient. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 14 : 296-303.

Lal R., 1995. Sustainable land use systems and soil resilience. In: *Soil Resilience and Sustainable Land Use*, 41–67. Wallingford: CABI.

Laurent F., Mello I., Corbonnois J., Verдум R., 2011. Conservation agriculture and watershed management in Brazil: the Itaipu lake eastern watersheds (Paraná 3). In 5th World Congress of Conservation Agriculture (WCCA) incorporating 3rd Farming Systems Design Conference, 25-29 September 2011, Brisbane, Australia.

Lekfir A., Benkaci Ali T., Dechemi N., 2006. Quantification du transport solide par la technique floue, application au barrage de beni amrane (Algerie). *Rev. Sci. Eau* 19/3: 247-257.

Leguédois S., 2003. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés, Tèse de Doctorat, Université d'Orléans, 156 p.

Leguedois S., Planchon O., Legout C., 2005. Splash projection distance for aggregated soils: theory and experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 30-37.

Liénoу G., 2007. Impacts anthropiques et climatiques sur l'évolution récente de quelques bassins versants représentatifs au Cameroun : climatologie, hydrologie, érosion, transport de matières. Thèse de Doctorat Université de Yaoundé I, 405p + annexes.

Lopez Tarazon J.A., Batalla R.G., Vericat D., and Francke T., 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isabena (southern Pyrenees). *Geomorphology* 109:210–21.

Louamri A., 2010. Contribution à l'évaluation des Transports Solides de L'Oued Bouhamdane à la Station de Medjez Ammar II et a Barrage de Hammam Debag. *International Network Environmental Management Conflicts, Santa Catarina- Brasil*, 1/1 : 23-29.

Lu D., Li G., Valladares G., Batistella M., 2004. Mapping soil erosion risk in Rondonia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS. *Land Degrad Dev*, 15, 499-512.

Mabit L., Laverdière M.R., & Bernard C., 2002. L'érosion hydrique ; méthodes et études de cas dans le Nord de la France. *Cahiers Agricultures*, 11(3) : p 195-206.

Maia S., Ogle S., Cerri C.C., Cerri C.E.P., 2010. Changes in soil organic carbon storage under different agricultural management systems in the Southwest Amazon Region of Brazil. *Soil & Tillage Research*, 106, 177–184.

Malczewski J., 1999. GIS and multicriteria decision analysis, Ohn Wiley & Sons, New York.

Masson J.H., 1971. L'érosion des sols par l'eau en climat mediterraneen, méthodes experimentales pour l'étude des quantites erodees B l'échelle du champ. Thèse Doct. Ing. Univ. Langue doc, 213 p.

- Mazour M., & Roose E., 2002.** Influence de la couverture végétale sur le ruissellement et l'érosion des sols sur parcelles d'érosion dans des bassins versants du Nord – Ouest de l'Algérie. Bulletin Réseau Erosion 21, IRD, Montpellier (France), p 320-330.
- 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'état, Université de Tlemcen, 184 p.
- McBean E.A., and Al-Nassri S., 1988.** Uncertainty in suspended sediment transport curves. Journal of Hydraulic Engineering 114 (1): 63–74.
- Mebarki A., 2005.** Hydrologie des bassins de l'est algérien: ressources en eau, aménagement et environnement. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Mentouri, Constantine, Algérie, 360 p.
- Meddi M., 2013.** Sediment transport and rainfall erosivity evolution in twelve basins in central and western algeria. Journal of Urban and Environmental Engineering, 7/2 : 253-263.
- Megnounif A., 2007.** Étude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface. Thèse de doctorat, Université Abou-Bekr Belkaid, Algérie, 184 p.
- Megnounif A., Seddini A., Terfous A., 2000.** Mécanismes de transfert des sédiments en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna. Journal de l'Eau et de l'Environnement no 25, 8 p.
- Megnounif A., Terfous A., et Bouanani A., 2003.** Production and transport of suspended sediment in the Upper-Tafna river basin (North West Algeria). Revue des Sciences de l'Eau, 16 (3), 369–380. http://www.rse.inrs.ca/art/volume16/v16n3_369.pdf Meybeck, M., 1984. Les fleuves et les cycles géochimiques des éléments. Thèse Sciences, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.
- Megnounif A., Terfous A., et Ouillon S., 2013.** A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdo, NW Algeria (1973-2004). J. Hydrol., 497, 24-36.
- Meguenni K., et Remini B., 2008.** Evaluation du débit dans Le bassin versant de harreza (algerie). Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 07, Juin 2008, pp. 7-19
- Milliman J.D., Meade R.H., 1983.** World-wide delivery of river sediment to the oceans. J. Geol. 91, 1–21.
- Millward A., Mersey J.E., 1999.** Adapting the RUSLE to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed. Catena, 38, 109–129.
- Minella J.P.G., Merten G., Walling D. & Reichert J.M., 2009.** Changing Sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. Catena 79, 228–236.

- Mitasova H., Hofierka J., Zlocha M., Iverson R., 1996.** Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographic Information Systems* 10: 629–641
- Mokhtari E.H., 2017.** Impact de l'érosion hydrique sur l'envasement du barrage Ghrib. Thèse doctorat en science. Université Hassiba Benbouali - Chlef. 270 p.
- Morgan R.P.C., 2005.** Soil Erosion and Conservation. Blackwell Publishing, pp. 299.
- Morsli B., Mazour M., Arabi M., Mededjel N., Et Roose E., 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*. Taylor and Francis Group, London, 103–123
- Mostephaoui T., Merdas S., Sakaa B., Hanafi M., 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. *CRSTRA, spécial* : 131-147.
- Mounirou L., 2012.** Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso : quantification et transposition des données. Thèse de l'Université de Montpellier II, 245 p.
- Mourad M., 2005.** Modélisation de la qualité des rejets urbains de temps de pluie : sensibilité aux données expérimentales et adéquation aux besoins opérationnels. Thèse : Formation doctorale, Génie civile ; Ecole doctorale : MEGA-Mécanique, Energétique, Génie civile, Acoustique, 322 Pages.
- Mozas M. & Ghosn A., 2013.** Etat des lieux du secteur de l'eau en Algérie. Rapport de l'institut de prospective économique du monde méditerranéen (IPEMED). 27 p.
- Nasl'haj Y., 2009.** Evaluation de l'érosion des sols et proposition d'aménagement du bassin versant à l'amont du barrage Hassan II, Haute Moulouya, Maroc. Mémoire de troisième cycle, IAV, Rabat. 77 p.
- Naveh Z., and Lieberman A.S., 1984.** Landscape ecology, theory and application. Springer Verlag, New York-Heidelberg-Tokyo.
- Nellemann C., et al., 2009.** The environmental food crisis – The environment's role in averting future food crises. A UNEP rapid response assessment. Arendal: United Nations Environment Programme, GRID.
- Okoth P.F., 2003.** A hierarchical method for soil erosion assessment and spatial risk modelling, *Thesis Wageningen University* 232 pages.
- Obalum S., et al., 2012.** Soil Degradation-Induced Decline in Productivity of Sub-Saharan African Soils: The Prospects of Looking Downwards the Lowlands with the Sawah Ecotechnology. *Applied and Environmental Soil Science*.

Oldman L.R., Hakkeling R.T.A., and Sombroek W.G., 1991. World map of the status of human-induced soil degradation, An explanatory Note. Global Assessment of soil Degradation (GLASOD), second revised edition, Wageningen. International Soil Reference and Information Center (ISRIC) and United Nations Environment Program (UNEP).

Oliveira Jr.R.C., & Medina B.F., 1990. A erosividade das chuvas em Manaus (AM). Rev. Bras. Cienc. Solo 14, 235–239

Olivry J. C., Gourcy L., et Toure M., 1995. Premiers résultats sur la mesure des flux de matières dissoutes et particulaires dans les apports du Niger au Sahel. In Grands bassins fluviaux périalatantiques : Congo, Niger, Amazone. Edité par J.C. Olivry et J. Boulègue. Actes du colloque PEGI, INSU-CNRS-ORSTOM, Paris 22-24 novembre 1993. Coll. Colloques et séminaires : 281-292.

Olivry J.C., Chouret A., Vuillaume G., Lemoalle J., et Bricquet J.P., 1997. Hydrologie du lac Tchad. Chap. 2.4-5 : Apports sédimentaires et géochimie. Coll. Monographies Hydrologiques ORSTOM 12, 50-61.

Pandey A., Mathur A., Mishra S.K., Mal B.C., 2009. Soil erosion modeling of a Himalayan watershed using RS and GIS. Environmental Earth Sciences 59 (2), 399-410.

Pearson R.L., et Miller L.D., 1972. "Remote mapping of standing crop biomass for estimation of the productivity of the short grass prairie, pawnee national grasslands, colorado". *8th International Symposium on Remote Sensing of the Environment*, Ann Arbor, Michigan (USA), ERIM, pp 1357- 1381

Peck E.L., Brown M.J., 1962. An approach to the development of isohyetal maps for mountainous areas. J. Geophys. Res., 67 : 681-694.

Pihan J., 1978. Annuaire des valeurs mensuelles de l'indice d'érosivité R de Wischmeier relatives aux stations officielles de la Meteorologie Nationale française. INRA, Rennes et UER. *Géographie*. Université de Haute-Bretagne, 112 p.

PNUD, 2009. Problématique du secteur de l'eau et impacts liés au climat en Algérie. Rapport du programme des nations unies pour le développement.

Poesen J., Nachtergale J., Vertstraeten G., Valentin C., 2003. Gully erosion and environmental change. Importance and research needs. Catena 50, 91–134.

Prasannakumar V., Vijith H., Abinod S., Geetha N., 2012. Estimation of soil erosion risk in a small mountainous sub-watershed in Kerala, India, using RUSLE and geoinformation technology. Geoscience Front 3(2): 209–215.

Probst J.L., et Amiotte Suchet P., 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb. Hydrol. Sci. J., 37 (6), 621-637.

Rabhi J., 1997. Etude hydrologique et aménagements du haut bassin versant de Merguellil (centre de la Tunisie). Mém d'ingénieur. INA de Tunisie. 84 p.

Ramoul S., Cemali N., Makkoui Z., Righi S., 2014. La cartographie multifactorielle de la dégradation de sol dans le bassin versant de l'Oued El Klab, Haute Plaine d'Est Algérien. *International Journal of Environment and Water*, 3/1 : 108-115.

Remini B., 2008. La surélévation des barrages: une technique de lutte contre l'envasement—exemples algériens. *La Houille Blanche*, 5, 103–108.

Remini W., Remini B., 2003. La sédimentation dans les barrages de l'Afrique du nord. *Larhyss Journal*, 02, 45- 54.

Renard K.G., G.R. Foster G.A., Weesies J., and Porter, P., 1991. RUSLE, Revised Universal Soil Loss Equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 41, 1: 30-33.

Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). *Agricultural Handbook*, Vol 703 US Department of Agriculture, Washington, pp 1–251.

Roche M., 1963. Hydrologie de surface. Paris, Gauthier - Villars. 430 p.

Rodier J.A., Colombani J., Claude J., et Kallel R., 1981. Le bassin de la Mejerdah. Chap. 2.5 : La qualité des eaux. Coll. Monographies hydrologiques ORSTOM, 6, 383-434.

Roose E., 1973. Dix-sept ans de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de Basse Côte d'Ivoire. ORSTOM, Abidjan, 12p. Thèse Doc. Ing. Fac. Sci. Abidjan, no 20.

Roose E., 1980. Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières naturelles ou cultivées. Thèse Doctorat es Sciences, Université d'Orléans, 587 p. in : Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, no 130, 569p.

Roose E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols, *Bulletin pédologique de la FAO*, 70 p.

Roose E., 1996. Land husbandry, components and strategy. UN/FAO Soil Bulletin 70, Montpellier.

Roose E., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazour M., Morsli B., 1993. Erosion en nappe et ruissellement en montagne algérienne. *Cah. ORSTOM Pédol.* 28,2 : 289-308.

Roose E., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazour M., et Morsli B., 1996. Recherches sur la réduction des risques d'érosion par la GCES en moyenne montagne méditerranéenne algérienne, Ch. ORSTOM, Seri. Pédol, Vol XXXVIII n°2 : 289- 307.

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 E., De Noni G., Lamachère J.M., 1998. L'érosion à l'ORSTOM: 40 ans de recherches multidisciplinaires. *Bulletin Réseau Erosion*, 1998, p. 54-66.

Roose É., De Noni G., 2004. Recherches sur l'érosion hydrique en Afrique : revue et perspectives. *Sécheresse*, vol. 15, n° 1, p. 121-129.

Roose E., Khamsouk B., Lassoudière A., Dore I.M., 1999. Origine du ruissellement et de l'érosion sur sols bruns à halloysite de M artinique. Premières observations sous bananiers. *Bull Réseau Erosion*, 19, 139-47.

Sabir M., 2002. Quelques techniques traditionnelles de gestion de l'eau et de lutte antiérosive dans le bassin versant de Sidi Driss, Haut Atlas Central, Maroc. *Bull Réseau Érosion*, 21, 224-231.

Sadiki A., Bouhlassa S., Saïdati J., Auajjar A., Faleh et Macaire J.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, n° .26, pp. 69-79.

Salhi Ch., Touaibia B., Zeroual A., 2013. Les réseaux de neurones et la régression multiple en prédiction de l'érosion spécifique: cas du bassin hydrographique Algérois-Hodna-Soummam (Algérie). *Hydrological Sciences Journal*, 58/7 : 1383–1399.

Sauvadet M., Raclot D., Ben Slimane A., Le Bissonnais Y., 2012. Déterminisme du ruissellement et de l'érosion hydrique de la parcelle au versant en milieu méditerranéen marneux. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques Vétérinaires* 1, 41-46.

Serrat P., Ludwig W., Navarro B., Blazi J.L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : La Têt (France). *Géosciences de surface*, 333, 389-397.

Sherbinin A., 2002. "Land-Use and Land-Cover Change," A CIESIN Thematic Guide, Palisades, NY: Center for International Earth Science Information Network of Columbia University. Retrieved from <http://sedac.ciesin.columbia.edu/tg/guide>

Shérer J.C., 1977. Une méthode d'extrapolation dans l'espace de données pluviométriques moyennes. Application à une partie des Vosges. *Recherches Géographiques*, Strasbourg, 4 : 69-85.

Simpson G.D.H., and Schlunegger F., 2003. Topographic evolution and morphology of surfaces evolving in response to coupled fluvial and hillslope sediment transport, *J. Geophys. Res.*, 108(B6), 2300, doi:10.1029/2002JB002162.

Sisti C.P.J., dos Santos H., Kohhann R., Alves B.J.R., Urquiaga S., Boddey R.M., 2004. Change in carbon and nitrogen stocks in soil under 13 years of conventional or zero tillage in southern Brazil. *Soil & Tillage Research*, 76, 39-58.

Snoussi M., 1988. Nature estimation et comparaison des flux de matière issus des bassins versants de l'Adour (France), du Sebou, de l'Oum-Er-Rbia et du Sous (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. Mémoire de l'institut de Géologie du Bassin de l'Aquitaine, no 22, Bordeaux, France

Sogetha 1968. Les ouvrages en gabion, techniques rurales en Afrique, 58 p.

Sogreah 1967. Étude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. Dossier. Alger : Ministère de l'Agriculture et de la Réforme agraire.

Soler M., et al., 2007. Frequency–magnitude relationships for precipitation, stream flow and sediment load events in a small Mediterranean basin (Vallcebre basin, eastern Pyrenees), *Catena*, 71, 164–171.

Soti V., 2003. Apport de la télédétection spatiale à la gestion intégrée du 'lagon' de Saint-Gilles / La Saline à l'île de la Réunion : Un exemple d'application : cartographie et suivi des zones susceptibles à l'érosion entre 1995 et 2002 par intégration des données SPOT. Montpellier, Mastère SILAT (Engref-Ensam-INAPGIGN) 35 p. et annexes.

Souadi T., King C., Le Bissonais Y., Bourguignon A., Souche`re V., Denis L., Lecour A., Maurizo R., 2000. Atlas régional de l'Aléa érosion en Haute Normandie. BRGM Report RP50454-FR.

Soutter M., Mermoud A., Musy A., 2007. Ingénierie des Eaux et du Sol : Processus et Aménagements. Lausanne, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 316 p.

Strand R.I., & Pemberton E.L., 1982. RESERVOIR SEDIMENTATION: Technical Guideline for Bureau of Reclamation. Sedimentation and river hydraulics section, Hydrology Branch, Division of planning technical services, Engineering and research center, Denver Colorado, 55 p.

Strakhov N.M.N., 1967. Principles of lithogenesis. Vol.1. Oliver & Boyd, Edinburgh, UK.

Tavares J.P., 2010. Erosion des sols du Cap Vert : processus et quantification à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Département des sciences de la terre et de l'environnement, France, 227 p.

Terfous A., Megnounif A., et Bouanani A., 2001. Étude du transport solide en suspension dans l'oued Mouillah. *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-87.

Tixeront J., 1960. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. In: Assemblée générale de Helsinki. Wallingford, UK: IAHS Press, IAHS Publ. 53, 26–42.

- Touaibia B., 2000.** Erosion – Transport – Envasement de barrage : cas du bassin versant de l'Oued Mina-Wilaya de Relizene. Thèse de Doctorat d'état en sciences agronomiques, 175 p.
- Touaibia B., Aidaoui A., Gomer D., et Achite M., 2001.** Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride de l'Algérie du Nord. *Hydrol. Sci. J.*, 46 (1), 41-53.
- Touaibia B., 2010.** Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Sécheresse*, 21(4), 333-335.
- Touat S., 1989.** Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. *Revue Eaux et Sols de l'Algérie*, 2 : 48-54.
- Toumi S., 2013.** Application des Techniques Nucléaires et de La Télédétection à l'étude de l'érosion hydrique dans le bassin versant de L'oued Mina. Thèse doctorat en science. ENSH.
- Toy T.J., Foster G.R., Renard K.G., 2002.** Introduction Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control. John Wiley & Sons, New York, pp. 1–23.
- Valentin C., 1981.** Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région sub désertique Agadez. Rep. du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse Paris, 213 p.
- Verheijen F.G., Jones R.J., Rickson R.J., Smith C.J., 2009.** Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews*, 94(1), 23-38.
- Vezena K., et Bonn F., 2006.** Modélisation et analyse de la dynamique spatio-temporelle des relations société – érosion et pollution diffuse en milieu agricole – étude de cas en Vietnam et au Québec; Interaction Nature-Société, analyse et modèles. UMR6554 LETG, LaBaule, 6 p.
- Walling D.E., Webb B.W., 1981.** The reliability of suspended load data. In: *Erosion and Sediment transport measurement*. IAHS Publ., 133, 177-194.
- Willams G.P., 1989.** Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111: 89-106.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1978.** Predicting Rainfall Erosion losses, Agriculture Handbook no. 537, US Department of Agriculture. Washington DC. USA. 62p.
- Wood P.A., 1977.** Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sussex, England. *Sedimentology* 24: 437-445.
- Xu Y.Q., Peng J., Shao X.M., 2009.** Assessment of soil erosion using RUSLE and GIS: a case study of the Maotiao River watershed, Guizhou Province, China. *Environ. Geol.* 56, 1643–1652.
- Yair A., Goldberg H.L., and Bryan R.B., 1980.** Present and past geomorphic evidences in the development of a badlands landscape: Zin Valley, Northern Negev, Israel., Sahara and

surrounding sea; sediments and climatic changes, Proc. symposium, Mainz, 1979, pp. 125-135.