



*Ministère De l'Enseignement Supérieur
Et De La Recherche Scientifique*

**Université Aboubekr Belkaid, Tlemcen
Faculté de Technologie
Département d'hydraulique**



**THÈSE DE
DOCTORAT LMD**

Présentée par

BOUCHEKARA Badreddine

**L'érosion des sols et la dynamique du carbone
sur les versants méditerranéens algériens:
utilisation des isotopes radioactifs**

Soutenue le 12/05/ 2021 devant le jury composé de :

Chiboub F. Abdelghani	Professeur Univ. Tlemcen	Président
Habi Mohammed	Professeur Univ. Tlemcen	Directeur de Thèse
Morsli Boutkhil	MRA INRF Tlemcen	Co- Directeur
Benkhelifa Mohamed	Professeur Univ. Mostaganem	Examineur1
Berreksi Ali	MCA Univ. Bejaia	Examineur2



INSTITUT NATIONAL DE
RECHERCHE FORESTIERE (INRF)



CENTRE DE RECHERCHE
NUCLEAIRE D'ALGER (CRNA)

Année universitaire : 2021-2022

العنوان

تآكل التربة وديناميكية الكربون في الأحواض المائية الجزائرية: استخدام النظائر المشعة.

ملخص

يعاني الحوض المائي لوادي فرقوق من تآكل شديد بالمياه مرتبط بمزيج من عدة عوامل طبيعية مواتية مثل عدوانية هطول الأمطار وهيمنة الصخور الناعمة. يبرز التدخل البشري في هذه البيئة الضعيفة هشاشتها من خلال إزالة الغطاء النباتي وتدهوره وزراعة الأراضي شديدة الانحدار.

نموذج RUSLE هو مزيج من خمسة عوامل محددة تصف خصائص الحوض المائي. تُستخدم بيانات الاستشعار عن بعد ونظام المعلومات الجغرافية لتقييم ورسم خريطة لكل عامل على حدة. إن دمج الخرائط في نظام المعلومات الجغرافية يجعل من الممكن تحديد تأثير كل الموضوعية لعوامل نموذج RUSLE عامل في فقدان التربة، وتصنيف مناطق التعرية حسب الأهمية النسبية، وتحديد مقدار خسارة التربة في التجريبي أن الانجراف يسجل بحد الحوض. تُظهر خريطة خسائر التربة بواسطة نموذج RUSLE التجريبي ان الانجراف يسجل بحد أقصى 45.45 طنًا هكتارًا في العام بمتوسط 24.02 طنًا للهكتار في العام.

تم استخدام طريقة أخرى تعتمد على توزيع السيزيوم 137 للنظائر المشعة للتحقق من صحة النتائج التي تم الحصول عليها عن طريق الاستشعار عن بعد ونظام المعلومات الجغرافية، وقد أجريت الدراسة على موقع مرجعي وموقع تجريبي زراعي. تم أخذ مائة وثمانية وثلاثين (138) عينة من الموقع التجريبي على طول مقطعي بمنحدر يصل إلى 18 ٪ على طول اتجاه الزراعة، تم جمعها من العمق والسطح. تم أخذ أربعة عشر (14) عينة أخرى بعمق في الموقع المرجعي. بعد ذلك، تم قياس العينات باستخدام سلسلة مطياف قاما لتحديد التقدير المكاني للسيزيوم 137 في التربة. تُظهر خسائر التربة التي تم الحصول عليها من خلال تطبيق نماذج التحويل المختلفة للسيزيوم 137 أن أعلى الخسائر يتم تسجيلها بواسطة النموذج MP مايقارب 67.95 طنًا هكتارًا في عام واحد، وسجلت نماذج MBI قيمًا تصل إلى 39.95 طنًا في العام.

من خلال التحقيق في خصائص مخاطر التعرية، من حسابات خسائر التربة باستخدام نموذج RUSLE التجريبي والنظائر المشع. نلاحظ أن عواقب التعرية في مستجمعات المياه في وادي فرقوق متعددة إفقار التربة وتدهور قيمة أراضيها، فقدان التنوع البيولوجي وتدهور المياه السطحية بسبب التركيز العالي للجزيئات المعدنية والعضوية الممزقة من التربة، مما يتسبب في ترسيب سد فرقوق وتلوثه. كل هذه المعايير ستؤدي إلى تدهور نوعية حياة السكان

الكلمات المفتاحية: جبال بني شقران - خطر التعرية- توازن الرواسب ¹³⁷Cs - RUSLE -

Title

Soil erosion and carbon dynamics on the Algerian Mediterranean slopes: use of radioactive isotopes.

Abstract

The Fergoug Wadi watershed is going through intense water erosion linked to the combination of several favorable natural factors such as the brutality of rainfall and the soft rocks predominance. Human intervention in this vulnerable environment accentuates its fragility through the clearing and the plant cover degradation and the farming of steeply sloping land.

The RUSLE model is the combination of five specific factors that describe the watershed characteristics. Remote sensing data and GIS are used to assess and map each factor individually. The integration of thematic maps of the RUSLE model factors in the GIS makes it possible to identify the impact of each factor in soil loss, to classify the areas of erosion by relative importance, and to quantify the soil loss in the basin. The soil losses map, by the empirical RUSLE model, shows that erosion records a maximum of $45.45 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{year}^{-1}$ with an average of $24.02 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$.

Another method based on the distribution of ^{137}Cs radioisotope was used to validate the results obtained by remote sensing and GIS. The study was carried out on a reference site and an agricultural-type experiment site. One hundred and thirty eight (138) samples were taken, 40 cm deep and from the surface, at this site along a with an up to 18% slope transect along the direction of cultivation. Fourteen (14) other samples were taken (40 cm deep) in the reference site. Subsequently, the samples were measured using a gamma spectrometry chain to determine the ^{137}Cs spatial quantification in the soil. The soil losses obtained by applying the different ^{137}Cs conversion models show that the highest losses are recorded by the proportional model. In this method, this is an erosion of approximately $67.95 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{year}^{-1}$, the Mass-Balance I model records values which reach $39.95 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{year}^{-1}$.

Through the risk of erosion peculiarities investigation, via soil losses calculations using the empirical RUSLE model and the radio-tracer (^{137}Cs), we note that the erosion consequences, at the of the Fergoug wadi watershed level, are numerous: soils impoverishment and degradation of their land value, a loss in the biodiversity, a decrease in the surface water quantities caused by the siltation of the Fergoug dam, and its pollution and eutrophication by the high concentration of mineral and organic particles torn from the ground. All these parameters will consequently cause damage to the populations' quality of life.

Key words: Beni Chougrane Mounts - Erosion Risk - ^{137}Cs - RUSLE model - Sediment balance.

Titre

L'érosion des sols et la dynamique du carbone sur les versants méditerranéens Algériens: utilisation des isotopes radioactifs.

Résumé

Le bassin versant de l'oued Fergoug connaît une érosion hydrique intense liée à la conjugaison de plusieurs facteurs naturels favorables tels que la brutalité des précipitations et la prédominance des roches tendres. L'intervention humaine dans ce milieu vulnérable accentue sa fragilité par le défrichement et la dégradation du couvert végétal et la mise en culture de terrains en pente forte.

RUSLE est la combinaison de cinq facteurs spécifiques qui décrivent les caractéristiques du bassin versant. Les données de télédétection et les SIG sont utilisés pour évaluer et cartographier chaque facteur individuellement. L'intégration des cartes thématiques des facteurs du modèle RUSLE dans le SIG permet de cerner l'impact de chaque facteur dans les pertes en sol, de classer par importance relative les zones d'érosion, et de quantifier les pertes en sol dans le bassin. La carte des pertes en sols par le modèle empirique RUSLE montre que l'érosion enregistre un maximum de $45.45 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ avec une moyenne de $24.02 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$.

Une autre méthode basée sur la distribution de radio-isotope ^{137}Cs a été utilisée afin de valider les résultats obtenus par la télédétection et les SIG. L'étude a été réalisée sur un site de référence et un site d'expérimentation de type agricole. Cent Trent huit (138) échantillons ont été prélevés sur le site d'expérimentation le long d'un transect d'une pente allant jusqu'à 18% le long de la direction de culture, prélevés en profondeur et de surface. Quatorze (14) autres échantillons ont été prélevés en profondeur dans le site de référence. Par la suite, les échantillons ont été mesurés à l'aide d'une chaîne de spectrométrie gamma afin de déterminer la quantification spatiale du ^{137}Cs dans le sol. Les pertes en sol obtenues par application des différents modèles de conversion du ^{137}Cs , montrent que les pertes les plus élevées sont enregistrées par le modèle proportionnel. Il s'agit d'une érosion d'à peu près $67.95 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$, le modèle Mass-Balance I enregistre des valeurs qui atteignent $39.95 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$.

À travers l'enquête des particularités du risque de l'érosion, via les calculs des pertes en sol au moyen du modèle empirique RUSLE et du radio-traceurs (^{137}Cs). On note que les conséquences de l'érosion au niveau du bassin versant de l'oued Fergoug sont multiples ; un appauvrissement des sols et la dégradation de leur valeur foncière, une perte de la biodiversité, une dégradation de l'eau de surface par la concentration élevée des particules minérales et organique arraché du sol, provoquant tant l'envasement du barrage Fergoug, que sa pollution et son eutrophisation. Tous ces paramètres vont par provoquer une dégradation de la qualité de vie des populations.

Mots clés : Monts de Beni Chougrane - Risque d'érosion - RUSLE, Balance des sédiments - ^{137}Cs

Remerciements

Je rends grâce à **Allah** de m'avoir donné le courage et la volonté afin de rédiger ce modeste travail que je souhaite qu'il soit estimable et réussi.

Je remercie tout d'abord **M. HABI Mohammed**, professeur à l'Université de Tlemcen, mon directeur de thèse. Son aide et son soutien, même dans les conditions les plus difficiles, m'ont été très précieux. Ce travail n'aura pas abouti sans les conseils éclairés, les directives pertinentes et le soutien de **M. MORSLI Boutkhil**, Maître de Recherche A et Directeur d'Unité de Recherche à l'INRF-Tlemcen, mon Co-encadreur qui m'a accordé sa confiance en acceptant d'encadrer ce travail.

Je remercie vivement **M. CHIBOUB FALAH Abdelghani** professeur à l'Université de Tlemcen d'avoir accepté de présider le jury et de m'honorer de sa présence à ma soutenance.

Mes sincères remerciements à **M. BENKHELIFA Mohamed** professeur à l'université Abdelhamid Ibn Badis Mostaganem d'avoir accepté d'examiner ce projet.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à **M. BERRIKSI Ali** professeur à la Faculté de Technologie de Bejaia qui a bien voulu me faire le plaisir d'être examinateur de ce travail.

Je remercie infiniment **M. AZBOUCHE Ahmed**, chercheur au Centre de Recherche Nucléaire d'Alger, pour son aide précieuse, sa patience, ses directives pertinentes et le temps qu'il nous a consacré.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à toute l'équipe de l'INRF de Tlemcen et surtout à **M. REGAGBA Mohamed (MRB)**, **M. MEGHRAOUI Maamar (MRB)**, **M. SELADJI Abdelhakim, (AR)** et **M. HAMOUDI Abdelkrim (Directeur Adjoint)** à l'Institut National de la Recherche Forestière pour leurs immense soutien et la confiance qu'ils m'ont témoignée pour la finalisation de cette thèse.

Nous tenons à remercier également **M. BELAMRI Mohamed** et **M. MOULLA Adnan**, chercheurs au Centre de Recherches Nucléaires d'Alger, pour leurs soutien dans ce travail. Mes remerciements s'adressent également à toute l'équipe du laboratoire du CRNA et particulièrement **M. BOUSSAHOUL Fares**, **Mme MELZI Zahida**, **Melle GOUASMIA Sabrina**, **Melle CHORFI Hadjer**.

Je souhaite également remercier **M. GACEM Farid** et ses collègues de l'Institut National des Sols de l'Irrigation et du Drainage (INSID) de la Wilaya de Rélizane.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance et mes sincères remerciements au Centre Technique Spatiale d'Arzew (CNTS), notamment aux **M. DEHNI Abdellatif**, **M.MANSOUR Djamel**.

Enfin je remercie tous les ami(e)s qui ont aidé de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail : À mon cher papa **L'Hajj Mohammed** qui a sué sang et eau pour que je réussisse, À ma chère maman **F.Z** qui s'est dévoué corps et âme toute sa vie pour voir le docteur en moi, Je l'espère en tout cas "si dieu le veut".

À mes sœurs **L** à mes Frères, **Amine, Mourad, Houcin et Brahim**

A ma femme **S** et ma fille **Fatima El Zahraa**

À ma très chère amie **L'Hajj Mostapha Benachir, Allem baghdad et Abdelkader elouissi**

Badreddine. BOUCHEKARA

Liste des abréviations

^{137}Cs : Césium 137

ABH: Agence du Bassin Hydraulique.

ANOVA: Analyse de variance

ANRH: Agence National des Ressource Hydrique

C.V: Coefficient de variation

CNTS: Centre Technique Spatiale d'Arzew

CRNA: Centre des Recherches Nucléaire d'Alger

D S : Déviation Standard

Dd : La densité de drainage

DRS : Défense et Restauration des Sols

DPAT: Direction de la Programmation et du suivi Budgétaires

FAO: Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture

GLASOD: Evaluation Mondiale de la Dégradation des Sols induite par l'Homme, en français

GEMI : Global Environment Monitoring Index

INRF : Institut National de Recherches Forestières

INSID: Institut National des Sols de l'Irrigation et du Drainage

I-D-F : Intensités-Durées-Fréquences

Ig: Indice de pente global en m.km-1

AIEA: Agence internationale de l'énergie atomique

KG : Indice de compacité de Gravelius et Horton

Max : Maximum

MBM I : Modèle masse-balance 1

Min : Minimum

MNT : Modèle numérique de terrain

MO : Matière organique

Moy : Moyenne

n : Nombre d'entité

NDVI : Normalised Difference Vegetation Index

T A D: Territoire Aménagement et Développement

ONM: Office National Météorologique

RUSLE : Equation universel des pertes en sol révisé

SIG : Système d'information géographique

USLE : Equation universel des perte

Liste des figures

Figure 1: Estimation globale de la dégradation des terres d'après le programme GLASOD	6
Figure 2: Situation du bassin versant de l'Oued Fergoug dans le contexte de Mactaa	20
Figure 3: Situation du bassin versant de l'oued Fergoug dans le contexte naturel, Carte géologique interprétative	21
Figure 4: carte morphologie du bassin versant d'Oued Fergoug	23
Figure 5 : Cartes des indices démographiques dans le bassin versant de l'oued Fergoug.	25
Figure 6 : Localisation des stations pluviométriques	27
Figure 7 : Courbe des pluies moyennes annuelle	29
Figure 8: Courbes annuelles des précipitations moyennes mensuelles aux stations sélectionnées dans la région d'étude.	30
Figure 9: courbes Pluie- Durée- Fréquence (PDF)	32
Figure 10: courbes Intensité- Durée- Fréquence (IDF)	32
Figure 11: Carte des polygones de Thiessen	34
Figure 12: Carte des précipitations selon la méthode des isohyètes.	37
Figure 13 : L'indice d'aridité de Martonne et les indices mensuelles d'aridité entre 1972 et 2015.	40
Figure 14 : Digramme ombrothermique entre 1994 et 2015	41
Figure 15 : modification sur le climagramme d'Emberger. Position de Mascara et de quelques localités d'Oranie	42
Figure 16 : Carte des étage bioclimatique des monts de beni chougrane (EURL- T.A.D-Territoire Aménagement et Développement, 2008)	43
Figure 17 : Contexte géoclimatique du bassin de l'oued Fergoug	44
Figure 18 : Carte d'exposition des versants	45
Figure 19 : Répartition des faciès lithostratigraphiques en fonction des âges attribués	49
Figure 20: Cadre géologique du bassin versant de l'oued Fergoug	50
Figure 21 : Cartes de la réponse spectrale TM (7.5.1)	52
Figure 22 : Cartes de répartition des sols de bassin d'Oued Fergoug	55
Figure 23 : Quelques exemples d'espèces végétales présentes sur le bassin versant du Fergoug.	58
Figure 24: Carte d'occupation des sols	59
Figure 25: Présentation de quelques cultures pratiquées sur le bassin versant du Fergoug	60

Figure 26 : Pourcentage d'occupation des sols	61
Figure 27 : Cartes NDVI du bassin versant de l'oued Fergoug de 2001 et 2016	64
Figure 28: Rectangle équivalent du bassin versant de l'oued Fergoug	66
Figure 29 : La courbe des altitudes	68
Figure 30: Carte hypsométrique du bassin versant de l'oued Fergoug	69
Figure 31: La courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Fergoug	70
Figure 32 : Courbes hypsométrique et profile d'un cour d'eau	70
Figure 33: Carte de répartition des pentes	73
Figure 34: Courbe des tendances de pentes	74
Figure 35: Photo du barrage de Fergoug	77
Figure 36: Carte du réseau hydrographique du bassin versants de l'oued Fergoug.	78
Figure 37: Profil en long de l'oued Fergoug	80
Figure 38 : Érosion en nappe (pente forte et pente faible)	82
Figure 39: Présence de végétation sur monticules de terre	82
Figure 40 : Formes linéaire de l'érosion au niveau de Fergoug (Griffes et rigoles, ravine et ravinement généralisé)	83
Figure 41 : ravinement généralisé de type badlands	83
Figure 42: Cas de glissement au niveau d'Ouled Ouiss (Mamonia)	83
Figure 43: Sapement des berges à l'aval de Fergoug	84
Figure 44: transport des matériaux de grande taille par l'oued Fergoug	84
Figure 45: Destruction la route entre Ain fares et village El Feragig	84
Figure 46: Organigramme méthodologique générale	88
Figure 47 : Classification des structures des sols	92
Figure 48 : Code de perméabilité des sols	92
Figure 49: Organigramme méthodologique RUSLE adopté	96
Figure 50: Technique nucléaires pour évaluer les processus d'érosion	99
Figure 51 : Organigramme méthodologique adopté pour la méthode ¹³⁷Cs	103
Figure 52 : Présentation de l'échantillonnage des transects.	106
Figure 53 : Exemples d'échantillonnages – Références et site d'étude.	107
Figure 54: Cadran d'échantillonnage et Segmentation de la carotte	107
Figure 55: Localisation du site étudié dans le contexte du bassin versant de l'oued Fergoug	108

Figure 56 : Pipette Robinson	109
Figure 57: Conductimètre, ph mètre	109
Figure 58: Détermination du carbone organique par oxydation sulfochromique	110
Figure 59: Chaîne de spectrométrie gamma utilisée dans cette étude	111
Figure 60: Courbe d'étalonnage en énergie du détecteur.	114
Figure 61: Courbe d'étalonnage de l'efficacité du détecteur	115
Figure 62: Spectre d'un échantillon	115
Figure 63: localisation des sites d'échantillonnage	120
Figure 64: Carte d'érodibilité	122
Figure 65: Carte d'érosivité	123
Figure 66 : Carte des longueurs de pente	124
Figure 67: Carte du facteur C	126
Figure 68: Carte des pratiques antiérosives	127
Figure 69: Carte des pertes en terres	131
Figure 70: Diagramme de distribution de fréquence	132
Figure 71: Analyse des tendances des pertes en terres	132
Figure 72: Courbe et nuage de points du Modèles de régression multiple des pertes en terre et des facteurs causaux	135
Figure 73: Les variations en profondeur des propriétés physico-chimiques	141
Figure 74: Distribution en profondeur du ^{137}Cs dans le site d'études	143
Figure 75: Distribution du ^{137}Cs dans le transect 1	146
Figure 76: Distribution du ^{137}Cs dans le transect 2	147
Figure 77: Distribution du ^{137}Cs dans le transect 3	148
Figure 78: Profil de distribution du ^{137}Cs au niveau de la carotte du site de référence.	150
Figure 79: Distribution de l'activité spécifique du ^{137}Cs sur les points de surface	150
Figure 80: Relation entre le ^{137}Cs et les éléments granulométrique du sol	152
Figure 81: Variation de l'activité du ^{137}Cs- et la teneur en argile au niveau du transect T1	153
Figure 82: Variation de l'activité du ^{137}Cs et la teneur en argile au niveau du transect T2	154
Figure 83: Variation de l'activité du ^{137}Cs et la matière organique au niveau du transect T1	155
Figure 84: Variation de l'activité du ^{137}Cs et la matière organique au niveau du transect T2	155

Figure 85: Relation entre le ^{137}Cs et la matière organique.	
Figure 86 : Analyse de variance de la distribution du ^{137}Cs avec les facteurs physiographiques	156
Figure 86 : Analyse de variance de la distribution du ^{137}Cs avec les facteurs physiographiques.	157
Figure 87: Pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau de transect T1	159
Figure 88: Pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau de transect T2	159
Figure 89: Pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau de transect T3	160
Figure 90: Balance des sédiments par application des modèles proportionnel et MBM I (Transect T1)	163
Figure 91: Balance des sédiments par application des modèles proportionnel et MBM I (Transect T2)	164
Figure 92: Balance des sédiments par application des modèles proportionnel et MBM I (Transect T3)	165
Figure 93: Analyse de comparaison des résultats des modèles de conversion.	167

Liste des tableaux

Tableau 1: Caractéristiques de la population des communes étalé sur le Bassin de Fergoug	24
Tableau 2 : Coordonnées des stations pluviométriques du bassin versant de Fergoug	27
Tableau 3 : Statistique basique des précipitations mensuelles	30
Tableau 4: Stations et moyenne pluviométrique selon la méthode de Thiessen	35
Tableau 5: Moyennes pluviométriques des précipitations (Méthode des Isohyètes)	36
Tableau 6: La lame d'eau moyenne	38
Tableau 7 : Moyennes mensuel des températures à Mascara entre 1977 et 2016	39
Tableau 8: Résultats de l'évaluation des types d'occupation du sol en 2001 et 2016	63
Tableau 9 : fréquences et des pourcentages cumulés au-dessus de la limite inférieure	68
Tableau 10 : Pourcentage et pourcentage cumulé des classes de pentes	74
Tableau 11 : Classification du relief en fonction de Ig selon l'ORSTOM	76
Tableau 12: Valeurs de référence du facteur P selon les pentes et l'utilisation de surface	95
Tableau 13 : Etalonnage en énergie de la chaine de spectrométrie gamma	113
Tableau 14 : Efficacité du détecteur pour la géométrie cylindrique	114
Tableau 15: résultats d'analyse et érodibilité ($K (t ha h ha^{-1} MJ^{-1} mm^{-1})$) des sites	120
Tableau 16: statistiques sommaires des variables de données Y, R, K, LS, C et P	133
Tableau 17: coefficients de corrélation de Pearson entre les facteurs	134
Tableau 18 : Statistiques sommaires des caractéristiques physicochimiques des sols	140
Tableau 19: Statistiques sommaires des activités et inventaires du ^{137}Cs	143
Tableau 20: Statistiques sommaires des propriétés physicochimiques dans le transect 1	145

Tableau 21: Statistiques sommaires des propriétés physicochimiques dans le transect 2	146
Tableau 22: Statistiques sommaires des propriétés physicochimiques dans le transect 3	147
Tableau 23: Activité du ^{137}Cs dans le site en fonction de la profondeur	149
Tableau 24: Inventaire du ^{137}Cs dans les différents points de prélèvement	151
Tableau 25: Statistiques sommaires de pertes issues des différents modèles de conversion	166
Tableau 26: Test t pour deux modèles	166

Table des matières

Résumé	I
ملخص	II
Abstract	III
Remerciement	IV
Dédicaces	V
Liste des abréviations	VI
Liste des figures	VII
Liste des tableaux	VII
Table des matières	IX
Inroduction générale	1
<i>Partie. I</i>	
Chapitre. I : Érosion hydrique	
I. Erosion hydrique	4
1. Problématique au niveau mondial et méditerranéen	6
2. Problématique au niveau du bassin versant de Oued Fergoug	9
3. Méthodes d'étude du risque de l'érosion	10
4. Les modèles à base empirique	11
4.1. Equation Universelle de Perte en sol de Wischmeier et Smith	11
4.2. Modèle « Water Prediction Project »	14
4.3. Modèle évènementiel « KINematicRunoff and Erosion	14
4.4. Les modèles à base physique	14
5. Mesures de terrain	15
5.1. Parcelles d'érosion de 100 m ²	15
5.2. Mesures par l'étude de la sédimentation dans les retenues	16
5.3. Simulation de pluie	16
6. Bilan des études sur la quantification de l'érosion	17
Chapitre. II : Présentation de la zone d'étude et des facteurs causaux de l'érosion	

Introduction	19
I. Le facteur anthropique	24
II. Le facteur climatique	26
1. Les précipitations	28
1.1. Précipitations annuelles	28
1.2. Précipitations moyennes mensuelles	29
1.3. Intensité des précipitations torrentielles	31
1.4. Évaluation de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin	33
1.4.1. Méthodes des des polygones de Thiessen	34
1.4.2. Methodes des isohyètes	35
1. 4. 3. Estimation de la lame d'eau moyenne	38
2. Études des températures moyenne mensuelle	38
3. Etages bioclimatiques	39
3.1. L'indice d'aridité annuelle de Martonne et les indices mensuelles d'aridité	39
3.2. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1957)	40
3.4. Quotient pluviothermique d'EMBERGER	41
4. Exposition des versants	44
III. Le facteur géologique	46
1. Géologie et lithologie du bassin versant de l'Oued Fergoug	47
2. Répartition des faciès lithostratigraphiques au niveau de bassin versant de Fergoug	47
2.1. Marne d'âge crétacé	48
2.2. Marnes d'âge éocène	48
2.3. Marnes et grés d'âge miocène (marnes et grés de l'Aquitaniens)	48
2.4. Grés en banc massif de l'Helvétien	48
2.5. Marnes tortoniennes	48
IV. Le facteur pédologique	51

1. Les sols calcimagnésiques et brunifiés _____	53
2. Les sols peu évolués _____	53
3. Les sols Fersiallitiques _____	54
4. Vertisols _____	54
V. Couverture naturelle et occupation de sol _____	56
1. Végétation naturelle _____	56
2. Occupation des sols _____	58
3. Étude diachronique du couvert végétal de 2011 à 2016 _____	61
VI. Les facteurs morpho-métriques du bassin versant de l'Oued Fergoug	65
<hr/>	
1. Indices de compacité de Gravelius et de Horton _____	65
2. Le rectangle équivalent _____	66
3. Les caractéristiques du relief _____	67
3. 1. Répartition des altitudes _____	67
3. 2. La courbe hypsométrique _____	68
4. Temps de concentration _____	71
5. Étude de la pente _____	71
5. 1. Répartition des pentes _____	72
5. 2. Pente moyenne du bassin versant _____	75
5. 3. Indice de pente global _____	75
6. Réseau hydrographique _____	76
6. 1. L'ordre des cours d'eau _____	76
6. 2. Caractéristiques de la pente hydrographique ou profil en long des principale cours d'eau _____	79
6. 2. 1. La densité du drainage _____	80
VII. Paysages et observations visuelles de l'érosion sur les Monts de Beni chougrane (Effets visibles de l'érosion hydrique) _____	81
Conclusions et discussions _____	84
Chapitre. III : Matériel et méthodes _____	99

I. Méthodes d'évaluation de l'érosion	87
1. RUSLE pour la quantification des pertes en sol	88
1.2. Les facteurs du modèle d'érosion	90
1.2.1. Facteur d'érosivité des pluies R	90
1.2.2. Facteur d'érodibilité des sols K	91
1.2.3. Facteur topographique LS	93
1.2.4. Facteur de la couverture végétale C	94
1.2.5. Facteur Pratiques antiérosives P	95
2. Quantification de l'érosion hydrique par le radio-isotope ^{137}Cs	96
2.1. Les sources de production de ^{137}Cs	98
2.2. Les essais des armes nucléaires	99
2.3. Les accidents des centrales nucléaires	100
2.4. L'état de césium en milieu terrestre	101
2.4.1. Sols	101
2.4.2. Végétales	101
2.5. Technique de quantification de l'érosion hydrique par le ^{137}Cs	102
2.5.1. Méthodologie	104
2.5.2. Méthode d'échantillonnage suivie dans ce travail	105
2.5.3. Analyses et traitement des échantillons	108
2.5.4. La détection par spectrométrie gamma	110
2.5.5. Etalonnage de la chaîne	112
3. Quantification de l'érosion par le ^{137}Cs	116
3.1. Le modèle proportionnel	116
3.2. Le modèle mass-balance simplifié	118
3.4. Analyses géostatistique et statistiques multivariée de l'érosion et des facteurs causaux	119
Partie. II : Résultats et discussion	
Chapitre. IV : Modilisation de l'érosion hydrique par le modèle empirique RUSLE	

I. Modélisations des différents facteurs de l'érosion d'après le RUSLE	119
1. L'érodibilité des sols : K (t ha h ha-1 MJ-1 mm-1)	119
2. Érosivité des pluies : R (MJ mm ha-1 h-1 an-1)	122
3. Le facteur topographique (LS)	124
4. Le facteur C	125
5. Le facteur P	127
6. Pertes en terre : Y (t-1 ha-1 an-1)	128
II. Études statistiques de données issues du modèle RUSLE	133
1. Corrélation pour l'étude des relations entre les composantes de RUSLE	134
2. Régression linéaire multiple pour l'ajustement du modèle RUSLE	134
Conclusion et Discussion	135
Chapitre. V : Evaluation de l'érosion par le Césium-137	
Introduction	137
I. Principes généraux de l'étude	138
2. Caractérisation physico-chimique	139
3. Caractérisation des activités et inventaires du ¹³⁷ Cs	142
3.1. Données en profondeur	143
II. Caractérisation de la répartition du ¹³⁷Cs, des propriétés physico-chimiques et biogéographiques au niveau des transects	144
1. Caractérisation de transect 1	144
1.1. Distribution du ¹³⁷ Cs dans le transect T1	145
2. Caractérisation de transect T2	146
2.1. Distribution du ¹³⁷ Cs dans le transect T2	147
3. Caractérisation de transect T3	147
3.1. Distribution du ¹³⁷ Cs dans le transect T3	148
4. Distribution du ¹³⁷ Cs dans le site de référence	148

5. Activité spécifique du ^{137}Cs sur les points de surface _____	150
6. Inventaires du ^{137}Cs _____	151
III. Relation des facteurs physiographiques et physico-chimiques avec les activités du ^{137}Cs _____	151
1. Régression pour l'étude des relations du ^{137}Cs et la composition granulométrique _____	151
2. La variation de ^{137}Cs en fonction de la profondeur _____	153
3. Comparaison de la variation du ^{137}Cs et la matière organique en fonction de la profondeur _____	154
4. Régression pour l'étude des relations du ^{137}Cs et la matière organique _____	155
5. Analyse de variance de la distribution du ^{137}Cs avec les facteurs physiographiques _____	156
IV. Conversion de l'activité en érosion _____	157
1. L'inventaires de référence (Bq m^{-2}) _____	157
2. Le pourcentage de réduction du ^{137}Cs _____	158
2.1. Transect T1 _____	158
2.2. Transect T2 _____	159
2.3. Transect T3 _____	148
3. La profondeur de labour _____	160
4. Flux de dépôt du ^{137}Cs _____	160
5. Facteur de correction de taille des particules _____	161
V. Quantification des pertes (Erosion) _____	161
1. Le modèle proportionnel _____	161
2. Le modèle masse balance 1 _____	162
3. Transects T1 _____	162
4. Transects T2 _____	163
5. Transects T3 _____	164

6.Comparaison et discussions des modèles appliqués et des résultats de quantification de la balance des sédiments	165
Conclusion	167
Conclusion générale	168
Références bibliographiques	159

Introduction générale

Introduction générale

L'eau et le sol qui constituent le capital le plus précieux pour l'homme, subissent aujourd'hui une dégradation qualitative et quantitative sans précédent (Morsli, 2015).

Plusieurs pays dans le monde sont confrontés aux risques de l'érosion des sols à des degrés divers en raison de plusieurs facteurs naturels et humains. L'érosion hydrique constitue l'essentielle cause de la dégradation des sols (Souadi, 2011) en particulier dans les zones méditerranéennes (Barthès et Roose 2001 ; Vijith et al. 2012) ; Elles sont des zones fragiles et historiquement les plus touchés par l'érosion (Bou Kheir et al.2001).

Les travaux suivants (Heush , 1970; Demmak, 1982; Meddi, 1992; Morsli, 1996; Morsli et al. 2012; Touaibia et al. 2000; Laouina et al. 2000; Roose et al. 1993) ont montré que l'érosion est très active dans les pays du Maghreb, l'ampleur de l'érosion des sols dans cette région mérite plus d'attention car elle provoque de graves dommages (FAO, 1994; Roose et al. 1998).

L'Algérie se classe parmi les pays les plus affectés dans le monde (Touaibia, 2010). Les facteurs favorisant ce phénomène sont : le climat et la torrencialité de l'écoulement de l'eau, les formations géologiques peu résistantes, la faible densité du couvert végétal, la surexploitation des terres et le surpâturage, les modes non appropriés d'utilisations des terres, le type de mécanisation agricole... Selon Gay (1995), 45% des terres agricoles ont été endommagé par l'érosion et 6 millions d'hectares sont exposés à l'érosion très active (Haddadj, 1997), avec une érosion spécifique qui varie entre 2000 et 4000 t/km² (Demmak, 1982). Ce phénomène à des répercussions majeures: une perte de terres de 20 000 à 40 000 ha/an (Ministère de l'Agriculture, 1984), une perte annuelle des eaux dans les barrages, due à l'envasement, les études montrent que dans les retenues des 57 grands barrages implantés, 45 millions de m³ de matériaux se déposent annuellement en moyenne, une dégradation des infrastructures, une subsistance des populations de plus en plus menacée par l'accélération de l'érosion (Sari, 1977), principalement dans les montagnes où se concentrent plus de 8 millions d'habitants (Taabni, 1998), une diminution de la productivité des terres et une dégradation de l'environnement.

Actuellement, l'érosion ne cesse de s'amplifier et les conséquences deviennent de plus en plus importants (Meddi, 2014, Morsli et al 2004). Afin de développer de bonnes stratégies de gestion des terres et de ressources en eaux, il est de plus en plus nécessaire d'obtenir des données quantitatives fiables sur les taux d'érosion des sols. Face à cette situation, il s'est manifesté un besoin de recherche de quantification des processus et d'analyse des facteurs conditionnels de l'érosion. Conscient de ce besoin en recherche, nous avons orienté notre travail de thèse vers l'étude et la quantification de l'érosion.

Des efforts pareils sont faits en Algérie surtout sur l'érosion naissante (Arabi et Roose, 1992; Mazour, 1992; Morsli, 1996 ; Chebbani, 1996 ; Roose et al, 1996; Morsli et al., 2004) et il n'y a pas encore des données suffisantes. La grande majorité des études a été basée sur l'utilisation des techniques traditionnelles (parcelles d'érosion, simulation de pluie,) pour

estimer l'érosion des sols mais ces méthodes ont déjà prouvé leurs limites spatiales et temporelles et demande beaucoup de moyens. Ces méthodes sont souvent coûteuses et quelquefois peu fiables en raison de la grande variabilité des terres (Collins *et al.*, 2001 et Laflen *et al.*, 1991). Il est devenu donc nécessaire de trouver des méthodes de diagnostic simples, fiables et peu coûteuses. Dans ce contexte, l'utilisation de marqueurs nucléaires peut apparaître comme une alternative ou complément essentiel aux méthodes conventionnelles (McHenry, 1968). Cette technique possède de nombreux avantages par rapport aux méthodes traditionnelles d'études de l'érosion/sédimentation (Zupanc et Mabit., 2010).

. La limitation des techniques conventionnelles pour étudier l'érosion des sols et les taux de redistribution ont encouragé le développement des techniques nucléaires tels que le césium-137 (^{137}Cs), le béryllium-7 (^7Be), etc., pour estimer l'érosion. Il existe de nombreux radionucléides environnementaux, mais seuls quelques-uns peuvent être utilisés pour retracer le mouvement des particules de sol et de sédiments. Le césium 137 présente plusieurs avantages dans ce contexte, notamment son mode d'introduction dans l'environnement, son affinité pour les particules sédimentaires et sa demi-vie (Ritchie et McHenry, 1990; Longmore et al., 1983). Ce radionucléide environnemental est actuellement très utilisé comme traceur pour documenter la redistribution des sols dans les bassins versants (Ritchie et al., 1974).

Ce travail de thèse a pour objectif la quantification de l'érosion et va être consacré essentiellement à l'utilisation de la technique du ^{137}Cs pour des estimations quantitatives des taux d'érosion des sols.

Pour atteindre notre objectif, nous avons choisi de mener cette d'étude sur le bassin versant de l'oued Fergoug (Massif de Beni Chougrane), bassin très représentatif des bassins de l'ouest algérien. En raison de sa forte érodabilité et de son impact socio-économique. Ce bassin est retenu, par l'Etat, comme bassin prioritaire sur le plan d'intervention.

La méthode suivie est une démarche pragmatique, elle consiste en deux approches. La première approche est basée sur l'utilisation du modèle (RUSLE) qui se présente sous forme d'une équation mathématique qui utilise les facteurs d'érosion comme entrées, pour estimer les pertes en sol moyennes annuelles résultantes de l'érosion en nappe et en rigole (Toy et al. 1998). L'érosion est appréhendée par une caractérisation et une quantification de chaque facteur d'érosion et par une spatialisation et une quantification de l'érosion. Cette approche est basée sur l'utilisation de l'équation universelle révisée de perte en terre (RUSLE) avec l'utilisation de la télédétection pour le calcul du NDVI. Cette approche permet d'identifier les zones les plus affectées par l'érosion et de la quantifier.

La seconde approche porte sur la quantification de l'érosion des sols à l'aide de la technique du ^{137}Cs . La méthode est basée sur des prélèvements ponctuels de sol, pour déterminer l'activité spécifique en ^{137}Cs . La différence d'activité entre les sites de prélèvements et le site référentiel permet d'estimer les mouvements des sols (Bernard *et al.*, 1998).

Par la suite nous comparerons et discuterons les résultats des différentes méthodes d'étude

aussi bien qualitatives que quantitatives de l'érosion hydrique pour apporter un plus pour le choix des méthodes adéquates pour l'étude de l'érosion dans l'environnement Algérien et mettre en évidence de façon précise les zones les plus vulnérables à l'érosion qui sont directement pourvoyeuses de sédiments, Nous souhaitons ainsi aider à la prise de décision dans le choix des zones d'interventions de lutte contre ce phénomène.

Le projet RAF5075 (projet Agence Internationale d'Energie Atomique (AIEA)/ALGERIE) et le Projet DGRSDT n° 420 menés par l'INRF et le CRNA ont constitué des supports pour ce travail de thèse.

Ce travail est présenté comme suit :

- La première partie comporte trois chapitres
 - Le premier chapitre est consacré à l'érosion hydrique
 - Le deuxième chapitre est consacré à la présentation du bassin versant, à savoir la géographie, la géologie, l'hydrologie, le climat, la pédologie, l'occupation des sols, les activités humaines, ainsi que d'autres données intervenant d'une manière ou d'une autre dans le phénomène étudié
 - Le troisième chapitre détaille la méthodologie adoptée pour mener à bien cette étude.

- La deuxième partie est consacrée à la Modélisation de l'érosion hydrique par le modèle empirique RUSLE et la quantification de la balance érosion/sédimentation par le ¹³⁷Cs, Elle est divisée en deux chapitres.
 - Le premier chapitre s'intéresse à la cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Fergoug par la méthode de RUSLE.
 - Le deuxième chapitre porte sur l'évaluation de l'érosion par le Césium-137.

PARTIE I

CHAPITRE I ÉROSION HYDRIQUE

CHAPITRE II PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE ET DES FACTEURS CAUSAUX DE L'EROSION

CHAPITRE III MATERIEL ET METHODES

Chapitre I

Érosion hydrique

I. Erosion hydrique

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

Comme en témoignent différents rapports scientifiques émanant de nombreuses institutions internationales telles que l'organisation des nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO, 2005), l'Agence européenne pour l'environnement (AEE-PNUE, 2002), environ 1 milliard de personnes n'ont pas accès à l'eau potable, l'impact de la destruction et de la dégradation des forêts (environ 580 millions ha dans le monde) induit chaque année environ 20% des émissions mondiales de CO₂ soit 1,7 Gigatonne, la terre a perdu 50% de ses zones marécageuses depuis le début du 20ème siècle, une diminution des terres labourables dans le monde qui varie chaque année entre 75 000 et 150 000 km² de terres arables, 680 millions ha de terres affectées par le surpâturage dont 20% de pâturages et terres de parcours endommagées surtout en Afrique et en Asie, une désertification qui a touché près de 40% de la surface des continents en 2010, la moitié des surfaces cultivables dans le monde soit 1,96 milliard d'hectares sont gravement dégradés par l'érosion hydrique (celle-ci fait perdre chaque année environ 25 milliards de tonnes de terres) et l'érosion éolienne, une période de grande extinction des espèces vivantes où des spécialistes prévoient que 30% des espèces pourraient avoir disparu en 2050 (FAO, 2000). Certains lacs ont presque disparu de la planète en raison de la surexploitation de leurs affluents, de même pour les rivières qui atteignent rarement la mer comme le fleuve Colorado aux Etats-Unis et le fleuve Jaune en Chine suite aux besoins accrus en hydroélectricité, des barrages et des prélèvements d'eau qui ont asséché les flux.

A cela s'ajoute aussi de graves problèmes de pollution des écosystèmes marins ainsi que des nappes phréatiques par les produits chimiques utilisés dans l'industrie, l'agriculture et les rejets des eaux usées. Le monde connaît aujourd'hui des problèmes écologiques majeurs qui occasionnent des risques sur la santé, la qualité de vie et le bien-être social et environnemental de l'homme (FAO, 1994). Celui-ci tente depuis longtemps de maintenir les potentialités du milieu rural qu'il exploite, et lutte contre leur dégradation. Le maintien et la restauration de la fertilité des sols, la lutte contre la salinisation des terres, l'érosion, l'envasement des barrages, l'ensablement, la disparition du couvert végétal ou les tentatives pour lutter contre l'aridité en sont des exemples.

La dégradation des sols est considérée comme l'une des problématiques environnementales les plus préoccupantes du 21^{ème} siècle. Elle est liée au contexte socio-économique de l'utilisation des ressources naturelles au-delà de leur capacité de restauration, aggravée souvent par les fluctuations climatiques (World Bank, 2003). L'érosion hydrique est l'un des processus les plus actifs de la dynamique actuelle des couvertures pédologiques.

L'érosion hydrique est un phénomène naturel essentiel de l'évolution des paysages et de la modification du relief terrestre. Elle correspond à un déplacement de matière sous l'action de l'eau. Les flux de matière générés sont transférés sur la surface continentale et conduisent à l'arasement des zones montagneuses et à la formation de riches plaines alluviales. Lorsqu'elle concerne des zones agricoles, l'érosion hydrique devient un enjeu majeur de société qui a récemment été reconnu au niveau européen.

À l'amont, l'érosion entraîne une dégradation et une perte du potentiel de production des sols : création de ravines qui font obstacle au travail du sol, perte nette d'éléments nutritifs et diminution de l'épaisseur du sol. À l'aval, les dégâts sont d'ordre environnemental avec des inondations boueuses parfois violentes, des envasements des barrages, des atterrissements sur les voiries et l'arrivée d'une eau turbide contenant phytosanitaires et nutriments dans le système aquatique et les réservoirs d'eau.

L'évolution des pratiques culturelles, de l'occupation du sol et du paysage semblent être des facteurs aggravants de l'érosion hydrique (Ouvry, 1992). Pour beaucoup de sols cultivés, l'érosion est liée à la dégradation structurale superficielle des sols. La dégradation structurale génère la formation de croûtes de battance qui réduisent la capacité d'infiltration des sols et entraînent l'apparition du ruissellement. Elle est aussi à l'origine de l'émission de petits fragments de terre qui seront exportés par le ruissellement. En fonction de leurs caractéristiques structurales, les agrégats présents à la surface vont être plus ou moins intensément désagrégés, déterminant la sensibilité des sols à la dégradation structurale. La

gamme de tailles des fragments de terre produits agrégats ou particules élémentaires et mobilisables par l'érosion est fonction de la stabilité de la structure du sol.

1. Problématique au niveau mondial et méditerranéen

Le programme GLASOD a dressé dans les années 1980 une carte mondiale sur l'état de dégradation des sols (Figure 1). Des experts du monde entier ont permis la collecte d'informations sur la dégradation des terres dans leurs pays ou région d'origine. Les résultats ont montré que l'érosion hydrique était de loin le facteur le plus important contribuant à la dégradation des terres. Suivent ensuite la détérioration physique et chimique puis la diminution de la fertilité et finalement la pollution. L'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture vient de créer une version interactive de cette carte qui repose sur les résultats du programme GLASOD. Par ailleurs, il est encore bien plus difficile d'estimer le taux de dégradation des terres que d'en mesurer son étendue dont on sait qu'elle oscille entre 5 et 10 millions d'hectares par an (Scherr et Yadav, 1996).

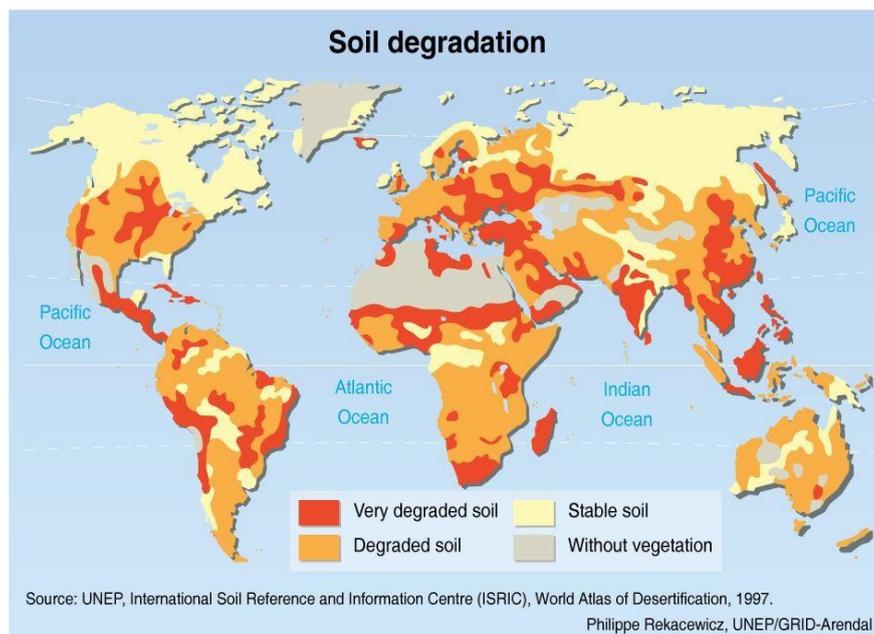


Figure 1: Estimation globale de la dégradation des terres d'après le programme GLASOD (1997). **Source: United Nations Environmental Programme - GRID**

Partout dans le monde, il y a abondance des sols cultivées sur les montagnes et la pression anthropique croissante, armé des nouveaux techniques de culture surexploite les terres rapidement, est donc prévoie une érosion intense du sol. Cette problématique au niveau mondial et dans les pays méditerranéens est le résultat d'une interaction longue et intense

entre les activités humaines et le milieu naturel donnant ainsi naissance à une érosion grave dont l'évaluation de l'ampleur du phénomène est difficile.

Kanwar (1982), au congrès de l'Association Internationale des Sciences du Sol à New Delhi a montré que sur 13.500 millions d'hectares de surface exondés dans le monde, 22 % sont cultivables et seulement 10 % sont actuellement cultivés (soit 1500 millions d'ha). Ces dix dernières années, les pertes en terres cultivables ont augmenté jusqu'à atteindre 7 à 10 millions d'ha/an, suite à l'érosion, la salinisation ou l'urbanisation. A ce rythme, il faudrait trois siècles pour détruire toutes les terres cultivables. L'érosion est donc un problème sérieux à l'échelle mondiale mais il est bien plus préoccupant dans certaines régions du monde.

Aux Etats-Unis, vers 1930, 20 % des terres cultivables ont été gravement endommagées par l'érosion suite à la mise en culture inconsidérée des prairies de la Grande Plaine par les colons européens, peu habitués à ces conditions semi-arides. C'est l'époque sombre des "dust bowl", nuages de poussières qui obscurcissaient complètement l'air dans la Grande Plaine.

Ces phénomènes, impressionnant l'opinion publique, ont déterminé le Gouvernement américain à former un grand service de conservation de l'eau et des sols mettant à la disposition des agriculteurs volontaires un appui technique et financier dans chaque canton. Parallèlement, un réseau de stations de recherches a été mis en place, qui, trente ans plus tard, aboutit à la formulation de l'équation universelle de perte en terre, connue sous le nom de USLE (Wischmeier et Smith, 1960; 1978). En 1986, Lovejoy et Napier remarquent qu'après cinquante ans d'investissement massif en hommes et en moyens, encore 25 % des terres cultivées perdent plus de 12 t/ha/an, limite reconnue tolérable.

En Espagne 57% des bassins méditerranéens accusent des taux d'érosion supérieur à 12 t/ha/an dont 25700 Km² enregistrent des taux intenses, plus de 50 t.ha⁻¹.an⁻¹(ICONA, 1997). Les taux de redistribution des sols estimés au niveau des agro systèmes méditerranéens espagnole, présentent un large éventail de variation et des niveaux records de 72 Mg.ha⁻¹.an⁻¹ et de la sédimentation 36 Mg.ha⁻¹.an⁻¹ (Gaspar Ferrer, 2011). Les recherches menées dans la zone semi-aride de Las Bardenas (NE, Espagne) ont montré que les taux d'érosion sur les terres cultivées étaient cinq fois plus élevés que sur les terres non cultivées (Quine et al, 1994).

En France, Gobillot et Hénin (1956) lancèrent une enquête qui permit d'estimer que 4 millions d'hectares de terres cultivées étaient dégradées par l'érosion hydrique ou éolienne. Le danger étant considéré comme limité, les crédits de recherche dans ce domaine furent peu

importants. Aussi, la France ne dispose toujours pas de référentiel de lutte antiérosive, ce qui pose bien des problèmes dans le cas des études d'impact.

En Tunisie, J. Collinet et P. Zante (2002) ont comparé des nivellements au tachéomètre laser tous les deux ans pour évaluer la contribution des ravines au comblement d'un barrage collinaire. En année moyenne ($P = 300$ mm), la ravine a produit 42 t/ha de sédiments provenant de la dégradation des berges et du "piping", mais ces sédiments se sont déposés sur le versant (cône de sédiments) avant d'atteindre le barrage. Plus récemment, en Tunisie semi-aride, ont confirmé que le ravinement produit nettement plus d'érosion à l'hectare que l'érosion en nappe. Toutefois, comme cette dernière touche des surfaces beaucoup plus grandes, c'est l'érosion en nappe qui apporte finalement le plus de sédiments au barrage. Il faudrait confirmer ces résultats au cours d'années très humides où le ravinement est plus actif (Roose et al. 2012).

Au Maroc, dans les marnes du Pré-Rif, Heusch (1970) avait attiré l'attention sur la contribution des divers types d'érosion en fonction de l'abondance des pluies : le ravinement et les glissements de terrain dominant largement en années excédentaires ou lors d'averses exceptionnelles, tandis que l'érosion en nappe répartie sur la majorité des surfaces des bassins méditerranéens l'emporte lors des années moyennes ou sèches. En année ordinaire, les ravines évoluent sur place (comblement du fond) ou semblent souvent endormies jusqu'à ce qu'un événement pluvial surabondant balaie les sédiments accumulés (effet de chasse). Dans le Rif occidental, Naimi et al. (2002) ont suivi l'incision des ravines à l'aide de relevés topographiques dans un petit bassin de 5 ha. Parmi les facteurs du ravinement, la stabilité structurale et surtout le % de pente expliquent le mieux la variabilité des pertes par ravinement. Le ravinement dans le bassin du Nakhla est une source majeure de sédiments (36 t/ha en 6 mois), alors que l'érosion en nappe est estimée à 1,3 t/ha/an sur des parcelles expérimentales (Moufaddal, 2002 ; A. Tribak, 1988).

En l'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 et ses effets sont importants : La diminution de la fertilité des sols et la perte des surfaces cultivables; la dégradation de la qualité des eaux et la diminution des capacités de stockage des ouvrages hydrauliques existants entre autres. Et le déplacement des sédiments provoquant l'envasement des ouvrages hydrauliques ; Plus de 120 millions de tonnes de sédiments sont rejetées en mer chaque année réduisant la durée de vie des barrages (Demmak, 1982).

Pour faire face à ces graves problèmes d'érosion, une stratégie faisant appel à des équipements hydrauliques lourds fût développée par l'Administration des Eaux et Forêts pendant la période 1940 à 1980. La DRS, Défense et Restauration des Sols, tient à la fois de la RTM (Restauration des Terrains de Montagne) et de la CES (Conservation de l'Eau et des Sols). Le principal objectif était de retarder l'envasement des barrages et de protéger les terres et les équipements.

2. Problématique au niveau du bassin versant de Oued Fergoug

Notre étude sur le bassin versant de l'oued Fergoug est une contribution au effort fourni pour comprendre les processus et les mécanismes qui interviennent dans la redistribution des matériaux des sols, cerner les paramètres responsables des différents processus de l'érosion hydrique et quantifier les matériaux évacués pour aider à la décision pour une lutte efficace contre l'érosion. Le choix du bassin versant de l'oued Fergoug repose sur différentes raisons :

- C'est un bassin versant qui comporte toutes les caractéristiques géographiques, climatiques et géologiques qu'on retrouve dans le grand bassin versant de Mactaa qui est considéré comme l'un des principaux fournisseurs de sédiments qui envasent le barrage Fergoug.

- C'est un affluent de l'oued el Hamma. Ce dernier est le principal affluent des Monts de Beni-Chougrane. La jeunesse de ses montagnes marquées par un encaissement profond de ses vallées et enfin par l'agressivité des pluies irrégulières et concentrées dans le temps et l'espace qu'il reçoit constitue un terrain de prédilection pour tous les processus d'érosion hydrique.

- Le bassin versant est un bon terrain pour étudier l'érosion dans différents milieux. Il est étalé sur plusieurs domaines différents de point de vue morphologique, climatique et lithologique. Son altitude varie de 100 à 900m.

- La diversité des substrats du bassin versant fournit une occasion pour comparer la vitesse de leur évolution superficielle et voir la part de contribution des différents affleurements lithologiques dans les matériaux mobilisables par l'érosion.

- Par son appartenance aux monts de Beni-Chougrane, l'étude de l'érosion dans le bassin versant de l'oued Fergoug ne peut être que bénéfique pour ce grand ensemble géographique.

3. Méthodes d'étude du risque d'érosion

L'érosion a des conséquences nombreuses et importantes pour l'écologie et l'économie humaine car elle enlève la couche superficielle et productive du sol, endommage les routes et les champs par ravinement et glissement de terrain, entraîne l'eutrophisation et l'envasement du lit des rivières et des réservoirs et provoque de mainte autre manière une dégradation de l'environnement qui ne peut être enrayerée que moyennant de grands efforts et dépenses. L'érosion constitue cependant un phénomène compliqué. Elle est le résultat de processus nombreux, dont on ne saisit pas bien la mécanique et les facteurs régulateurs. Le nombre de ces facteurs et leurs interactions ne nous permettent guère de prédire les vitesses d'érosion, mais nous savons que les facteurs les plus importants sont le climat et la végétation (et par conséquent l'utilisation des terres), les caractéristiques du sol et la topographie. Ce genre d'informations qualitatives ne présente toutefois qu'un intérêt limité quand il s'agit de calculer la durée de vie d'un réservoir, de juger des effets de techniques culturales sur la perte de sol, ou d'évaluer à l'avance le débit solide des cours d'eau en fonction de diverses pratiques d'exploitation forestière.

D'une manière générale, la quantification de l'érosion est difficile et dépend des échelles d'espace et de temps considérées. Elle est mesurée directement sur le terrain ou elle est 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.

Les recherches menées dans les régions de grandes cultures ont montré que la recrudescence des phénomènes d'érosion entraîne un regain d'intérêt pour des recherches légères (Roose (1984). Il s'agit plus d'enquêtes, d'appuis au développement, de cartographie, de tests de terrain ou de laboratoire et d'analyses statistiques de données qualitatives que de recherches fondamentales ou de mesures sur parcelles ou bassins représentatifs qui demandent la maîtrise du terrain et des investissements sur de longues années ». Ainsi, de nombreuses recherches se sont développées en utilisant différentes méthodologies à différentes échelles.

Il existe plusieurs méthodes d'étude de l'érosion hydrique. Il s'agit des méthodes empiriques, physiques et ceux de l'expert. Selon Sadiki, (2005), ces différentes méthodes s'avèrent complémentaires quant à l'explication des interdépendances des facteurs naturels.

4. Les modèles à base empirique

La modélisation est une représentation simplifiée d'un objet ou d'un phénomène physique complexe, de manière à mettre en évidence les aspects importants de l'objet ou du processus étudié. Elle consiste à représenter un phénomène sur le terrain en un modèle réduit, d'une façon concrète ou conceptuelle, permettant ainsi de le comprendre et de prédire ses comportements (Borelli, 2014).

En d'autres termes, la modélisation est utilisée pour :

- Simuler la réalité et optimiser la gestion des phénomènes étudiés : elle nécessite la prise en compte de plusieurs variables liées au modèle choisi. Elle permet de visualiser les divers comportements du phénomène étudié grâce au changement des variables ;
- Évaluer les cas extrêmes envisageables : La pondération des variables permet une simulation des événements quelconques possibles. Elle peut alors conduire à voir les phénomènes extrêmes, envisageables ou non ;
- Faciliter les calculs à travers un outil informatisé : Elle aide à éviter les redondances de calculs. Pour chaque variation des paramètres d'un modèle, l'outil effectue en peu de temps, le même processus

Equation Universelle de Perte en sol de Wischmeier et Smith (1978)

L'équation universelle de perte en terre (USLE) a été développée aux Etats Unis au Centre National du Ruissellement et de Calcul de Perte en Sol (National Runoff and Soil Loss Data Center) établi en 1954 par l'administration des Sciences et d'éducation (Science and Education Administration) autrefois Service de Recherches Agricole (Agricultural Research Service).

Des projets de recherche en coopération entre l'Université de Perdue et l'état fédéral en 49 sites, ont abouti à la mise au point, d'un modèle empirique de prévision de perte en terre par Wischmeier et Smith en 1958 (mais n'a été publié en détail qu'en 1965 dans un manuel), la mise au point de ce modèle a été possible grâce à la synthèse statistique de plus de 10.000 mesures annuelles de données de perte de sol sur des terres agricoles étalées sur une vingtaine d'années, sur des parcelles expérimentales et des petits bassins versants.

Par la suite, de nouvelles expérimentations ont contribué à l'adaptation de l'USLE sur des terrains autres que les terrains agricoles aboutissant à l'approfondissement des connaissances sur l'estimation de l'influence de la végétation et des pratiques anti-érosives. Des simulateurs de précipitations ont été employés sur des parcelles expérimentales

Les analyses de ce grand ensemble des données de base ont fourni plusieurs améliorations principales. Une version plus complète a été développée et publiée par les mêmes auteurs en 1978. Il se présente comme un modèle multiplicatif de facteurs (Équation 1) :

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \dots\dots\dots \text{Équation 1}$$

Le facteur R est le facteur climatique déterminant la force érosive des précipitations sur le sol. Il considère les différences régionales du climat selon le type, l'intensité et la fréquence des précipitations. Hudson (1981) définit l'érosivité comme étant la capacité potentielle de la pluie pour produire de l'érosion, souvent attribuée à ses caractéristiques physiques. La quantité, l'intensité, la dimension des gouttes de pluie, la distribution de la grosseur de ces gouttes et la vitesse de chute en sont quelques exemples. Ces caractéristiques sont liées. En effet, la dimension des gouttes définit la distribution de la grosseur des gouttes et influence la quantité de pluie tombée. Par ailleurs, la grosseur de la goutte affecte sa vitesse de chute et est reliée à l'intensité de la pluie (Hudson, 1981).

Après avoir analysé les données collectées sur des stations expérimentales, Wischmeier et Smith ont déterminé que, parmi les différentes caractéristiques physiques de la pluie, l'intensité était celle qui accusait la plus forte corrélation à la quantité de sol érodé.

Le facteur K est le facteur d'érodabilité du sol selon un certain type de sol. Ce facteur reflète la résistance d'un sol à l'érosion causée par la force qu'engendrent les précipitations. Contrairement à l'érosivité de la pluie qui est en lien direct avec ses propriétés physiques, l'érodabilité d'un sol est la résultante de plusieurs variables. En effet, ce sont les propriétés physiques, chimiques et minéralogiques des sols ainsi que leurs interactions qui affectent le facteur K. A ceci s'ajoute une grande variabilité spatiale.

Le facteur topographique LS de Wischmeier & Smith permet de donner des résultats satisfaisants quant à l'influence de la longueur et de l'inclinaison de la pente dans le phénomène érosif. Il prend donc en compte deux éléments : l'inclinaison (S) et la longueur (L) de pente. Ces deux facteurs sont le plus souvent combinés en un facteur unique adimensionnel (LS). Le facteur LS est généralement défini comme étant le rapport de perte de sol entre deux parcelles ayant des conditions identiques à l'exception de l'inclinaison et de la

longueur de pente : l'une d'une longueur et d'une inclinaison de pente données, l'autre ayant 22.1 m de long et 9% de pente (parcelle expérimentale de Wischmeier et Smith, 1978).

Le facteur C prend en compte l'occupation du sol (couvert végétal, cultures...). En effet, l'érosion affecte plus particulièrement certains types de culture tandis qu'elle est moins forte ou tout simplement absente pour certaines activités. Le type de couvert végétal est à prendre absolument en compte puisque c'est de lui que va dépendre l'amortissement des gouttes de pluies, le ralentissement du ruissellement et l'infiltration (Roose, 1994).

Le facteur P prend en compte les pratiques de conservation du sol. Les pratiques anti-érosives concernent toutes les techniques culturales mises en œuvre pour diminuer le ruissellement et l'érosion. Parmi ces techniques, on trouve la culture en courbe de niveau (countouring), la pose de bandes enherbées entre deux zones de culture, le paillage naturel ou artificiel, ou la pose de plantes découverte (Roose, 1994).

Une autre version de l'USLE, nommée MUSLE (Modified Universal Loss Equation) a été créée par Williams (1975) pour estimer les transports solides de chaque averse. Elle ne tient plus compte de l'érosivité de la pluie mais elle prend en considération le volume ruisselé.

Avec d'autres recherches, d'autres expériences, d'autres données et d'autres ressources qui sont disponibles, les chercheurs ont continué à améliorer USLE, ce qui a conduit au développement de la nouvelle équation universelle de perte de sol (RUSLE : Revised Universal Soil Loss Equation) qui reprend les termes de l'USLE en corrigeant certaines inexactitudes (Renard et al. 1991) et en disposant plusieurs améliorations dans la détermination de facteurs.

En voie de développement, RUSLE de même a connu des améliorations aboutissant à l'élaboration des autres modèles empiriques RUSLE 1 et 2. RUSLE 1 conserve la structure de base de l'USLE et se base sur la science et le jugement. Alors que RUSLE 2 est un autre progrès majeur sur RUSLE 1 qui a été développé principalement pour guider la planification de la conservation, l'inventaire et l'estimation de taux d'érosion des sédiments.

RUSLE 2 est également fondée sur l'analyse et les connaissances supplémentaires qui ne sont pas disponibles au moment où RUSLE 1 a été développé.

Modèle « Water Prediction Project » (Bhuyan et al. 2002)

Le ruissellement et les pertes de sol peuvent aussi être évalués à partir d'un modèle nommé Water Erosion Prediction Project (WEPP) (Bhuyan et al. 2002). Ce modèle, développé par Flanagan et Nearing (1995), se base sur de multiples paramètres dont les notions de base de l'infiltration, la surface de ruissellement, la croissance des plantes, les résidus de décomposition, l'hydraulique, le labourage, la consolidation du sol ainsi que les mécanismes d'érosion (Nearing et al., 1989). Afin d'intégrer ce modèle dans les SIG, un outil a été créé. Cet outil, appelé Geospatial Modelling of Soil Erosion (GEMSE), est composé de plusieurs bases de données (le climat, le sol et la topographie ainsi que l'occupation du sol).

Modèle évènementiel « Kinematic Runoff and Erosion »

Les études se sont concentrées plus spécifiquement sur le ruissellement et la quantité de sédiments transportés à l'occasion d'un épisode pluvieux. Ce modèle évènementiel se nomme meKinos (Kinematic Runoff And Erosion) (Wahlstrom et al., 1999). Selon celui-ci, le bassin versant est représenté par une cascade de parcelles et de canaux. À partir de cette représentation, il est possible de faire une estimation quantitative de l'infiltration, du ruissellement Hortonien (apparaît lorsque les intensités de pluie dépassent la capacité d'infiltration des sols) et de l'érosion.

Trois algorithmes sont utilisés : un algorithme d'infiltration (incluant la conductivité hydraulique à saturation, la quantité de pluie infiltrée cumulée, l'écoulement capillaire net, la porosité et le stock « initial soil water content »), un algorithme de ruissellement (basé sur la hauteur de la lame d'eau ruisselée, des constantes liées à la pente, la rugosité hydraulique et le nombre de Reynolds, la pente de la ligne d'eau et le coefficient de rugosité de Manning) et un algorithme de transport des sédiments (comportant la vitesse de l'écoulement, la vitesse de cisaillement, le diamètre des sédiments, la hauteur de l'eau ainsi que la gravité spécifique du sédiment) (Wahlstrom et al. 1999).

Les modèles à base physique

Ce sont des modèles hydrologiques fondés sur des aspects physiques de l'érosion. Ils utilisent des équations mathématiques pour reproduire le processus d'érosion hydrique en formulant leurs différentes étapes physiques (Company-Redmond, 1996).

Le grand atout de ce genre de modèles est qu'ils représentent une synthèse de tous les processus physiques en relation avec l'érosion, y inclus les interactions complexes entre différents facteurs et leur variation spatiale et temporelle.

Les modèles à base physique permettent la simulation événementielle basée sur des paramètres physiques mesurables et par conséquent une application aisée à des situations diverses. Par contre, ils considèrent un grand nombre de paramètres et donc des campagnes de mesure coûteuses, une bonne connaissance des phénomènes physiques et un calage du modèle. L'établissement de modèles à base physique s'avère difficile, car les paramètres décrivant le sol sont influencés par son histoire et varient au cours du temps (Sinniger et al. 1996).

Les modèles à base physiques les plus fiables actuellement sont ceux qui utilisant les techniques radiométriques, notamment les radio-isotopes traceurs ^{137}Cs , ^7Be et le ^{210}Pb . Plusieurs modèles de conversions des mesures de ^{137}Cs ont été établis pour estimer les taux d'érosion : le modèle proportionnel et une série de trois modèles dits « mass-balance » de plus en plus affinés, le modèle de distribution en profondeur du ^{137}Cs et le modèle de diffusion et de migration (Walling et He, 1997). Il s'agit d'une technique de quantification des taux de l'érosion hydrique par les radios traceurs ainsi que leur spatialisation.

Les modèles de conversion, d'une part mettent en relation les variations de l'activité des radionucléides et les taux d'érosion, d'autre part ils servent à la conversion des mesures pour estimer les taux de redistribution des sols (relation de calibration ou modèles de conversion). Elle est basée sur la comparaison des stocks (Site de prélèvement/Site de référence), si l'activité est inférieure au stock elle implique un site d'érosion si non on est en présence de sites de dépôts.

5. Mesures de terrain

Parcelles d'érosion de 100 m²

Après une longue phase de description des processus d'érosion, les chercheurs ont lancé des études de quantification de l'érosion à diverses échelles, de la parcelle d'une centaine de m² ou des micro-bassins de quelques hectares, à de grands bassins versants de milliers de km². Les parcelles d'érosion qui permettent une caractérisation du comportement du sol à l'échelle de l'averse ou de l'année, connaissent un succès notable depuis plusieurs décennies (Mutchler et al. 1988).

Pour accélérer l'étude des facteurs du ruissellement et de l'érosion hydrique au niveau des champs, des générations de simulateurs de pluies ont été développées. Les études dominantes abordent la compréhension des mécanismes aux échelles plus ou moins fines, de la « placette » expérimentale de quelques centaines de cm², sous pluie simulée, à la parcelle cultivée (Boiffin, 1984; Farres, 1987), en allant jusqu'aux bassins versants (Auzet et al. 1993). Ces travaux s'intéressent principalement à l'identification des facteurs intervenant sur l'ensemble des processus érosifs, ainsi qu'à leur classification au sein d'un système hiérarchique (Mathieu et al. 1993).

De nombreuses études ont permis d'identifier les principaux facteurs incriminés dans les déclenchements du ruissellement et de l'érosion et leurs localisations à l'intérieur des bassins versants. Ces facteurs sont la pluie, les états de surface du sol, la pente et le couvert végétal. Leur interaction est à l'origine de la genèse des ruissellements induisant les pertes en terre (Eimberck, 1990). La compréhension des processus de déclenchement et la localisation des surfaces à forte susceptibilité de ruissellement se sont faites à travers une approche par secteur fonctionnel dépendant entre autres de la morphologie du bassin, mais aussi des pratiques culturales.

Mesures par l'étude de la sédimentation dans les retenues

L'estimation de la quantité des sédiments déposés dans une retenue dépend de deux paramètres : la densité et le volume des sédiments. La densité des sédiments est variable en fonction du temps et en fonction de la position dans la retenue. Elle varie en fonction de la granulométrie, la composition minéralogique, l'épaisseur des dépôts, le niveau de l'eau dans la retenue et l'âge des dépôts. Quant au volume des sédiments, il est déterminé sur la base d'une comparaison de la topographie de la cuvette avant et après mise en eau du barrage. La détermination de la profondeur des sédiments par rapport à la surface d'eau est appelée bathymétrie.

Simulation de pluie

La technique se base sur l'utilisation d'un simulateur de pluie qu'on peut régler en intensité des précipitations. Selon le simulateur utilisé, la surface impliquée peut être d'un à plusieurs mètres carrés et la hauteur de chute des gouttes de quelques décimètres à quelques mètres. On examine le comportement du sol dans le temps (durée de l'expérience) des points de vue de l'infiltration et du ruissellement. On répète l'expérience pour différentes situations

de pente, de végétation, de type de sol, d'humidité initiale...etc. Cette technique est pratiquée aussi au laboratoire.

Les résultats sont généralement présentés sous forme de graphiques d'infiltration, de ruissellement et de turbidité des eaux de ruissellement recueillies à un exutoire. Des analyses sont effectuées sur les caractéristiques du sol pour déterminer leurs relations avec le taux d'érosion.

Le but de cette technique est de quantifier l'érosion, mais les résultats restent valables seulement pour comparer les réactions de différents types de sols sous différentes occupations de sols et différentes pentes. Les pertes en sols mesurées restent difficiles à extrapoler sur de grandes surfaces et surtout plus délicates à comparer avec celles causées par la pluie naturelle car il est pratiquement impossible de réunir toutes les caractéristiques de cette dernière, en particulier la vitesse du vent, l'énergie et l'angle d'impact des gouttes. Le climat méditerranéen connu pour l'irrégularité de ses précipitations et pour lequel chaque événement pluvieux est un cas différent des autres rendent cette comparaison très discutable.

6. Bilan des études sur la quantification de l'érosion

Plusieurs recherches et études de quantification ont été effectuées à l'échelle nationale. Pour illustrer la question de l'évaluation de l'érosion des sols, des exemples suivants sont présentés

Commençant par les travaux d'Arabi (1991), de Morsli et al. (2004), de Morsli et al. (2015) et de Mazour (2004) qui ont démontré que l'érosion en nappe observée sur les parcelles et calculée par l'équation universelle est relativement faible. En ce qui a trait au facteur R, Ces auteurs ont distingué deux types de pluie : les pluies automnales d'intensité élevée mais de faible fréquence et les pluies hivernales et printanières moins intenses que celles de l'automne, mais plus fréquentes. Pour le facteur K, Ils ont remarqué que les vertisols sont les sols les plus résistants.

Selon Touaibia et al. (1999), l'érosion spécifique estimée par l'Agence Nationale des Barrages (ANB) est de 3.26 t/ha/an dans le bassin de Sidi M'Hamed Ben Aouda et que l'érosion calculée dans les micro-bassins, la zone des marnes, d'une superficie de 1000 km², devrait contribuer à la quasi-totalité des apports de sédiments dans la retenue (16 t/ha/an).

Morsli et al. (2000) ont observé que l'évolution du couvert végétal durant la saison des pluies et son interaction avec les techniques culturales influencent profondément l'aptitude du sol au ruissellement et à l'érosion. Ces observations ont été confirmées par les résultats obtenus sous pluies simulées.

Benkhaled et Remini (2003) ont examiné les fluctuations des paramètres a et b de la relation $Q_s = aQ_b$ à diverses échelles temporelles pour le bassin versant de l'oued Wahrane. Leur étude a démontré qu'entre les saisons le paramètre « a » est relié à la pluviométrie moyenne et qu'à l'intérieur d'une saison, ce même paramètre est relié à l'état du sol avec les valeurs les plus faibles lorsque les sols sont saturés. Pour sa part, le coefficient « b » est relié aux caractéristiques de l'écoulement tels que le débit maximal quel que soit l'échelle temporelle.

Toumi, (2013) au niveau du bassin versant de l'Oued Mina en Algérie, a fait appel à la télédétection et aux SIG pour évaluer et cartographier l'érosion hydrique au moyen de l'équation universelle des pertes en sol USLE. D'après l'auteur les données de télédétection multi-temporelles et les SIG sont utilisés pour évaluer et cartographier chaque facteur individuellement. L'intégration des cartes thématiques des facteurs du modèle USLE dans le SIG permet de cerner l'impact de chaque facteur dans les pertes en sol, et de quantifier les pertes en sol dans le bassin. Pour valider les résultats obtenus par la télédétection et les SIG, l'auteur a utilisé la méthode basée sur la distribution de radio-isotope ^{137}Cs .

Il s'avère que la majorité des études antérieures consacrées à l'érosion en Algérie ou en Afrique du nord ont été axées sur plusieurs approches afin de cerner la problématique de l'érosion hydrique, de démêler à la complexité de l'interdépendance des facteurs du risque et de rendre l'interprétation et la prise de décision de plus en plus simple.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude et des facteurs causaux de l'érosion

Introduction

Le bassin de l'Oued Fergoug se situe dans la partie Nord-Ouest de l'Algérie, au sein de la chaîne de montagnes Beni-Chougranes et du grand bassin versant de Macta (Figure 2), Il couvre une superficie de 120.7 km². Cette zone s'étend entre 0° 2' 40.92" et 0 14 33.72 de longitude Est et entre 34° 40' et 35° 40' de latitude Nord.

Le bassin versant de l'Oued Fergoug représente plus ou moins la diversité des monts de Beni-Chougrane et constitue un meilleur exemple pour l'étude des problèmes d'érosion. Ce bassin est retenu, par l'Etat, comme bassin prioritaire sur le plan d'intervention. L'érosion hydrique est plus forte dans cette région, les précipitations un fort pouvoir érosif en début de saison de pluie qui s'explique par la présence d'un couvert végétal peu dense. Ce problème provoque l'envasement rapide du barrage de Fergoug situé dans la partie septentrionale du bassin. L'érosion touche également l'agriculture locale, en provoquant des pertes énormes en terres cultivables, ce qui amène les paysans quelquefois à l'exode rural.

La population totale vivant dans les monts de Béni-Chougrane s'élevait à 275 310 habitants, soit 39 330 ménages avec une densité moyenne de 96 habitants au km² et 16 % des ménages (6365) sont considérés urbains du fait qu'ils ne vivent pas directement de l'agriculture et qu'ils sont installés dans les chefs-lieux des communes.

Les formations forestières de la zone d'étude, comme toutes les forêts du Tell oranais, connaissent des problèmes de dégradation (Benchetrit, 1972). Ce patrimoine forestier a connu, depuis des décennies, une continuelle régression due principalement à l'impact conjugué de l'homme et du climat. Les superficies boisées, autrefois riches et denses, deviennent désormais clairsemées et dégradées. Situées dans un milieu fragile profondément perturbé par des utilisations multiples, les forêts se trouvent confrontées à de mauvaises conditions édaphoclimatiques (sécheresse prolongée et dégradation des couvertures pédologiques) et à une pression anthropique. Ces conditions concourent à une évolution régressive et à une accélération des processus de dégradation de ces couverts forestiers. L'érosion hydrique est plus accentuée sur les monts de béni-chougrane par rapport au reste de l'Algérie. Ces zones sont caractérisées par la prédominance de formations géologiques friables (marnes, marno-calcaire...).

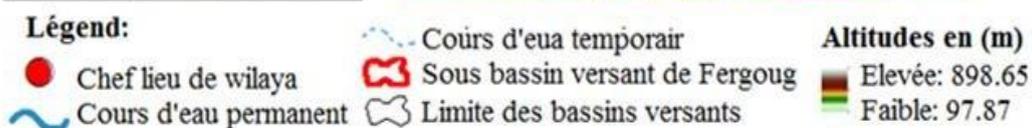
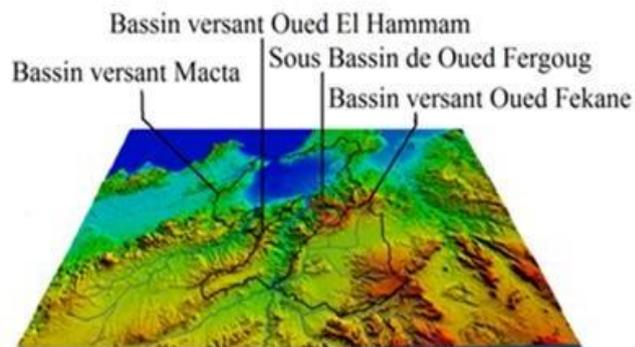
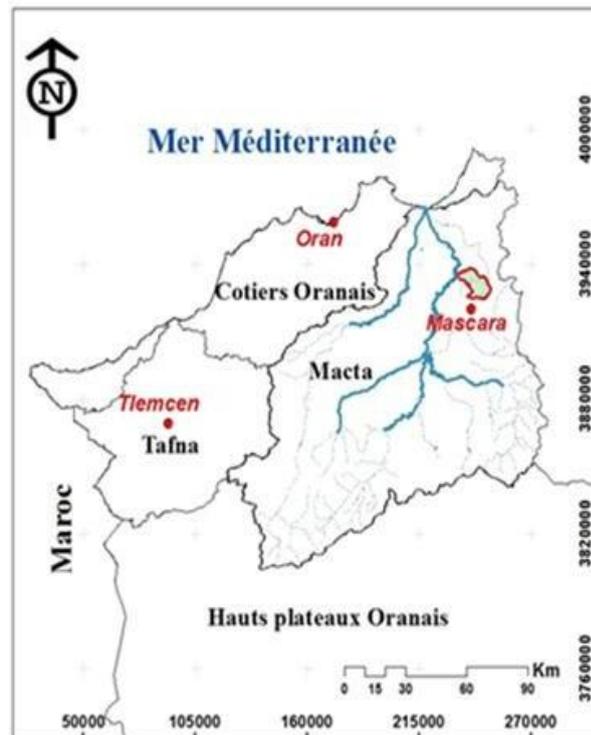
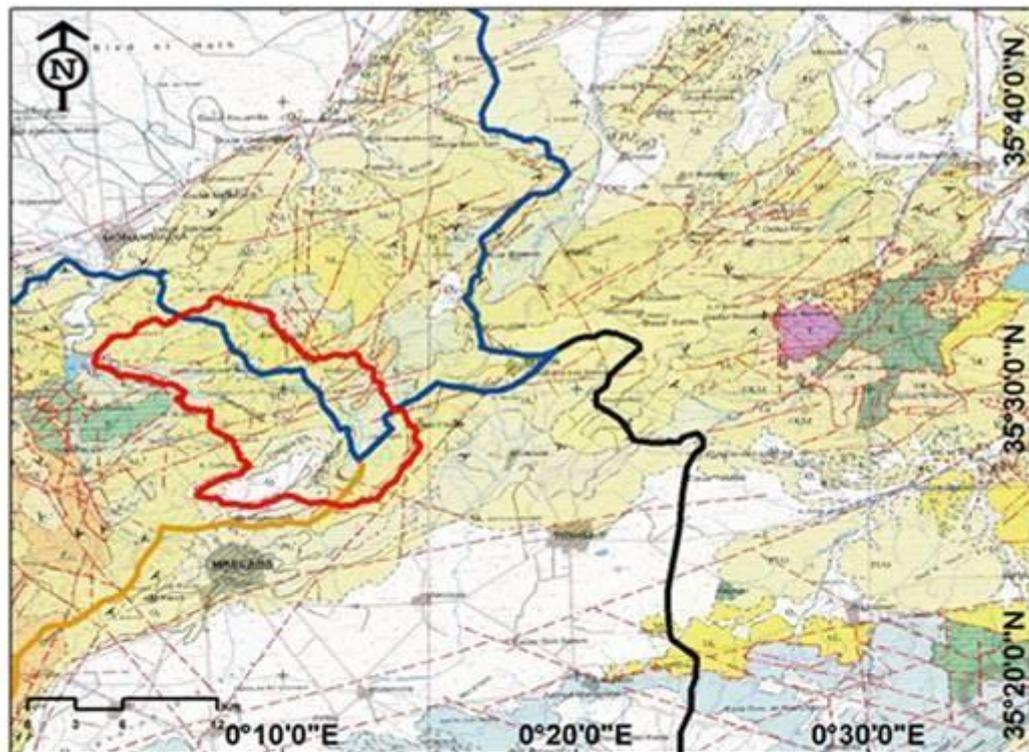


Figure 2: Situation du bassin versant de l'Oued Fergoug.

La carte géologique (Figure 3) au 1:50000 indique que les roches présentes dans le dans le massif sont majoritairement d'origine sédimentaire. Elle définit également quelques morphologies quaternaires dans les monts de Béni-Chougrane. Les dépôts quaternaires cartographiés sont les éboulis, les alluvions, (actuelles, récentes, anciennes), les basses terrasses, les travertins, les sables de désagrégation des grès. Les principales formations rocheuses cartographiées sur les cartes sont d'âge compris entre le Trias et le Pliocène.



Légende:

Bassin versant O.Fekane

Bassin versant Mactaa

Sous Bassin O.Fergoug

Bassin versant O.El hammam

- E² : Entasse moyen (Lutétien supérieur) Marnes, argiles et localisations conglomerates
- E¹ : Entasse inférieur et moyen (Yprésien et Lutétien inférieur) Calcaires à silex et marne calcaire, grès et gypse
- K¹⁻² : Contact supérieur d'Éocène-Miocène Marnes grises et calcaires fins au
- K² : Contact supérieur d'Éocène-Miocène Calcaires grossiers, marne et gypse et dolomites
- K² : Contact supérieur d'Éocène-Miocène Marnes et calcaires
- K² : Contact inférieur (Albiens) Schistes et quartzites
- K² : Contact inférieur (Éocène-Hauteriviens) Calcaires dolomitiques et marne
- K² : Contact inférieur (Oligocène) Marnes calcaires

- A : Quaternaire (Alluvions) Alluvions actuelles - sables, graviers, limons et argiles
- Q¹ : Quaternaire (Alluvions) Alluvions actuelles et récentes par érosion éolienne des pentes et accumulation de graviers (sables, graviers et argiles)
- Q² : Quaternaire (Craie calcaire) - dépôts quaternaires anciens avec surface érosive
- Q³ : Quaternaire (Pliocène inférieur-Villafranchien) Sables, argiles et calcaires
- P¹⁻² : Pliocène-Calcaires fins et conglomerates et marne
- P³ : Pliocène supérieur (Albiens-Préalmocène supérieur) Grès
- P⁴ : Pliocène supérieur (Albiens-Préalmocène supérieur) Calcaires grossiers, calcaires crayeux, grès, marne grise, sables
- P⁵ : Pliocène supérieur (Préalmocène-Préalmocène inférieur) Marnes, argiles et grès de base
- M¹ : Mio-Pliocène Argiles et conglomerats, calcaires lacustres

Chevauchement ou contact anormal - suppose

Chevauchement

Faille déterminée

Faille déterminée

Faille supposée

Faille supposée

Figure 3: Situation du bassin versant de l'oued Fergoug dans le contexte naturel, Carte géologique interprétative (ANRH, 2008).

Les roches représentées dans les monts de Béni-Chougrane sont majoritairement associées à des argiles et des schistes et dans une moindre mesure à des poudingues, grès et sable. Cependant, les notices des cartes géologiques consultées indiquent que les terrains sont majoritairement représentés par des marnes.

Le massif de Beni-Chougrane est allongé suivant la direction S. SW à N.NE, très plissé à ossature crétacé et recouvrement tertiaire très épais (Benchetrit, 1972). Il est à noter que la nature des formations rocheuses sur les cartes au est peu précise. La notice géologique indique généralement si les roches ont une origine marine ou continentale.

L'étage du Miocène marin a été décrit de manière plus précise. Des formations calcaires ont été reportées sur la carte géologique simplifiée en considérant que la première formation géologique indiquée sur la légende de la carte géologique au 1 : 500 000 était la plus caractéristique de l'étage. Les roches décrites uniquement en fonction de leur origine continental ou marine apparaissent comme des roches sédimentaires indifférenciées.

Des failles, répertoriées sur les cartes géologiques consultées ont été reportées sur la carte géologique simplifiée. L'analyse de la carte mentionne la présence de faille mettant en contact des marnes grises et des grès du Cartennien. Des failles ont également été répertoriées dans la zone de fondation des monts de Beni-Chougrane.

Le bassin versant de l'oued Fergoug fait partie du bassin versant de Mactaa, ce dernier est drainé par un des plus grands réseaux des eaux superficielles situé au nord-ouest de l'Algérie. Il est le siège d'une activité agricole intense. Il héberge une population humaine dense qui se répartie en plusieurs centres démographiques urbains et ruraux.

Appartenant à un ensemble géographique assez homogène, le bassin de la Macta, s'étend sur une superficie de 14389 Km² et est composé de seize (16) sous bassin versants dont le plus grand est celui de la basse Macta (1998 Km²).

Par sa forme très allongée, ce bassin se caractérise par un écoulement violent dans la partie amont ou le chevelu hydrographique est dense. Cet écoulement s'affaiblit, en aval, par les pertes de charge du ruissellement le long de la cour d'eau, et faute d'existence d'affluents assez important.

Le bassin est drainé par deux cours d'eau principaux, à l'ouest, l'oued Mebtouh, et à l'est, l'oued El-Hammam (Figure 4), qui se rejoignent non loin de la côte méditerranéenne pour former la Macta. Son régime hydrologique est marqué par une forte irrégularité d'écoulement tant saisonnière qu'annuelle. Les crues sont rapides, souvent violentes. Les apports liquides sont relativement faibles comptes tenus du déficit pluviométrique très sensible que subit l'Oranie ces deux dernières décennies (40% en moyenne) (Dakiche, 1996).

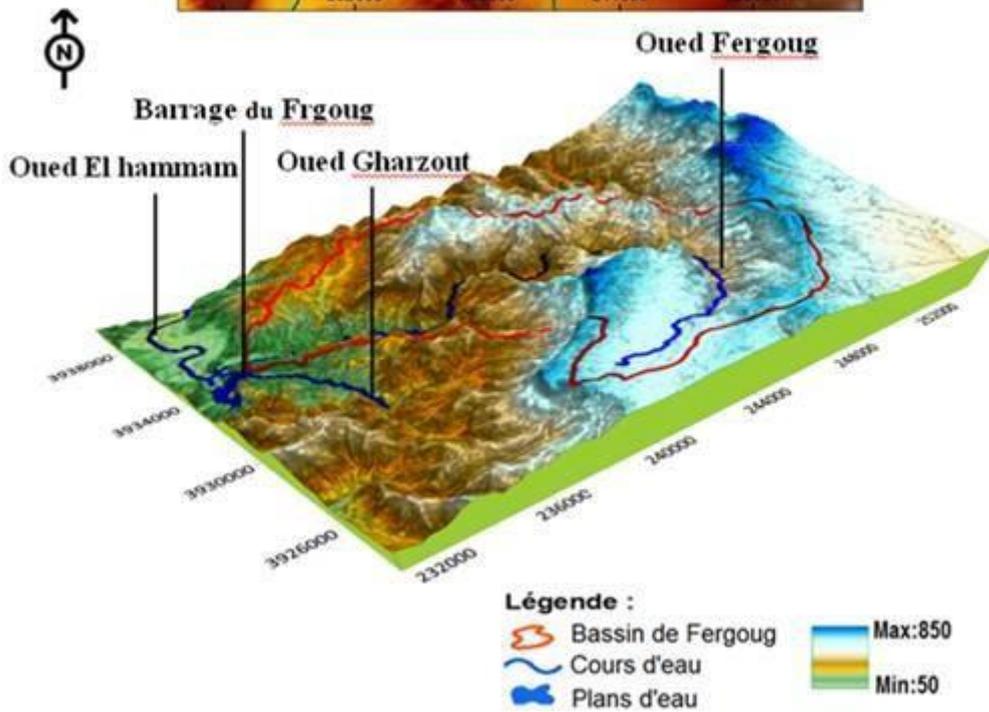
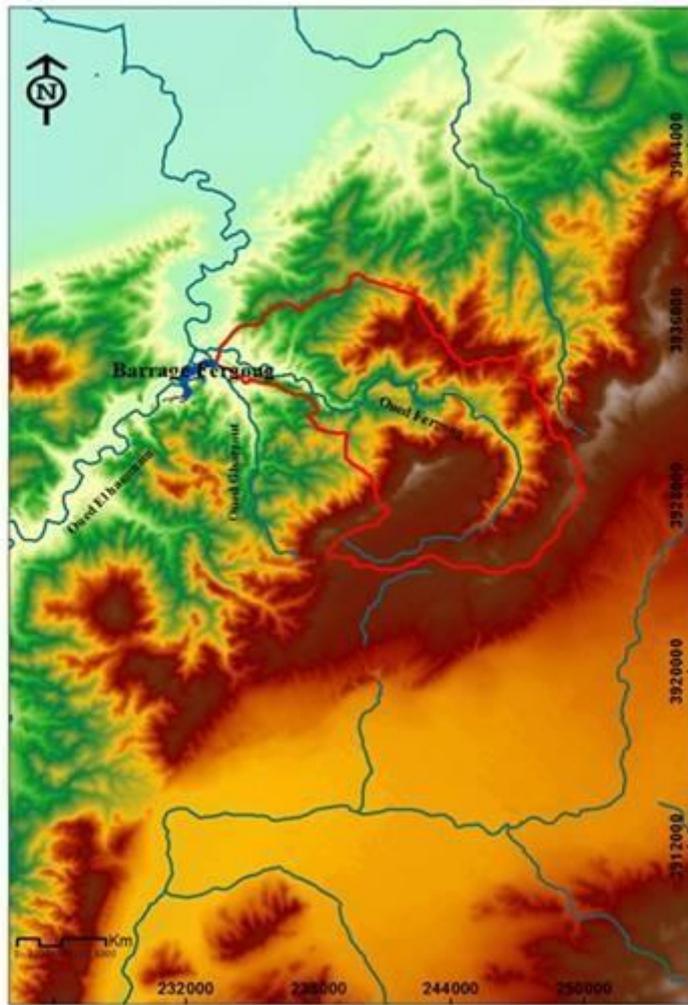


Figure 4: carte morphologie du bassin versant de l'Oued Fergoug.

I. Le facteur anthropique

En Algérie, Les monts de Béni Chougrane ont connu une pression importante de l'homme, manifestée par le défrichement, le surpâturage et des pratiques culturelles favorisant l'érosion des sols. Cette pression anthropique a intensifié l'érosion hydrique. La dégradation de ce massif est profonde et l'érosion accélérée menace le devenir des populations concernées et perturbe complètement l'agriculture des plaines par les inondations catastrophiques, la perturbation des infrastructures et l'envasement des barrages (Benchetrit, 1972; Taabni et Kouti, 1993, Morsli et al. 2004). Cette transformation du sol rend les versants de l'Oued Fergoug plus exposés à l'action érosive du ruissellement. L'érosion linéaire peut atteindre plus de 100 t/ha/an (Morsli et Malla, 1995).

L'explosion démographique a entraîné un partage excessif de la terre entre les héritiers. D'après les enquêtes réalisées dans trois micro bassins versant (Morsli et al. 1988), en moyenne une exploitation est faite de six parcelles éparpillées, avec des variations allant de 1 à plus de 60 parcelles.

La région à l'étude est caractérisée par une forte densité démographique (Tableau 1), et un manque de diversification de l'économie, ce qui a poussé la population à une exploitation excessive des ressources naturelles locales. L'aspect économique reflète parfaitement l'aspect rural de la population de la région qui ne compte aucune infrastructure industrielle ou agro-industrielle, ce qui confère à cette zone un aspect essentiellement agricole et la rend étroitement dépendante des autres régions.

Tableau 1: Caractéristiques de la population de certaines communes étalé sur le Bassin de Oued Fergoug (DPAT Mascara, 2008).

Ordre	Communes	Population
3	Mamounia	14120
4	Ain Fares	12144
6	Ferraguig	2710

La population totale vivant dans les monts de Béni-Chougrane s'élevait à 275 310 habitants, soit 57000 ménages.

La répartition spatiale de la population de notre région montre que la population rurale reste fortement majoritaire 52,38% contre une population urbaine de 47,62 % (DPAT Mascara,2008). Sur le plan économique, la région est essentiellement à vocation agricole, L'absence d'une économie diversifiée a donc mis en évidence le fait que les ressources en sols constituent une scène et une cible des activités quotidiennes de la population, que ce soit par le travail des sols ou le pâturage direct du troupeau. Cela a en effet un impact direct sur la stabilité des sols et sur la couverture végétale lesquelles conditionnent fortement le processus érosif (Figure 5).

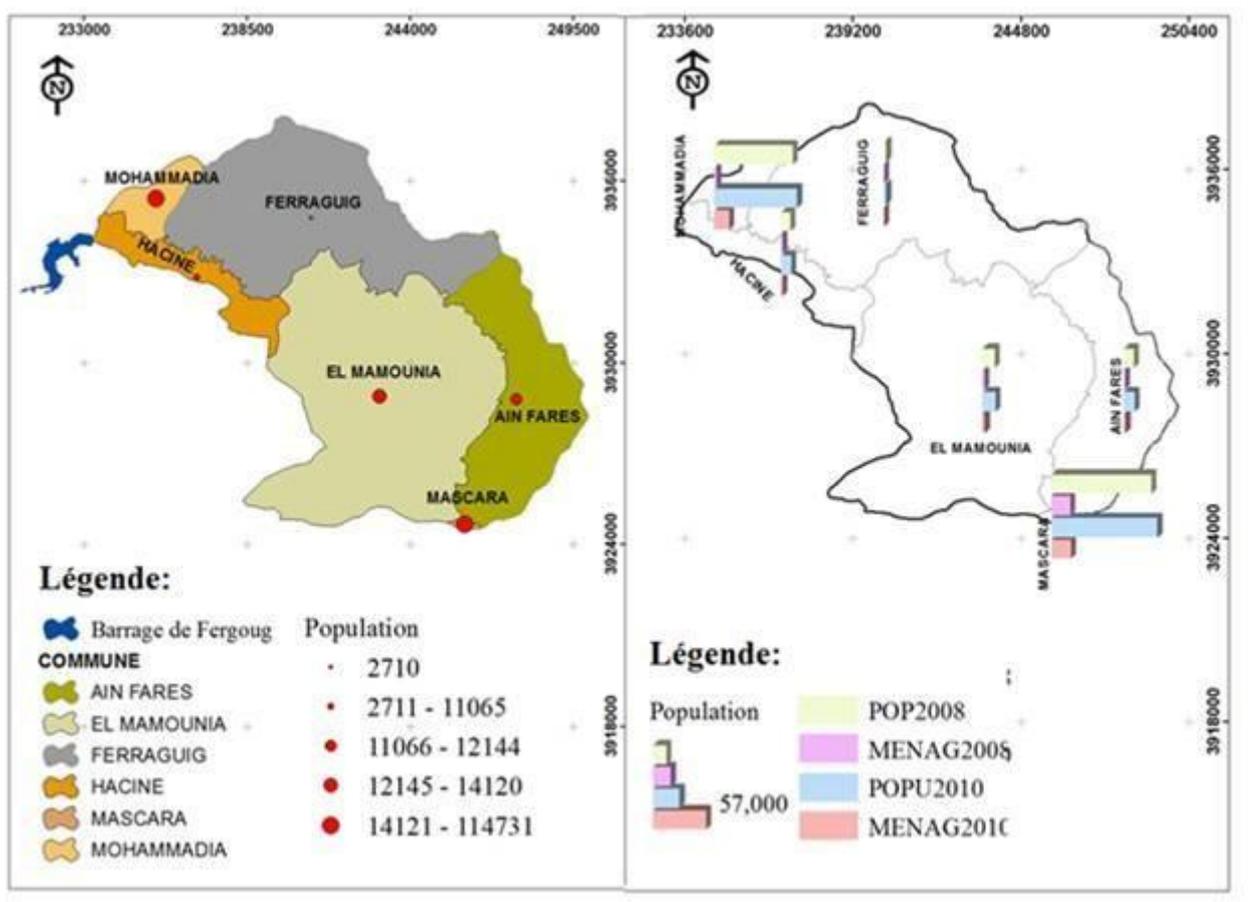


Figure 5: Cartes des indices démographiques dans le bassin versant de l'oued Fergoug.

Comme pour le reste du pays, la population des monts de béni-Chougrane est jeune dans son ensemble, environ 57 % de la population à moins de 25 ans. La tranche de la population ayant entre 15 et 24 ans est élevée et représente 25 % de la population totale. Dans la région des béni- Chougrane, les principales ressources sont l'agriculture de subsistance et l'élevage extensif.

II. Le facteur climatique

Le climat joue un rôle fondamental dans les différents processus de dégradation des terres et de l'érosion. Les variations climatiques sont l'un des éléments essentiels qui concourent à la dégradation des sols. Jarraud M. 2005, signale que le climat est une des causes principales de la dégradation des sols.

Ce paragraphe est dédié aux variables qui définissent le contraste spatio-temporel, des précipitations et des températures. C'est ainsi qu'une analyse mensuelle et annuelle est menée dans le but d'étudier leur distribution. Nous avons retenu cinq stations pluviométriques: Ain Fares, Fergoug, Mascara, Mohammadia et Hacine (Tableau 2 et Fig. 6).

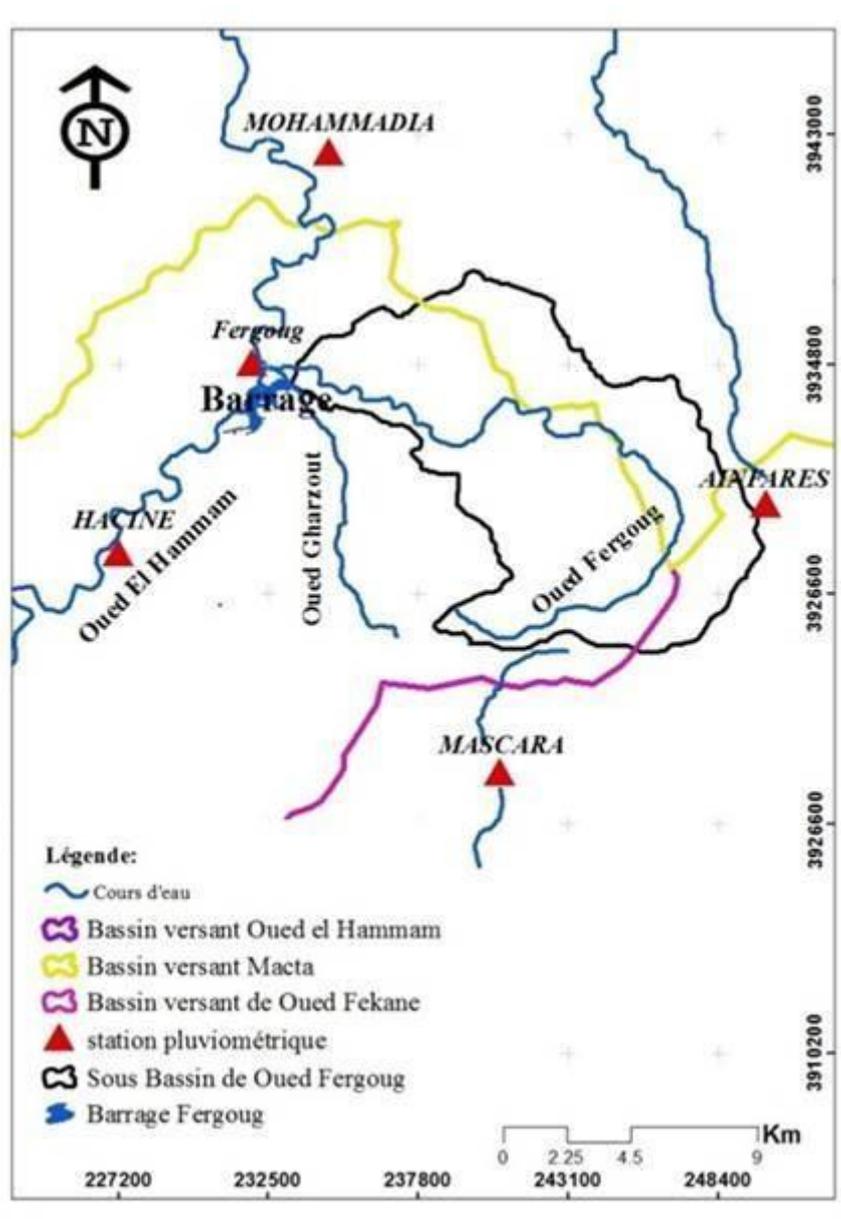


Figure 6 : Localisation des stations pluviométriques.

Tableau 2 : Coordonnées des stations pluviométriques du bassin versant de Fergoug.

Station	x	y	z	P (mm)	Période
Hacine	- 0.0059	35.459	145.00	309	1970-2015
Ain fares	0.2457	35.4807	424.00	596	1970-2015
Fergoug	0.0437	35.5214	95.00	292	1970-2015
Mascara	0.1449	35.392	583.00	333	1970-2015
Mohammadia	0.07126	35.5897	50.00	251	1970-2015

L'analyse climatique a été réalisée à partir des données de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) et de l'Office National Météorologique (ONM). Ces stations disposent des données relatives aux précipitations sur des périodes comprises entre 25 ans et 37 ans. La carte de localisation de ses stations montre qu'il y'a une bonne représentativité des altitudes et des étages bioclimatiques (Figure 6).

1. Les précipitations

La pluie est un facteur important en ce qui concerne l'érosion du sol. 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. 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 connaissance de la répartition des précipitations permet, en particulier, de calculer la lame d'eau tombée sur la totalité du bassin. Cette opération nécessite la combinaison de différentes méthodes à savoir la méthode des Isohyètes et la méthode des polygones de Thiessen afin de prendre en considération les contraintes géographiques existantes telles l'altitude, la topographie et l'exposition des versants. Généralement les zones sous climat méditerranéenne, telle la zone d'étude, sont soumises à des précipitations souvent sous formes orageuses. Ce caractère climatique est propice au ruissellement et à l'érosion hydrique, en favorisant le départ des particules de sol. L'intensité des précipitations influe directement sur les quantités d'eau qui ruisselle sur un sol (Duffa et Danic, 2006).

Précipitations annuelles

L'analyse des moyennes des précipitations annuelles en fonction des années (Figure 7), permet de distinguer un maximum en l'an 2014-2015 (596 mm) et un minimum de 251.5 mm en 1989-1990. La médiane sur 45 ans est de 341.16mm.

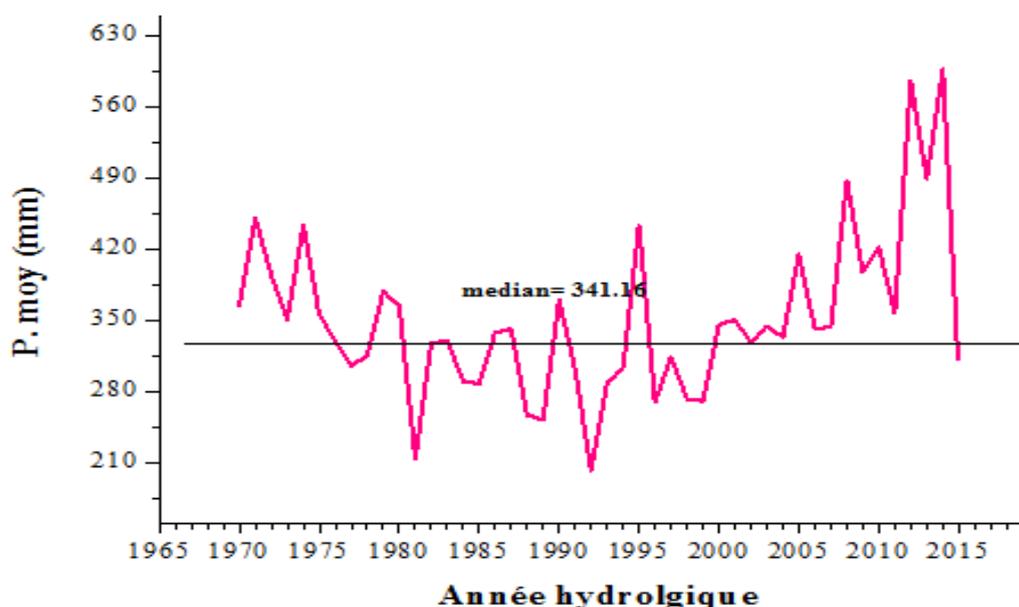


Figure 7 : Courbe des pluies moyennes annuelles.

Précipitations moyennes mensuelles

La figure 8 représente les courbes annuelles des précipitations moyennes mensuelles aux stations sélectionnées dans la région d'étude. Pour ces stations, l'observation a été réalisée à la même époque (1970-2015).

Les stations d'Ain Fares et Hacine enregistrent de forte précipitation de novembre à mai, avec un maximum en décembre et en Avril. Pour la station de Mohammadia, les précipitations sont relativement moins importantes.

On remarque aussi que la baisse des précipitations enregistrée pendant les mois d'avril à aout est frappante indiquant une saison très sèche correspond à la période des basses eaux. Cette irrégularité des pluies exerce une influence particulière à la fois sur la vie rurale et sur les principales ressources naturelles à savoir l'eau, le sol et le couvert végétal.

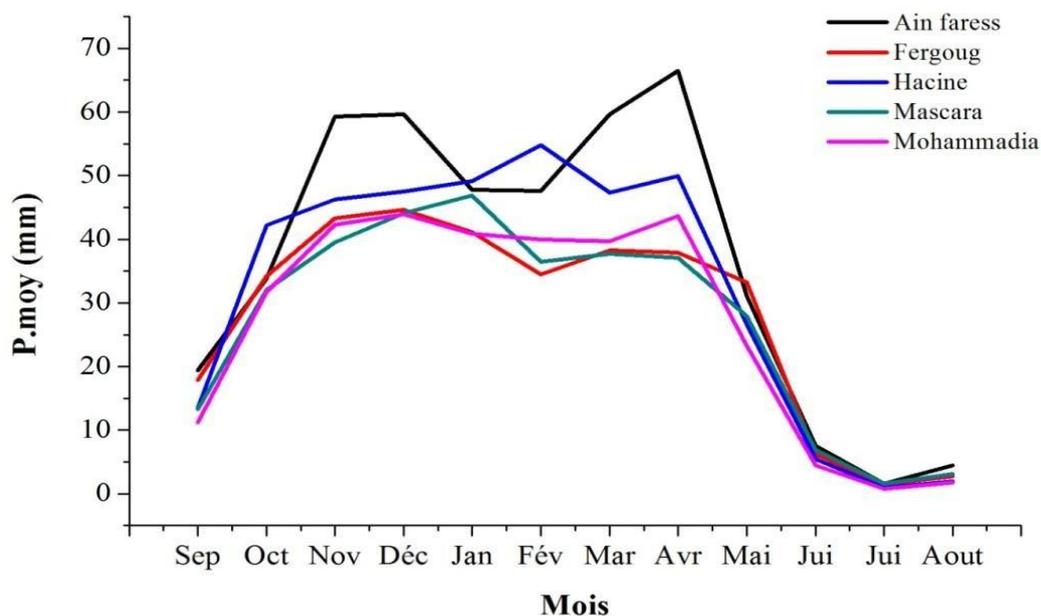


Figure 8. Courbes annuelles des précipitations moyennes mensuelles

Les statistiques basiques des pluies moyennes mensuelles (Tableau 3), montrent que les mois de novembre, décembre et avril concentre les moyennes pluviométriques mensuelles les plus élevés durant la période pluvieuse qui s'étale entre les mois d'octobre jusqu'à mai, le coefficient de variation varie entre 9 % et 39 % pour le mois janvier et août respectivement, ce qui implique une variabilité dans l'ensemble des mois.

Tableau 3 : Statistique basique des précipitations mensuelles

Mois	n.Obs	Moy	D S	C V	Max
Septembre	45	15.03	3.45	22.95%	19.41
Octobre	45	34.80	4.26	12.26%	42.19
Novembre	45	46.12	7.73	16.76%	59.28
Décembre	45	47.96	6.69	13.96%	59.66
Janvier	45	45.14	3.88	8.59%	49.10
Février	45	42.66	8.41	19.73%	54.79
Mars	45	44.54	9.28	20.84%	59.64
Avril	45	47.01	12.04	25.62%	66.49
Mai	45	28.40	3.87	13.63%	33.23
Juin	45	6.10	1.18	19.46%	7.54
Juillet	45	1.30	0.38	29.81%	1.623
Août	45	2.81	1.08	38.59%	4.47

N.obs : nombre d'observations, Moy : Moyenne D S : Déviation Standard
CV : Coefficient de variation, Max: maximal

Intensité des précipitations torrentielles

Les précipitations extrêmes de courte durée sont en effet la cause de catastrophes naturelles qui peuvent se produire sur bon nombre de bassins versants des massifs Algériens. La variabilité spatiale et temporelle de l'intensité des précipitations présente un enjeu aussi bien sociétal majeur que scientifique. C'est une caractéristique du climat méditerranéen avec une concentration de la totalité des précipitations sur quelques mois de l'année, d'octobre à avril, au cours desquels les précipitations mensuelles dépassent les 30 mm.

Les grandes averses s'observent pendant cette période, mais elles peuvent intervenir également pendant d'autres mois, notamment en septembre et en mai. Les précipitations les plus dangereuses pour les sols apparaissent en grande partie au début de la campagne agricole. Ces chutes de pluie intenses et de courte durée, sous forme d'orage, sont plus érosives parce qu'elles tombent au moment où les sols sont peu couverts par la végétation. Les courbe IDF des pluies de courtes durées peuvent être fait statistiquement selon les étapes suivantes:

Détermination des pluies journalières maximales de différentes fréquences par lois du Gumbel selon la démarche suivante:

- Préparation de la série de données pluies annuelles maximale par le triage des valeurs par ordre croissant et l'attribution d'un rang pour chaque valeur.

- Calcule de la fréquence empirique pour chaque rang en appliquant

$$F(x) = \frac{n - 0.3}{N + 0.4} \dots \dots \dots \text{Équation 1}$$

- Calcule de la variable réduite en appliquant $Y = [\ln(-\ln f(x))]$.

$$Y = [\ln(-\ln f(x))] \dots \dots \dots \text{Équation 2}$$

Détermination des pluies de courtes durées par Équation 3:

$$P_t \% = P_j \text{ max \% } \left(\frac{t}{24} \right)^b \dots \dots \dots \text{Équation 3}$$

Avec:

P_t: La pluie de courte durée en heur de fréquence donnée.

b: L'exposant climatique (b=0.28).

P_j max %: La pluie journalière maximale de fréquence donnée.

t: le tems de retour exprimé par Équation 3 :

$$T = \frac{1}{1 - f(x)} \dots \dots \dots \text{Équation 4}$$

L'intensité des précipitations, I (en mm / h) pour la période de retour T est obtenue à partir de l'équation 5 :

$$I_t = h / T \dots \dots \dots \text{Équation 5}$$

L'analyse des courbes PDF montre que la pluie de court durée augmente avec l'augmentation de la fréquence et la durée (Figure 9). Cependant, les courbes IDF montre que l'intensité diminue avec la durée. Elle est plus importante avec les pluies de courtes durées et diminue avec l'augmentation de la durée (Figure 10).

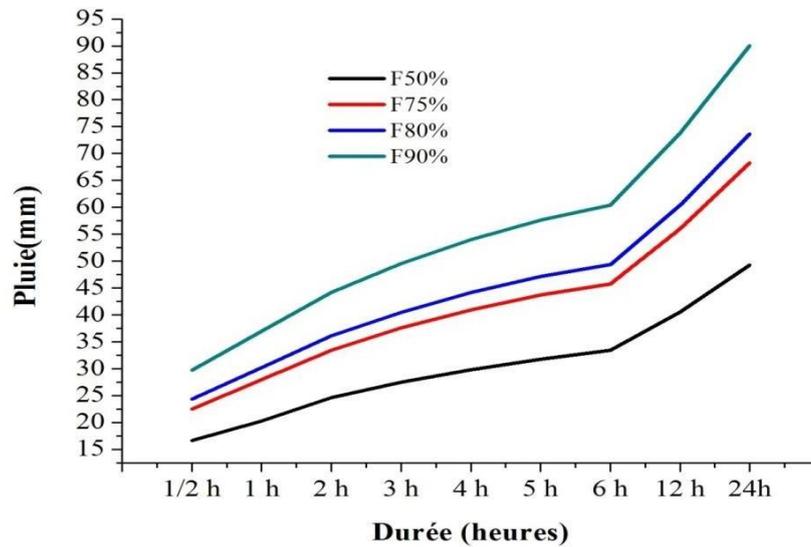


Figure 9: courbes Pluie- Durée- Fréquence (PDF).

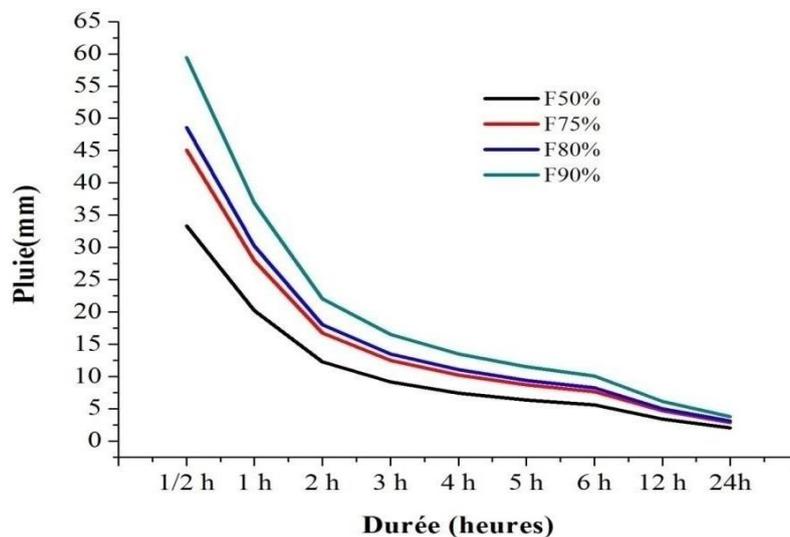


Figure 10: courbes Intensité- Durée- Fréquence (IDF).

Les valeurs maximales journalières de 24 heures de la pluie dans la zone d'étude varient pour les périodes de 2 ans, 4ans, 5ans, et 10ans successivement de 49.31mm, 68.3mm, 73.69mm et 90.09mm. Ces valeurs montrent une variation importante des pluies maximales et que plus la période de retour est élevée plus la pluie maximale est élevée.

L'analyse de l'intensité de pluie sur une période de 10 années montre que cette intensité varie de 2.05 mm/heures à 60 mm/heures. L'intensité maximale probable peut atteindre 60 mm/heure pour T=10ans, 48.63 mm/heures pour T=5ans, 45.07 mm/heure pour T=4ans et 33.34 mm/heures pour T=2ans. Ces valeurs montrent que les averses de courtes durées dans la zone d'études sont importantes. Par ailleurs, les pluies de courtes durées peuvent provoquer un apport de sédiments et peuvent représenter plus de 50% de l'apport solide annuel (Touaibia et al. 1999).

Évaluation de la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin

L'écoulement d'une lame d'eau est un moteur essentiel de l'érosion. Il détache, transporte et exporte des fragments de sol. Lorsque la lame d'eau dépasse une certaine hauteur elle peut dans certains cas désagréger le sol et le transporter, parfois elle agit en protégeant la surface du sol (Torri et al., 1987; Proffitt et al, 1993) in (Leguédois, 2010). Les méthodes généralement proposées pour calculer la lame d'eau tombée sont la méthode des Isohyètes et la méthode des polygones de Thiessen.

Les méthodes proposées sont basées sur des mesures ponctuelles. Pour avoir des canevas qui se rapproche plus au moins de la réalité de la répartition des moyennes des précipitations, il faut que la densité des stations soit assez grande, plusieurs obstacles se sont présentés, notamment le manque de données, car il y a des stations dont les données sont complètes mais d'autres non, des stations temporaires, des stations qui ont été mises en place puis délaissées.

Dans notre cas, pour vérifier que les stations météorologiques sont homogènes par rapport à la station de Mascara, qui est homogène (station de référence ou de base), nous avons utilisé la méthode du double cumul. Le principe de cette méthode consiste à établir une courbe en portant en abscisse, les totaux cumulés des précipitations moyennes annuelles de la station à vérifier et en ordonnées, les totaux cumulés de la station de référence. Une fois l'homogénéité des stations vérifiées, nous passons à l'étape de comblement des lacunes, c'est à dire l'estimation des données manquantes des stations à partir des données connues de la station de Mascara: c'est le principe de la méthode de la régression linéaire.

Méthodes des polygones de Thiessen

La méthode de Thiessen est une méthode arithmétique dans laquelle on attribue à chaque pluviomètre un poids proportionnel à une zone d'influence présumée telle qu'un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale du pluviomètre correspondant que tout autre pluviomètre. La méthode ne tient donc compte que de la distribution spatiale en plan des stations.

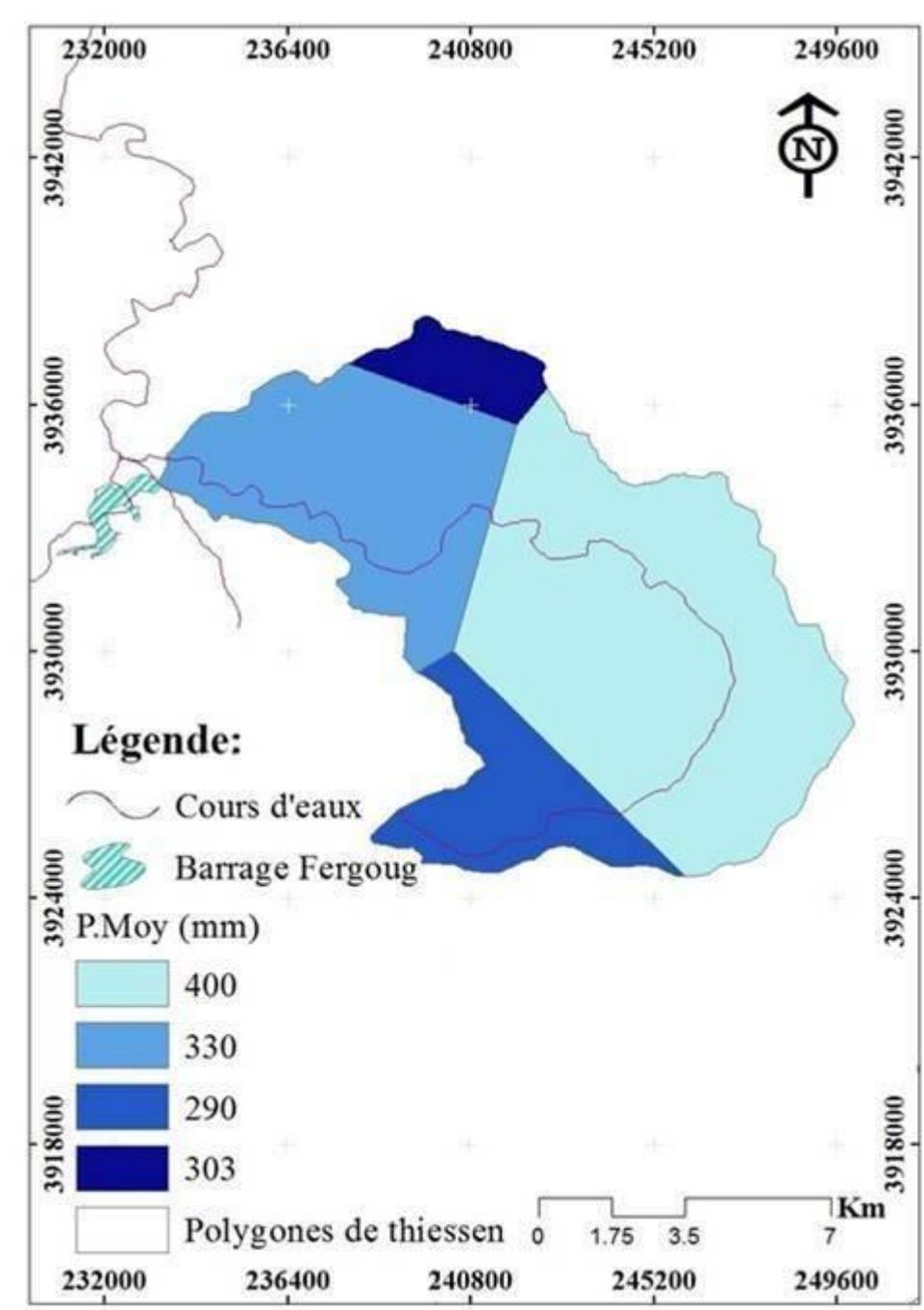


Figure 11: Carte des polygones de Thiessen.

Cette méthode consiste au facteur de pondération pour le calcul de la lame d'eau annuelle en appliquant l'Équation 6:

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i P_i}{A} \dots\dots\dots \text{Équation 6}$$

- Avec : P Moy : Précipitation moyenne sur le bassin versant (mm)
- Pi : Précipitation enregistré à la station i (mm)
- Ai : Superficie du polygone associé à la station i (Km²)
- A : Superficie totale du bassin (Km²)

Le bassin versant de l'Oued Fergoug dispose de quatre stations pour lesquelles sont tracés les polygones de Thiessen (Figure 11), L'analyse de cette carte des polygones de Thiessen montre que les précipitations les plus fortes (> 400mm) touchent les secteurs Est du bassin, les valeurs moyennes situés entre 290mm et 330mm sont localisés dans la partie médiane, alors que les valeurs minimales (< 300mm) intéressent surtout la partie sud-ouest du bassin versant de l'oued Fergoug.

Tableau 4: Stations et moyenne pluviométrique selon la méthode de Thiessen

Station	Pi (mm)	Ai (Km ²)	Ai*Pi/At
Hacine	309	16	40.85
Ain fares	596	65	320.16
Fergoug	292	34	82.04
Mascara	333	6	16.51
	Total	121	459.58

Les moyennes de pondération tenant compte des superficies correspondantes (Tableau 4), enregistrent des valeurs minimales de 16.5 mm à la station de Mascara et maximal au niveau de Ain fares avec des 320mm. Les autres stations ne dépassent pas 82mm. La moyenne totale enregistrée sur une surface de 121 km² est de 459.58mm.

Méthodes des isohyètes

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.). Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes, on peut tracer le réseau d'isohyètes (Musy, 2005). Le tracé des isohyètes n'est pas unique comme celui des courbes de niveau. Il doit être dessiné avec le maximum de vraisemblance compte tenu de la région, du réseau, de la qualité de la mesure, etc. Il existe aujourd'hui des méthodes automatiques qui effectuent le tracé d'iso valeurs par des moyens statistiques élaborés (technique de krigeage).

Ils montrent des valeurs comprises entre 304mm et 387mm, les superficies associées ne dépassent pas 46 Km² (Tableau 5).

Tableau 5: Moyennes pluviométriques des précipitations (Méthode des Isohyètes)

Précipitations (mm)		Pi(mm)	Ai (km ²)	Ai*Pi/At
Min	Max			
304	318	304	15.09	37.99
318	327	327	4.69	12.70
327	336	336	7.67	21.34
336	347	347	13.72	39.42
347	358	358	29.87	88.55
358	370	370	3.39	10.38
370	387	387	46.32	148.45
		Totale	120.7	358.86

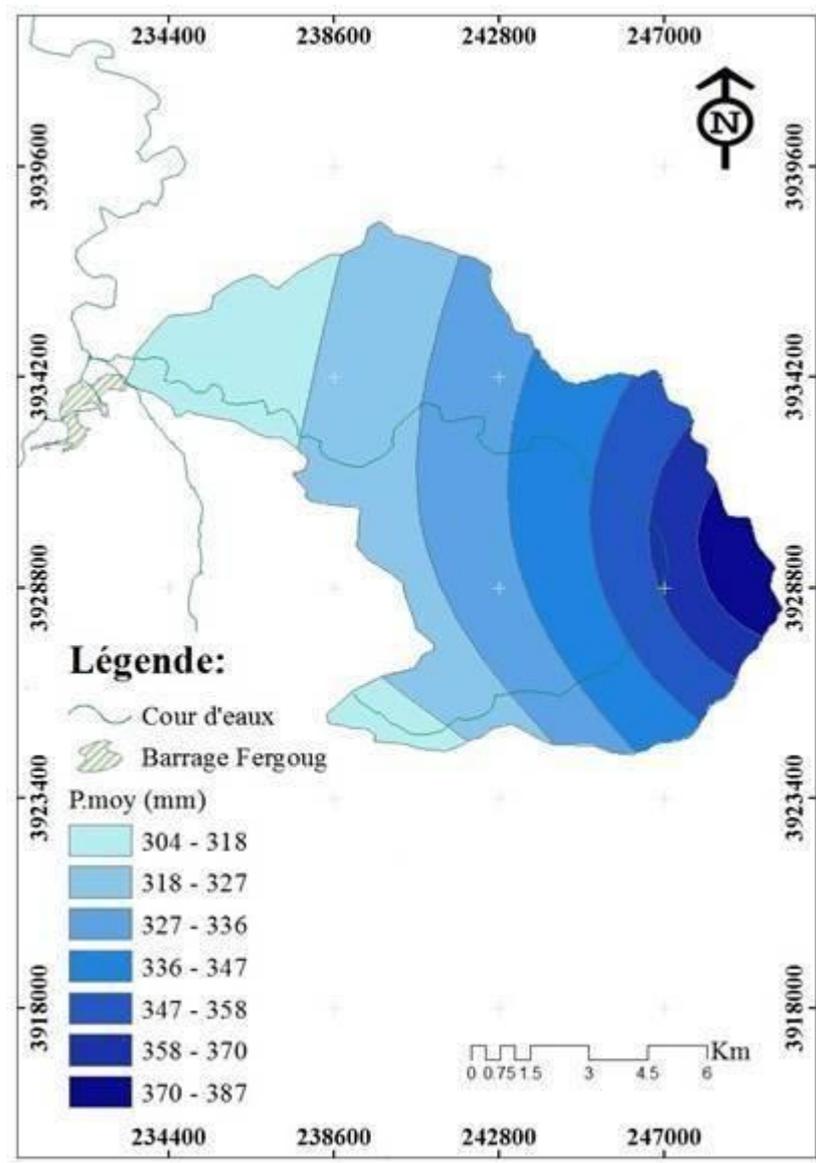


Figure 12: Carte des précipitations selon la méthode des isohyètes.

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i P_i}{A} \quad \text{Avec } P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \dots\dots\dots \text{Équation 7}$$

- Avec: P Moy : Précipitation moyenne sur le bassin (mm)
- A: Surface total du bassin (Km²)
- A_i : Surface entre les deux isohyètes h_i et h (i+1) (Km²)
- K : nombre total des isohyètes
- P_i : Hauteur moyenne entre les deux isohyètes (mm)

La carte des isohyètes obtenue suite à cette corrélation (Figure 12) montre que le minimum des précipitations est observé au Nord du bassin versant, au niveau de la zone de

l'exutoire avec une valeur annuelle de 304 mm. Le maximum est observé à Est, au niveau de l'amont du bassin versant où les précipitations moyennes annuelles sont d'environ 387 mm.

1. 4. 3. Estimation de la lame d'eau moyenne

La lame d'eau estimée par les deux méthodes, évoquée précédemment, montrent des valeurs différentes avec un écart plus au moins important. Dans le but de rapprocher entre ces valeurs trouvées, une moyenne entre elle est calculée (Tableau 6) :

Tableau 6: La lame d'eau moyenne

Carte des isohyètes	Polygone de Thiessen	La lame d'eau moyenne
358.86mm	459.58 mm	409.22 mm

Le volume d'eau tombé sur le bassin versant peut-être déterminé par l' $V=P_{moy} \times ST$
Équation 8 :

$$V=P_{moy} \times ST \dots\dots\dots \text{Équation 8}$$

$$V = 409.22 \times 10^{-3} \times 120.7 \times 10^6$$

$$V= 49.39 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$$

La dégradation de l'état de surface du sol permet à l'eau qui ne peut plus s'infiltrer de s'écouler en surface. Le ruissellement diffus s'installe alors, suivi d'un écoulement concentré beaucoup plus efficace. Dans notre contexte géographique, le ruissellement diffus représente un important agent d'érosion et de transport sur les versants cultivés (volume d'eau estimé à $49.39 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$). Ses effets peu visibles n'en sont pas moins dommageables car son action est répétitive et peut représenter une érosion sélective de certains éléments du sol (particules fines, matières organiques et certains fertilisants) et une quantité en matériaux déplacés importante. Il peut en résulter une diminution de la productivité des sols et un accroissement de l'érosion hydrique.

2. Études des températures moyennes mensuelles

La zone méditerranéenne est caractérisée par un régime thermique élevé. Les températures restent élevées pendant la saison des pluies. Ces pertes en eaux se traduisent par une réduction de l'humidité au niveau des sols qui s'exprime par une régression du couvert végétal et par conséquent des risques plus élevés à l'érosion hydrique. Vue l'absence de

données thermiques dans la zone à l'étude, on a examiné celles de la station de Mascara (Tableau 7). Le régime thermique est frais durant l'hiver et modéré pour le reste de l'année. La température annuelle moyenne est de 17,54°C, alors que la moyenne des maxima du mois le plus chaud (août) est de 28°C et celle des minima du mois le plus froid (février) est de 9°C.

Tableau 7 : Moyennes mensuel des températures à Mascara entre 1977 et 2016 (ONM d'Oran, ONM d'Alger).

	Ja	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aot	Sept	Oct	Vov	Déc
Min	0.9	-0.1	4.2	4.4	9.1	12.	16.3	16.8	14.3	10.4	6	3.7
Max	17	18.2	20.5	25.9	30.7	35.3	39.5	40	33.1	30.2	22.9	19.5
Moy	8.9	9.6	12.2	14.8	18.9	23.5	27.6	27.8	23.5	19.18	13.6	10.5

Cette variabilité thermique influence fortement l'état des sols. En effet, elle conditionne l'évaporation physique et physiologique et intervient largement dans le régime des cours d'eau. Les fissures de dessiccation guident et facilitent l'écoulement externe ou interne des eaux provoquent des effondrements, affaissements et éboulements qui sont principalement responsables de la rapidité d'évolution de l'érosion accélérée dans le bassin versant de Fergoug.

Nous signalons que les variations temporelles des températures sont en relation avec les caractéristiques climatiques saisonnière. Par contre les variations spatiales sont en relation avec les facteurs biogéographiques, tel que l'altitude, la pente, la latitude, et la couverture végétale.

3. Etages bioclimatiques

Pour caractériser le climat de notre région, la procédure utilisée s'appuie sur le calcul des différents indices climatiques: l'indice d'aridité annuelle de Martonne et les indices mensuelles d'aridité, le Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen et le quotient pluviothermique d'Emberger.

L'indice d'aridité annuelle de Martonne et les indices mensuelles d'aridité

Une valeur utile pour exprimer les conditions climatiques du milieu grâce à l'indice d'aridité de Martonne qui est donné par l'Équation 4 mettant en relation la pluviométrie et la température moyenne annuelle :

$$I = \frac{P}{T+10} \dots\dots\dots \text{Équation 9}$$

Avec P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ; T: Température moyenne annuelle (°C)
Sachant l'Équation 10:

$$I = (12 \times P)/(T + 10) \dots\dots\dots \text{Équation 10}$$

Avec P : précipitation moyenne mensuelle en mm ; T : température moyenne mensuelle en °C

L'analyse de l'évolution de l'indice mensuel d'aridité (Figure 13) montre que les mois de Janvier et Avril sont humide (i >20), les mois de Mai, Juin, Juillet et Août jouissent d'un climat hyperaride, par contre les autres mois se caractérisent par un régime semi-humide et hyper humide.



Figure 13 : L'indice d'aridité de Martonne et les indices mensuelles d'aridité (1972/2015).

Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1957)

Ce diagramme met en évidence la période de sécheresse et son intensité dans une région donnée. Bagnouls et Gaussen (1957) considèrent qu'un mois est sec lorsque le total des précipitations moyennes exprimé en (mm) est inférieur ou égal au double de la température moyenne en degré Celsius ($P/T < 2$). Ces auteurs préconisent pour la détermination de la période sèche (suite de mois secs) de tracer un diagramme sur lequel la température est portée à une double échelle de celle des précipitations. La durée de cette période sèche ressort matérialisée par la surface de croisement où la courbe thermique passe au dessus de la courbe ombrique.

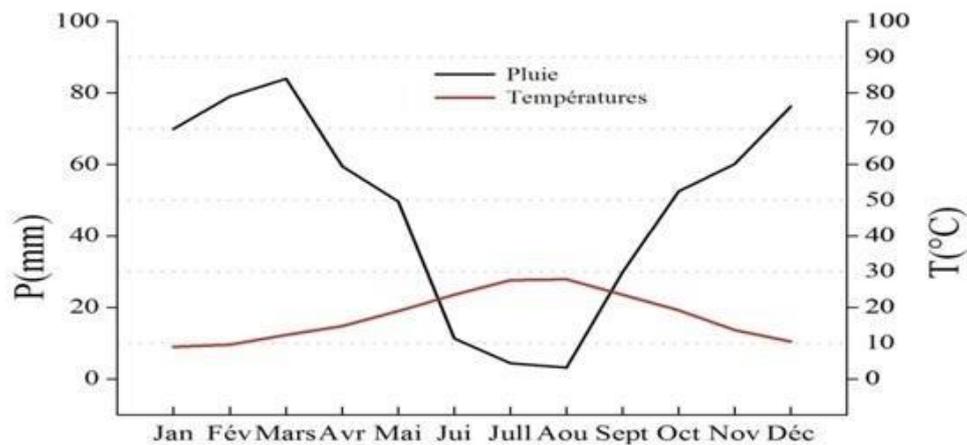


Figure 14 : Digramme ombrothermique pour la période de 1994 à 2015.

L'analyse de ce diagramme (Figure 14) montre que la courbe des températures passe au-dessus de la courbe des précipitations, définissant ainsi une période sèche qui s'étale sur cinq (4) mois et demi par an s'échelonnant du mois Juin à mi-septembre.

3.4. Quotient pluviothermique d'Emberger

Afin de caractériser les types de climat de la région méditerranéenne Emberger (1930) a proposé un coefficient faisant intervenir trois paramètres: la pluie, la température et l'évaporation. Cet indice est donné par l'équation 11 :

$$Q_E = \frac{2000P}{(M+m+546.4)(M-m)} \dots\dots\dots \text{Équation 11}$$

- Avec : Q_E : Le quotient pluviométrique d'Emberger
- P : Précipitation total annuelle (mm)
- M : Moyenne des maxima du mois le plus chaud (°C)
- m : Moyenne des minima du mois le plus froid (°C)

Le Q_E est de 42,4 pour la station d'Ain Fares, indiquant que le climat de la zone étudiée est semi-aride. Des travaux synthétiques réalisés au cours des dernières décennies ont montré certaines modifications climatiques. Bouazza (1991) dans le Sud oranais et Aime (1991) sur le littoral oranais ont montré l'importance des modifications de certains paramètres climatiques et surtout des précipitations. Ces changements ont conduit généralement à un décrochement d'un niveau bioclimatique au sens d'Emberger (1945) sur des pas de temps climatiquement significatifs (Barbero et al. 1990).

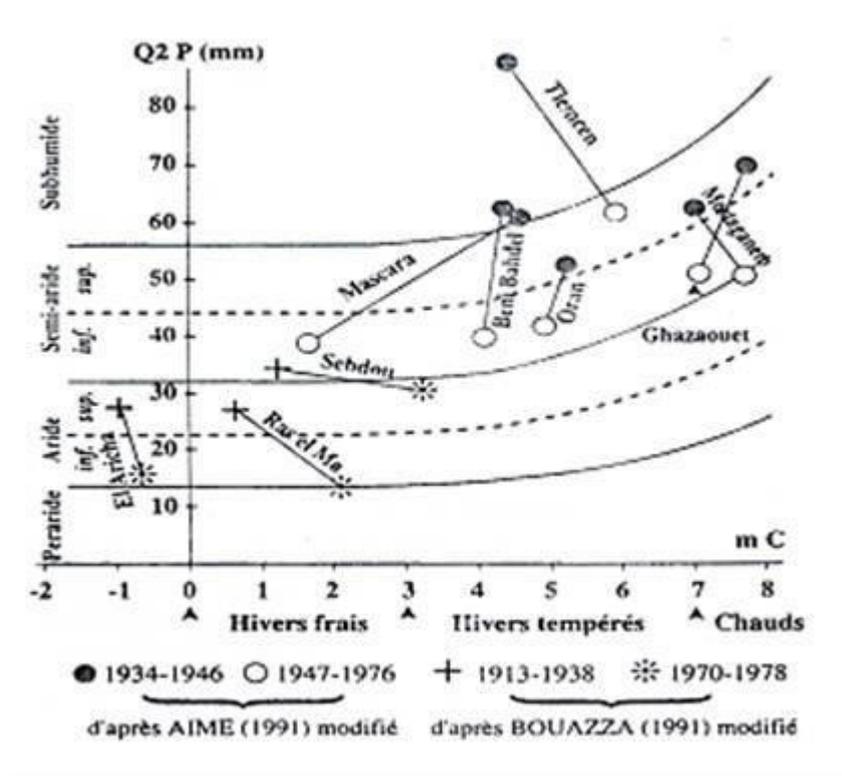


Figure 15 : modification sur le climagramme d'Emberger. Position de Mascara et de quelques localités d'Oranie (Bouazza, 1991).

La figure 15 montre que Mascara est passé entre les périodes 1934/46 et 1947/76 de la limite subhumide/semi-aride supérieur au semi-aride inférieur. Ce phénomène devrait faire l'objet d'études particulières, car il est important de savoir s'il s'agit d'un phénomène de sécheresse irréversible ou de l'effet d'un simple cycle de sécheresse.

Les résultats de l'étude bioclimatique (Figure 16) en comparaison avec ceux de (EURL T.A.D, 2008), et tenant compte de l'échelle adoptée dans chaque étude, montre une certaine corrélation, car la zone d'étude a servi pour l'auteur de zone limite entre les étages subhumide/semi-aride supérieur et semi-aride inférieur.

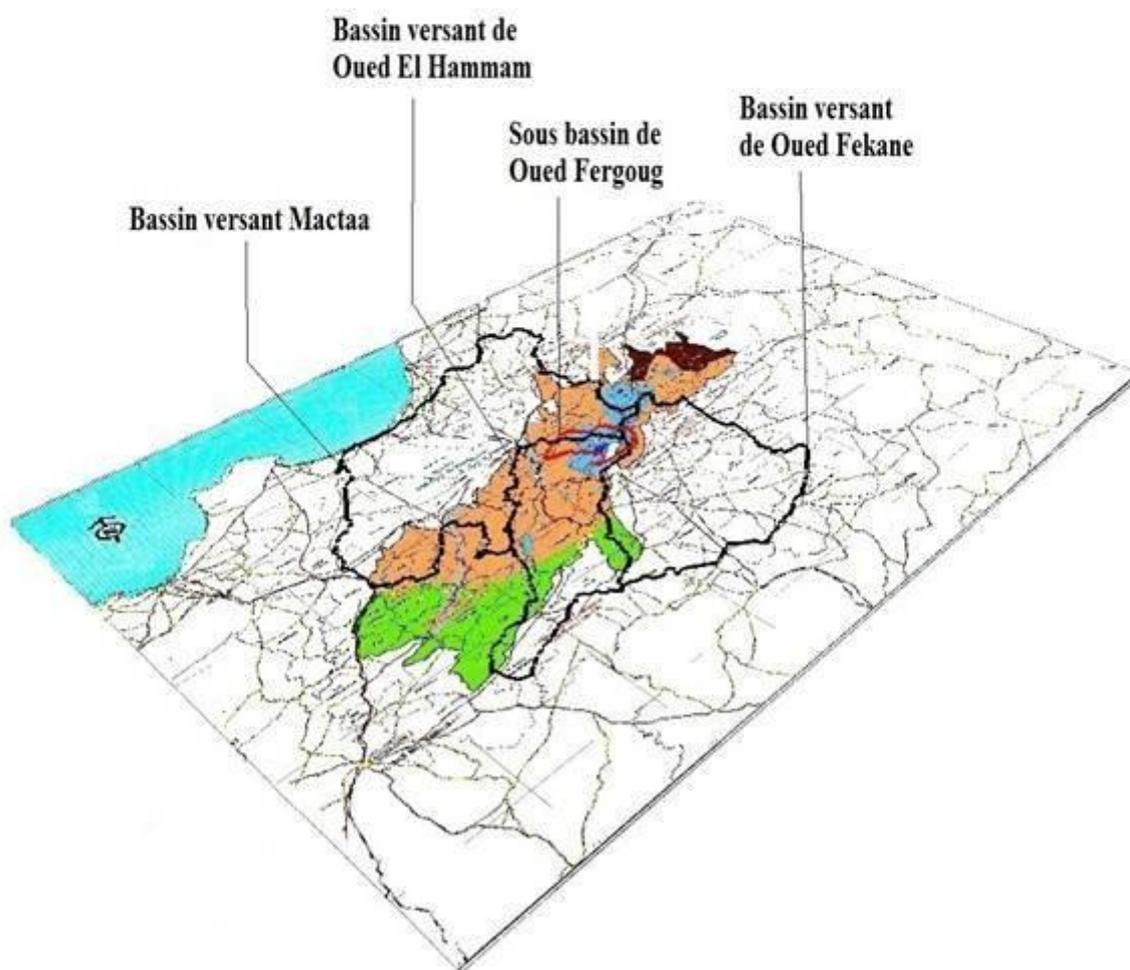
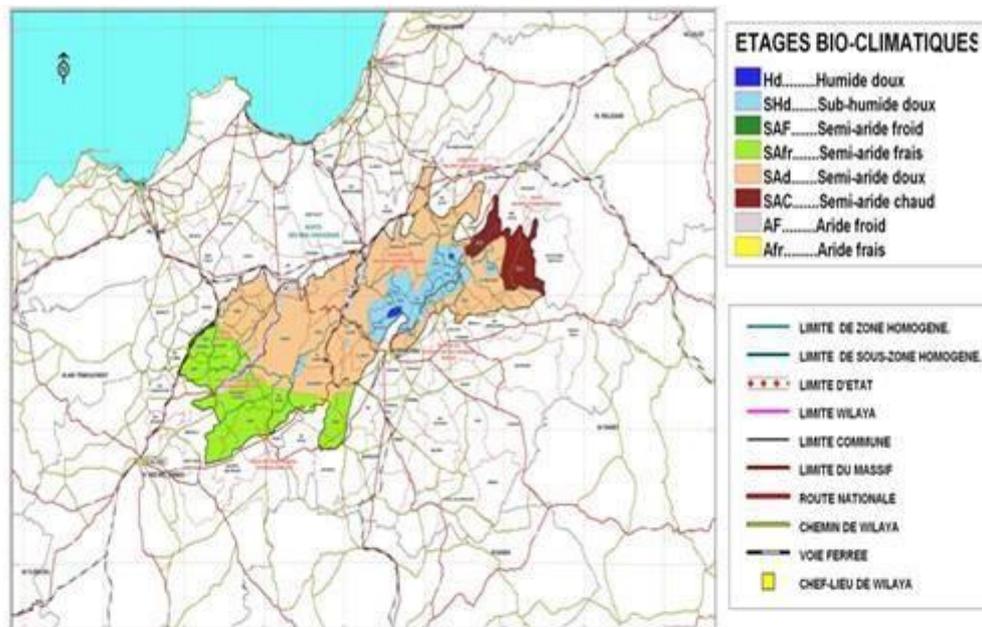


Figure 16 : Carte des étages bioclimatiques des Monts de Beni-Chougrane (EURL-T.A.D-Territoire Aménagement et Développement, 2008).

4. Exposition des versants

La présence d'un relief (une chaîne de montagne par exemple) sur la trajectoire d'une masse d'air provoque l'élévation de celle-ci. Le refroidissement induit peut entraîner la formation d'une couverture nuageuse et déclencher des précipitations, Ce type de système est relié aux perturbations cycloniques (Roche M. 1963). Les précipitations, d'intensité et d'extension variables, touchent principalement le versant situé face au vent. Le versant sous le vent est au contraire plus sec, car l'humidité relative de la masse d'air et donc la pluie est moindre voir nulle lorsqu'elle descend sur le versant sous le vent.

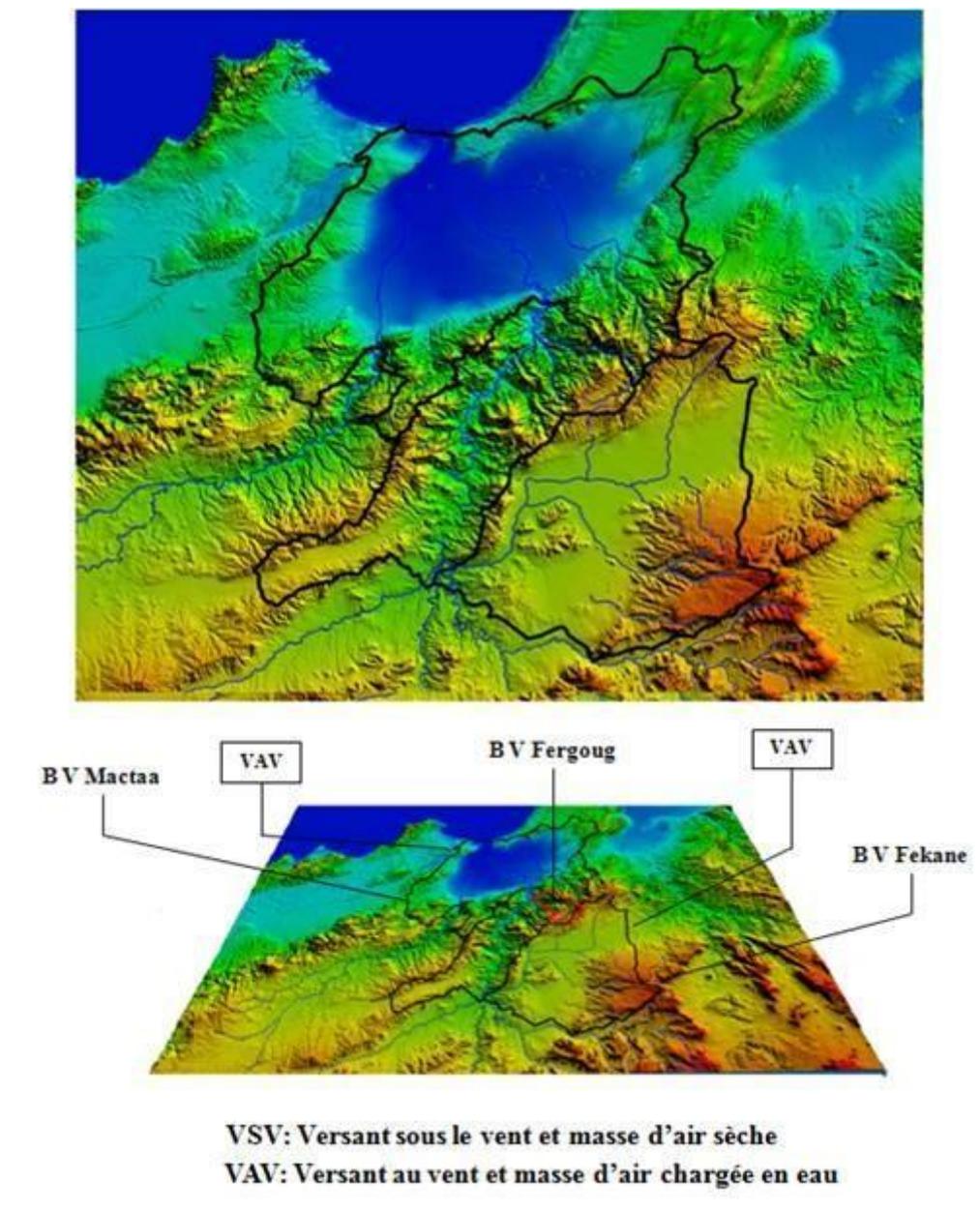


Figure 17 : Contexte géo climatique du bassin de l'oued Fergoug

En Algérie, la pluviométrie est sous l'influence des facteurs géographiques : l'altitude, la longitude et l'exposition. En effet, la pluviosité augmente avec l'altitude, mais elle est plus élevée sur les versants exposés aux vents humides. Elle augmente également d'ouest en Est et à l'inverse elle diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral vers le sud.

En plus, elle est plus abondante sur les reliefs qu'en plaine (répartition orographique ou hypsométrique) ; mais, elle est plus élevée sur les versants bien orientés face aux vents pluvieux du NW, que sur les autres.

La pluviométrie est plus importante sur le littoral, que dans les régions situées plus au sud ; l'Algérie, en effet, dresse sur son littoral les pentes de la chaîne tellienne, qui reçoit de plein fouet les flux perturbés et fait écran aux plaines et bassins intérieurs. Il y a une décroissance rapide des pluies à mesure que l'on s'éloigne du littoral vers l'intérieur du pays (sous l'effet combiné de la latitude, de l'éloignement de la mer et de la continentalité). (Meddour R. (2010).

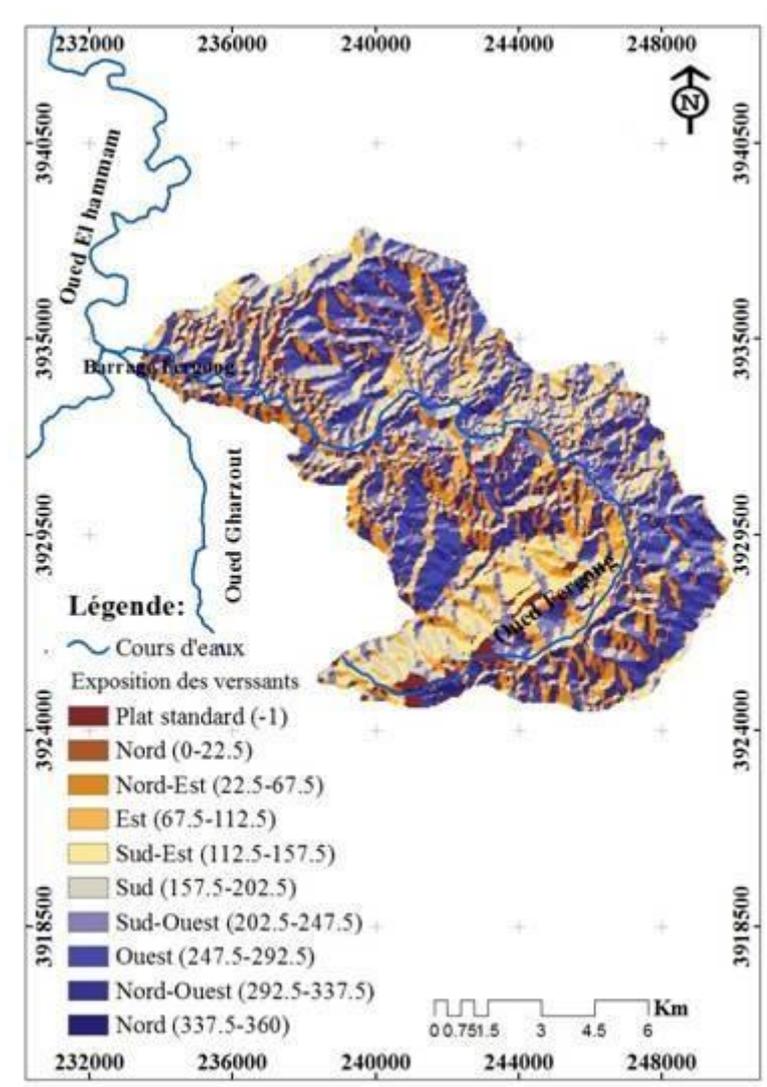


Figure 18 : Carte d'exposition des versants.

Le massif montagneux de Beni-Chougrane est naturellement très individualisé par son altitude. Sa proximité relative la mer (35 à 45 Km) et par son orientation Est-Ouest, permet de à recevoir en hiver, la masse principale des pluies dont une partie tombera sous forme des pluies abondante ce qui constitue un atout hydrologique important pour l'alimentation de l'Oued Fergoug, El Hammam et ses affluents.

Le bassin versant de l'oued Fergoug occupe une position dont le contexte climatique est complexe. En effet, les précipitations accusent une grande variabilité mensuelle et surtout annuelle. Cette variabilité est due à l'existence de gradients. Un gradient longitudinal : la pluviosité augmente d'Ouest en Est (450 mm/an à Oran plus de 1000 mm/an à Annaba). Ce gradient est dû à deux phénomènes : à l'Ouest, la Sierra Nevada espagnole et l'Atlas marocain agissent comme écran et éliminent ainsi l'influence atlantique, à l'Est, les fortes précipitations sont attribuées aux perturbations pluvieuses du Nord de la Tunisie.

La partie la plus arrosé selon les cartes des isohyètes et des polygones de Thiessen est celle situé au nord ouest il s'agit bien des versants au vent (Figure 17 et 18). À cela s'ajoute peut-être l'effet de la présence des masses d'air arrivé du nord et du nord-ouest, chargée en eau.

III. Le facteur géologique

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

La nature des affleurements a une influence sur l'hydrologie de surface et le type du dépôt alluvionnaire. Dans ce chapitre, nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie et l'hydrogéologie de la région d'étude. La connaissance de la géologie d'un bassin versant s'avère importante pour cerner l'influence des caractéristiques physiographiques. La géologie du substratum influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Dans ce dernier cas, les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie (nature de la roche mère) et la structure tectonique du substratum.

L'étude géologique d'un bassin versant dans le cadre d'un projet hydrologique a surtout pour objet de déterminer la perméabilité du substratum. Celle-ci intervient sur la vitesse de montée des crues, sur leur volume et sur le soutien apporté aux débits d'étiage par les nappes

souterraines. Un bassin à substratum imperméable présente une crue plus rapide et plus violente qu'un bassin à substratum perméable, soumis à une même averse. Ce dernier retient l'eau plus aisément, et en période de sécheresse, un débit de base sera ainsi assuré plus longtemps (Musy, 2003).

2. Géologie et lithologie du bassin versant de l'Oued Fergoug

Le massif de Beni-Chougrane est allongé suivant la direction S.SW à N.NE, très plissé à ossature crétacé et recouvrement tertiaire très épais (Benchetrit, 1972). Ce sont les vestiges de l'ancien sillon méditerranéen, effondrés et transportés par charriage en deux ensembles principaux : le Crétacé moyen et supérieur et le Nummulitique (Eocène et Oligocène). Il est compris entre deux compartiments effondrés, la plaine de l'Habra et celle d'Eghris, qui l'encadrent au nord et au sud.

Les formations qui le constituent sont presque les mêmes que celles qu'on rencontre dans les zones environnantes mais nous pouvons noter la faible extension du Trias, l'absence du Jurassique et la prédominance du Crétacé supérieur et moyen sur le terme inférieur, et celle de l'oligocène sur l'Eocène (Dalloni, 1952). Quant aux formations néogènes, elles sont bien représentées sur le massif.

L'ossature du bassin versant de Fergoug est constituée principalement de marnes helvétiques et tritoniennes de 4 à 500 m d'épaisseur (Benchetrit, 1972). Les marnes constituent la formation qui domine largement dans la zone, elles présentent des teintes différentes d'un site à un autre souvent avec des lambeaux de grès intercalés. A cette unité s'ajoutent des roches peu cohérentes telles que les grès tendres et les calcaires. Les roches cohérentes et résistantes ont une faible extension dans la zone.

3. Répartition des faciès lithostratigraphiques au niveau de bassin versant de Fergoug

Quatre ensembles d'unités structurales sont distingués dans le bassin versant de l'Oued Fergoug (Figure 19). De l'amont vers l'aval on distingue; Des marnes d'âge crétacé, très fracturée et des affleurements éocènes qui forment le soubassement, Un ensemble de couches marneuses et gréseuses miocènes, Des témoins sablo-gréseux d'âge pliocène, Des alluvions et des dépôts de pente quaternaires, d'épaisseur faible par rapport aux autres ensembles. Ce canevas structural est responsable en grande partie de l'orientation du réseau hydrographique de la région.

La figure 20 montre les pourcentages des superficies des faciès litho stratigraphiques compte tenu de leur distribution à l'intérieur du bassin versant. En effet, vingt types de formations étalées sur 10 systèmes et sous-systèmes peuvent être comptés. Les faciès les plus représentés dans le bassin versant de Fergoug sont les marnes et les grès avec 53%. En fonction de la cohésion des matériaux, on peut distinguer quatre classes :

Marne d'âge crétacé : c'est la formation la plus ancienne. Elle constitue le substratum général de la zone. C'est un faciès marneux dans l'ensemble avec intercalation de bancs de grès ou de calcaire. Elle est représentée par le sénonien qui est en grande partie marneux. Des lentilles de gypse cristallin (1cm d'épaisseur environ) s'intercalent souvent dans ces marnes. Ces dernières diffèrent beaucoup des argiles et des marnes du miocène par leur dureté.

Marnes d'âge éocène: C'est un ensemble très épais à prédominance de marnes bleues et grises avec intercalation de banc de grès. Il est transgressif et discordant sur les formations antérieures.

Marnes et grès d'âge miocène (marnes et grès de l'Aquitainien): ce faciès est composé de marnes jaunes et quelques fois sableuses, alternant avec des bancs de grès et de calcaire. En plus, il est mêlé de cailloutis peu cimentés associés à des limons rubéfies.

Grès en banc massif de l'Helvétien : cet étage affleure de part et d'autre de l'oued Fergoug au-dessus duquel il forme des corniches spectaculaires. Il a un fort pendage vers le nord dans la zone d'étude. C'est l'horizon rocheux le plus répandu dans les Beni-chougrane, Il est constitué de grès jaunes, sableux et tendres.

3.5 Marnes tortoniennes: elles sont grises et meubles. Elles se caractérisent par une grande instabilité et sont soumises à un ravinement généralisé du fait de l'absence de végétation. Elles sont très affectées par les glissements de terrain.

D'après Demmak (1982), il y a une relation étroite entre le type d'érosion, les transports de sédiments et la lithologie. Là où les roches sont résistantes, on trouve les pentes les plus fortes et des couverts végétaux denses et des transports de sédiments faibles ; mais sur les roches argileuses et les marnes, on trouve des pentes relativement modérées, des activités humaines intenses, une végétation peu dense et des transports abondants de sédiments (Heusch, 1970).

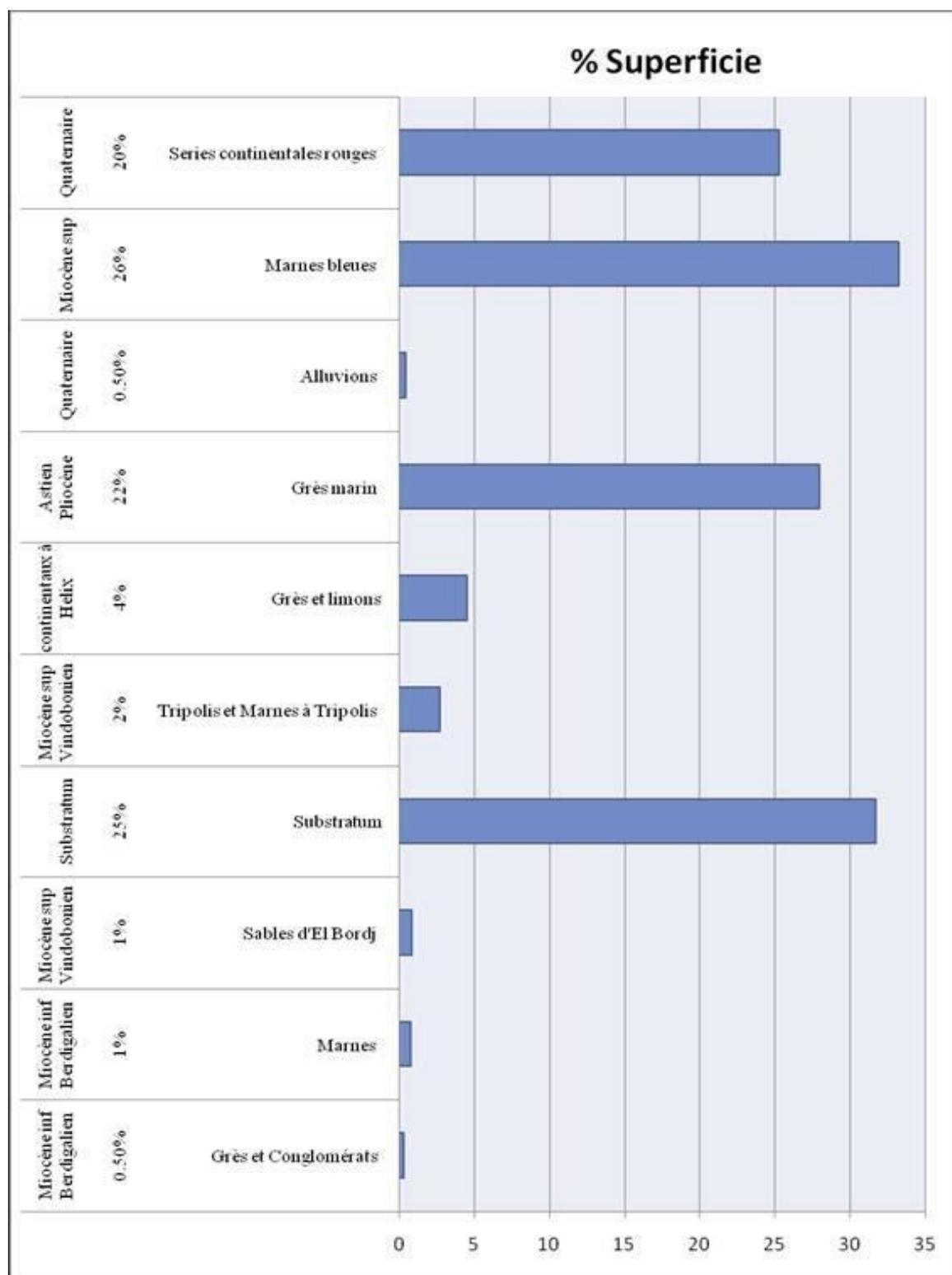


Figure 19 : Répartition des faciès lithostratigraphiques en fonction des âges attribués.

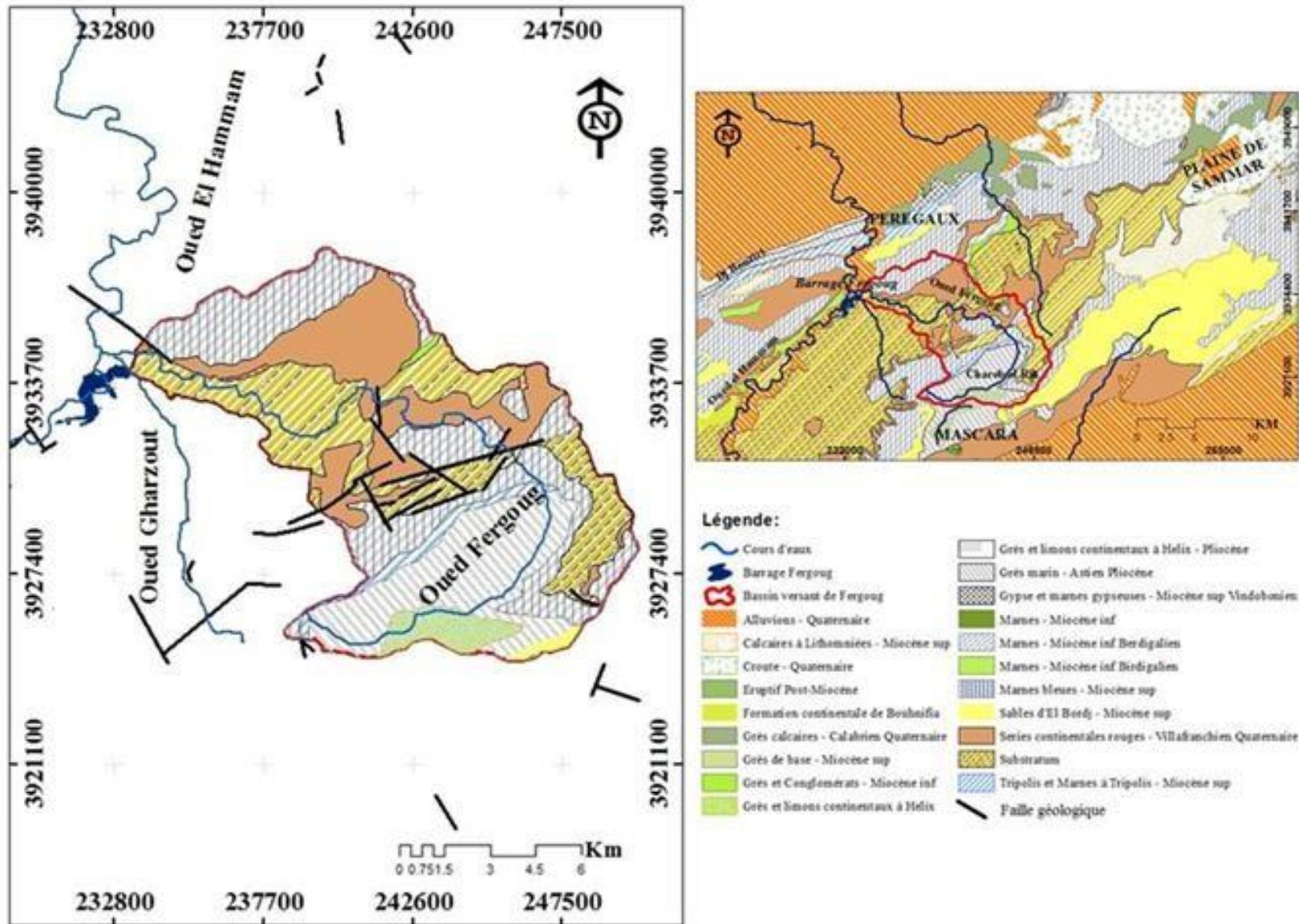


Figure 20: Cadre géologique du bassin versant d'Oued Fergoug (Levers inédits de MM. Laffite, Tenaille, Badoux, Blant, Boroccon dudan, German, Lossei, Nicod, Perrodon, Reyre)

IV. Le facteur pédologique

Pour beaucoup de sols cultivés, l'érosion est liée à la dégradation structurale superficielle des sols. La dégradation structurale génère la formation de croûtes de battance qui réduisent la capacité d'infiltration des sols et entraînent l'apparition du ruissellement. Elle est aussi à l'origine de l'émission de petits fragments de terre qui seront exportés par le ruissellement. En fonction de leurs caractéristiques structurales, les agrégats présents à la surface vont être plus ou moins intensément désagrégés, déterminant la sensibilité des sols à la dégradation structurale. La gamme de tailles des fragments de terre produits agrégats ou particules élémentaires et mobilisables par l'érosion est fonction de la stabilité de la structure du sol.

A l'échelle du massif de de Béni-Chougrane, nous avons étudié la distribution spatiale des sols à l'échelle du paysage (carte de pédo-paysagère) suivi par des analyses du sol. Les sites d'échantillonnage pour l'analyse du sol et d'observation ont été choisis sur la base des zones qui présentent approximativement les différentes réponses spectrales de la trichromie TM (7.5.1). L'analyse des sols, après un échantillonnage dirigé par la réponse spectrale, a été effectuée sur les principaux types de sols, les plus dominants dans les monts de Beni Chougrane.

La cartographie a été faite sur la base d'une image satellitaire multi spectrale du 01septembre 2011, sachant que les images satellitaires permettent d'obtenir des informations pédologiques telles que la couleur, les teneurs en matière organique et le calcaire, la pierrosité de surface, la rugosité, la profondeur et la texture du sol (Girard M-C et Girard C-M,1999).

Le traitement de l'image a été fait par le logiciel ENVI avec une classification supervisée de type maximum de vraisemblance en utilisant la trichrome TM (7.5.1) (Figure 21). Ce traitement nous a permis par la suite de dresser un inventaire sur les grandes unités de sols existantes, par le concept de la cartographie pédopaysagique. Cette cartographie est définie par Girard (1983) comme un ensemble des horizons pédologiques et des éléments paysagiques : végétation, effets des activités humaines, géomorphologie, hydrologie, substrat ou roche-mère, dont l'organisation spatiale permet de définir dans son ensemble une ou une partie d'une couverture pédologique. Même les travaux de Girard (1975 et 1977), Naert et al. (1987), Escadafal (1989), King (1994) et Escadafal et al. (1995) montrent qu'une information de synthèse représentée par le concept de cartographie pédo paysagère est suffisante dans un

premier temps, pour connaître les grandes classes de sols (classification française CPCS, 1967). Elle sera introduite dans un deuxième temps, dans un système d'informations géographiques (SIG) afin d'orienter l'utilisation des terres vers un aménagement adéquat.

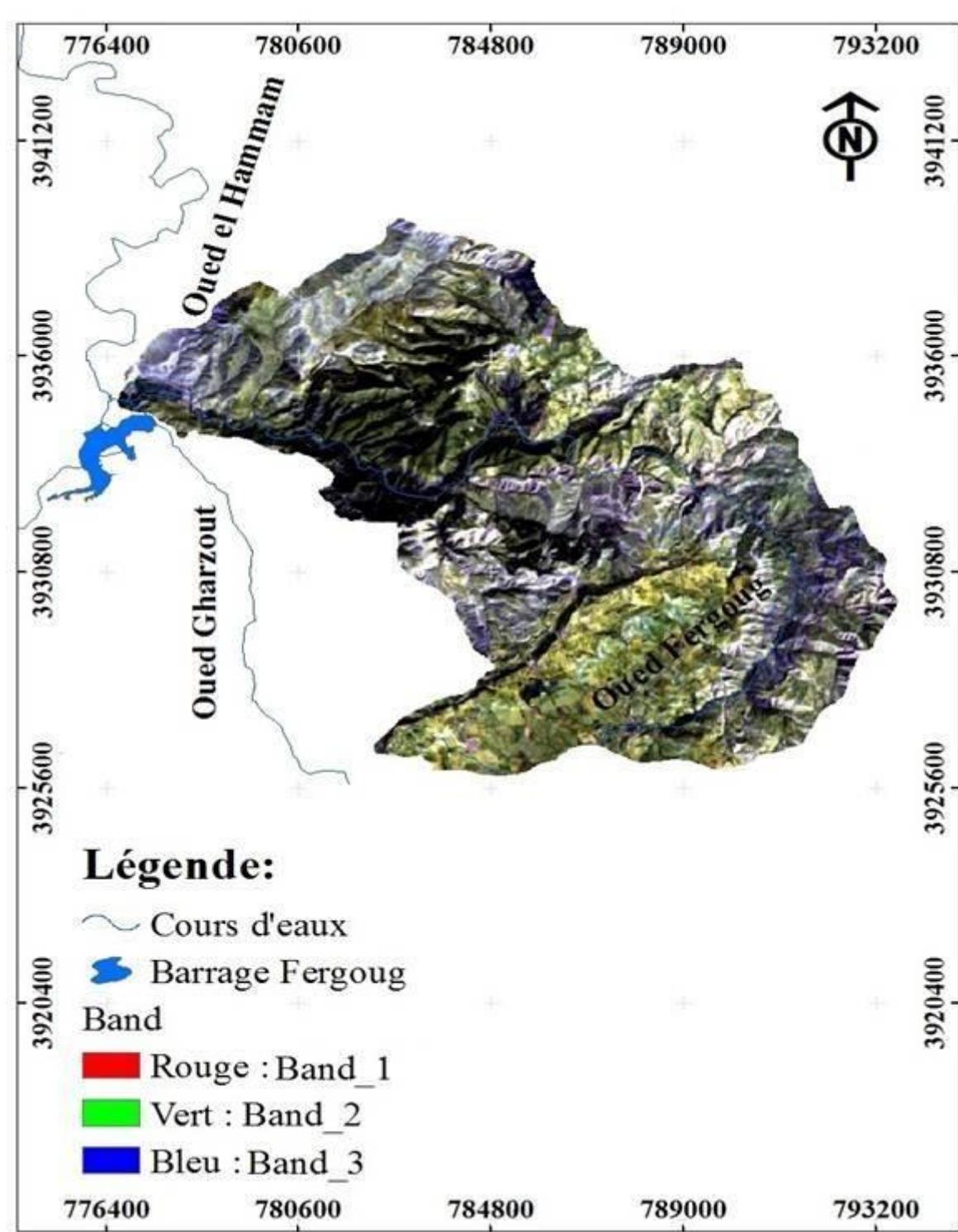


Figure 21 : Cartes de la réponse spectrale TM (7.5.1).

L'établissement de la carte pédo paysagère (Figure 22), nous a permis d'identifier 07 unités de sols. En effet, l'hétérogénéité de la géologie, la diversité du relief, les variations climatiques et la répartition de la végétation sont autant de facteurs influençant l'évolution et la distribution des sols dans cette région. Les sols sont souvent jeunes et peu évolués, encore liés à la roche mère et possédant le plus souvent les propriétés de cette dernière. Les sols formés sur les marnes (les marnes couvrent des surfaces importantes) sont essentiellement des sols vertiques : bruns calcaires, peu évolués, régosols et vertisols. La carte pédo paysagère montre de différents types de sol.

1. Les sols calcimagnésiques et brunifiés

Les sols calcimagnésiques rencontrés au niveau des bas versants et des replats des sommets de montagne (pente moyenne), et sur des roches mères contenant des calcaires. On compte trois types :

- Brun calcaire vertiques à l'ouest de la partie aval du bassin et jalonnant l'oued Fergoug.

- Brun calcaire à encroutement calcaire sont très remaniés et fréquemment érodés lorsqu'ils sont en pentes et quelque fois recouverts par colluvionnement après avoir été tronqués. Le complexe absorbant est saturé et riche en calcium, le pH est généralement légèrement alcalin.

- Brun calcaire modal, ces sols sont localisés en milieu montagneux et même sur les vallées des oueds. La surface est très limitée.

2. Les sols peu évolués

Les sols peu évolués occupent les zones cultivées et se développent sur des substrats durs ou tendres et certains sont souvent soumis par leur position en pente forte à une érosion hydrique intense. Ils sont souvent caillouteux en surface avec localement des affleurements rocheux. On les retrouve partout dans la zone et sur tous les types des roches mères. On compte deux types:

- Les sols peu évolués calcimagnésiques (Rendzine), localisé sur la partie exposée au nord. Ce sont des sols typiques des roches calcaires friables, à profil généralement peu profond et humifère. Ces sols sont largement utilisés en culture intensive céréalière, ils occupent la partie méridionale du bassin.

- Les sols peu évolués à minéraux bruts (d'apport alluvial), localisé sur le versant exposé au nord de la région de El Mamonia et dans la partie la plus au nord du bassin.

3. Les sols Fersiallitiques :

Issus d'altération géochimique dominante, les sols fersiallitiques sont des sols rouges très riches en oxydes de fer et en oxydes d'alumine. Ils se forment sous couvert forestier et en climat méditerranéen où le mode d'altération est la fersialitisation. Le fer et l'aluminium sont deux éléments qui se concentrent sous climat méditerranéen à saisons contrastées. Ils sont limono-argilo-sableux en surface, et argilo-sableux en profondeur. Le taux de calcaire est faible dans les horizons de surface. En profondeur, il peut apparaître un encroûtement calcaire. Le complexe absorbant est moyennement saturé.

Ils sont situés à l'amont du barrage entre les Minéraux bruts et les Brun calcaire vertique. Ces sols sont généralement très remaniés par la mise en culture dans l'horizon A, parfois très peu épais et parfois fortement accumulés par colluvionnement sur près de 01 mètre ou même plus. Le taux de calcaire est faible dans les horizons de surface. En profondeur, il peut apparaître un encroûtement calcaire. Le complexe absorbant est moyennement saturé.

4. Vertisols

Ils occupent la partie centrale du bassin et situés entre les sols peu évolué calcimagnésiques et les sols Brun calcaire à encroutement calcaire. Ces sols ont des propriétés très particulières ; ils sont à la fois fertiles mais très sensibles à l'érosion. Le caractère essentiel des sols vertiques est leur homogénéité liée au brassage constant des horizons par les mouvements vertiques. Ils sont riches en calcaire. Le complexe absorbant est saturé et dominé par le calcium et le magnésium. Les argiles gonflantes par l'alternance de gonflement et de retrait, provoquent des mouvements vertiques et l'apparition fréquente de fentes de retrait.

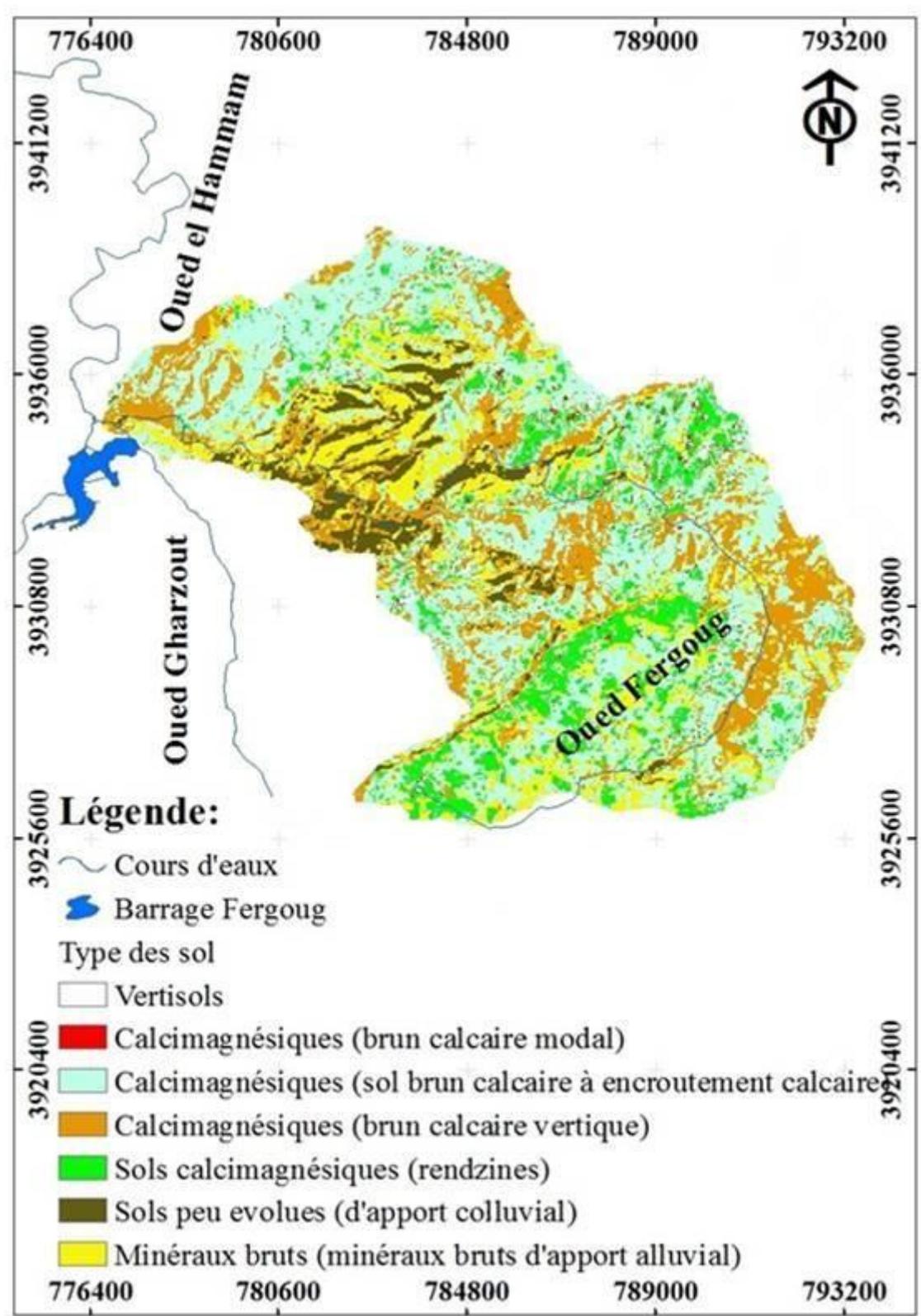


Figure 22 : Cartes de répartition des sols de bassin de l'Oued Fergoug.

V. Couverture naturelle et occupation de sol

Le couvert végétal est l'un des facteurs les plus importants pour réduire l'érosion des sols. En général, lorsque le couvert végétal augmente, l'érosion des sols diminue (Alejandro et al. 2007). La végétation réduit l'érosion du sol par: protection contre l'action des gouttes de pluie, et par augmentation de degré d'infiltration de l'eau dans le sol, ce qui réduit la vitesse de l'écoulement de surface (Baver, 1956).

La relation entre la végétation et l'érosion dépend alors d'une part, de la densité du couvert végétal et d'autre part du type de végétation. La capacité de maîtriser dépend de la protection disponible à diverses périodes de l'année en relation avec la quantité de précipitation à caractère érosif durant ces périodes (Fox et al.2008).

La production de la matière organique est limitée dans les milieux méditerranéens arides, ce qui rend les terres très susceptibles à l'érosion hydrique (Thornes, 1995). Dans les régions méditerranéennes semi-arides, les sols sous forêts bien entretenues sont considérées comme non sensibles à l'érosion hydrique (Clauzon et Vaudour, 1969 ; Martin, 1975 ; Delhoume, 1981) car la litière et les végétations basses favorisent l'infiltration (Roose, 1994). Dans les forêts sur-pâturées, on observe l'apparition de nombreuses ravines qui proviennent des eaux de ruissellement non retenues. Le sol soumis au pâturage intensif se tasse, devient plus compact, sa perméabilité diminue et le ruissellement de l'eau s'accroît ce qui entraîne des pertes de terre considérables. Le fort ruissellement aboutit à la formation de profondes ravines lorsqu'il atteint des terres cultivées (Laouina et al. 2000).

Pour mieux comprendre l'influence de ce dernier, on va commencer par un aperçu sur la végétation naturelle (répartition et densité) puis en va différencier les zones de culture, d'arboriculture et les différents types de matorrals et de forêts.

1. Végétation naturelle

La région de bassin versant d'oued Fergoug présente des diversités géomorphologiques et climatiques appréciables, ayant permis de développer les différentes formations réparties en forêts, matorrals, cultures, plans d'eau et habitats (Figure 24 et 26). Cette couverture naturelle, très dégradée, présente de mauvaises qualités de densité de recouvrement et de régénération (Benchetrit, 1972; Miloudi, 1998). Les forêts naturelles couvrent une superficie de 2188 ha.

Les parcours issus de forêts dégradées (8300 ha) et des terrains appauvris, jadis cultivés, sont caractérisés par une végétation très clairsemée, avec un envahissement de plantes épineuses et non palatables (Morsli et al. 1988). Cette végétation est loin de protéger les sols de l'érosion.

Les formations forestières (Figure 24) de la zone d'étude, comme toutes les forêts du Tell oranais, connaissent des problèmes de dégradation (Benchetrit, 1972). Ce patrimoine forestier a connu, depuis des décennies, une continuelle régression due principalement à l'impact conjugué de l'homme et du climat. Les superficies boisées, autrefois riches et denses, deviennent désormais clairsemées et dégradées. Situées dans un milieu fragile profondément perturbé par des utilisations multiples, les forêts se trouvent confrontées à de mauvaises conditions édaphoclimatiques (sécheresse prolongée et dégradation des couvertures pédologiques) et à une pression anthropique. Ces conditions concourent à une évolution régressive et à une accélération des processus de dégradation de ces couverts forestiers.

Sur le plan écologique et phytoécologique, de nombreux travaux (Quezel, 1974, Bouazza, 1991) consacrés à ces formations forestières de l'Ouest algérien ont constaté une dégradation de la végétation. Sous cette pression permanente, les forêts se transforment en matorrals. Ces derniers sont clairsemés et détruits à leur tour pour céder la place aux espèces épineuses (Morsli et al. 1988). Les risques d'une aggravation de l'appauvrissement du patrimoine floristique de cette région sont donc réels.



a



b

Figure 23 a et b : Quelques exemples d'espèces végétales présentes sur le bassin versant du Fergoug.

Les conditions climatiques et la pression anthropique ont conduit dans certains endroits à un changement de la nature de la végétation par une modification de la composition floristique : la disparition de certaines espèces subhumides et l'apparition d'autres d'espèces arides et la disparition de strates arborées au profit des strates buissonnantes (Bouazza, 1991).

2. Occupation des sols

Le système de cultures domine au niveau des monts de Beni Chougrane (Figure 24 et 26) et l'association céréales/jachère occupe près de 1600 ha. Ce dernier ne reflète nullement la vocation réelle de la zone. Les cultures annuelles restent largement dominantes au détriment des cultures pérennes reconnues pour leur rôle fixateur du sol.

En effet, les paysans défrichent et labourent les terres sur les versants marneux ou calcaire, souvent sur des pentes fortes. Avec le temps, le sol s'appauvrit et devient de plus en plus sensible à l'érosion et même les terres laissées en jachère mais souvent pâturées, n'apportent pas autant en repos. Sans aucune forme d'investissement sur ces terres qui sont exploitées d'une façon continue, la baisse des rendements suite à l'appauvrissement et à la dégradation des sols et le désir d'augmenter le revenu, oblige les paysans à labourer de nouvelles terres.

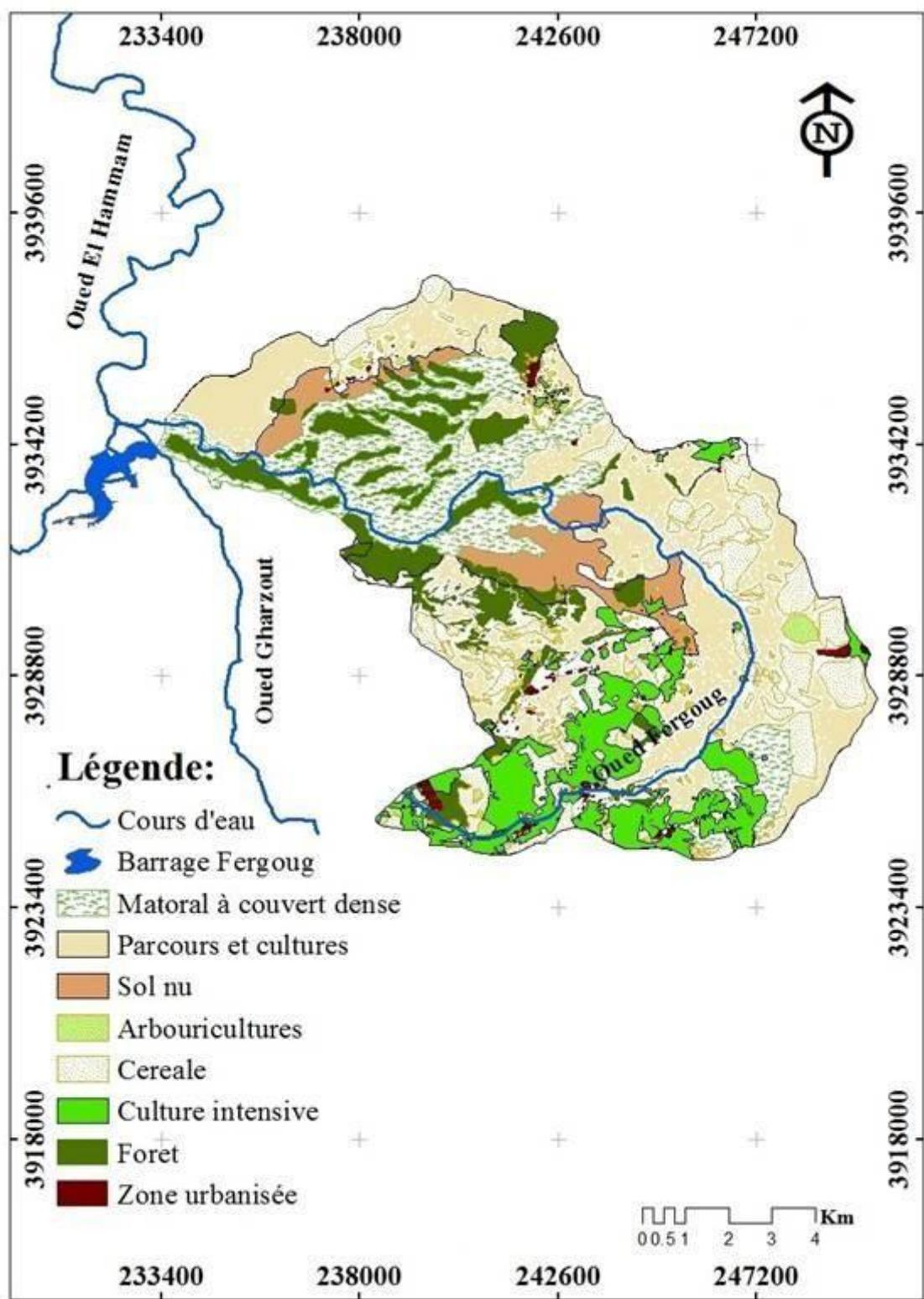


Figure24: Carte d'occupation des sols.

L'arboriculture fruitière (277 ha) est très développée, comprenant les vignobles, les oliviers, les agrumes et quelques espèces herbacées.

L'élevage extensif est une autre composante essentielle de l'activité agricole. Il constitue une soupape de sécurité pour équilibrer le budget familial. Il s'appuie sur différentes ressources fourragères: les parcours des espaces des collines, les jachères et la forêt. Cette activité très ancienne, qui occupe une bonne place dans la vie économique de la population, semble un élément déterminant de la dégradation de la couverture végétale. Le surpâturage entraîne la réduction du couvert végétal et le tassement du sol et par conséquent le ruissellement et l'érosion. Mais il faudrait savoir si la dégradation provient de la présence des troupeaux ou bien si on ne laisse aux troupeaux que les terres trop dégradées par l'agriculture (Morsli et al., 1988).



Figure 25: Présentation de quelques cultures pratiquées sur le bassin versant du Fergoug.

Les systèmes de production en vigueur dans ces zones de montagne ont cependant du mal à assurer leur pérennité. Les montagnes sont en effet soumises à un déséquilibre qui les condamne à plus de marginalisation. Les ressources naturelles de ces monts sont en effet mal utilisées et quelquefois surexploitées et ne peuvent à elles seules subvenir à l'ensemble des besoins d'une population de plus en plus exigeante. Ce massif de montagnes est relativement enclavé et sous-équipé et très peu pourvu en services sociaux de base.

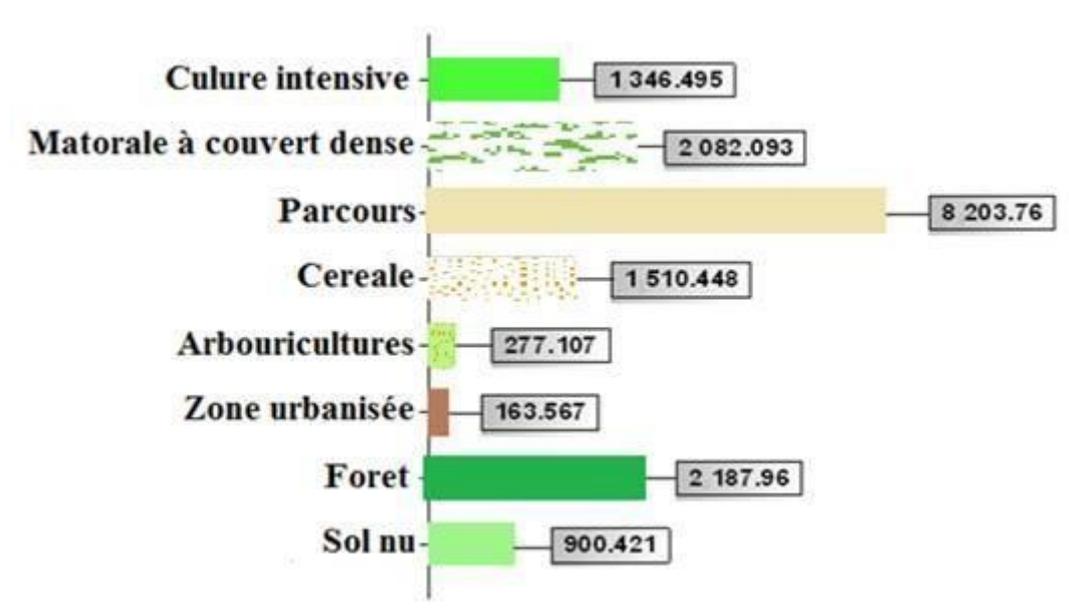


Figure 26 : Pourcentage d'occupation des sols.

3. Étude diachronique du couvert végétal de 2011 à 2016

Dans le contexte actuel, la compréhension de l'évolution du couvert végétal est une préoccupation majeure pour la région de l'oued Fergoug dont les milieux subissent des dégradations importantes.

L'étude est menée au moyen de l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI), qui est un indicateur couramment utilisé pour la cartographie et le suivi de l'évolution de la végétation. En effet, l'utilité des indices de végétation est devenue l'outil standard de description du comportement spectral de la couverture végétale (Bartholomé, 1993).

La méthode utilisée a nécessité l'exploitation des données satellitaires de type Landsat (capteur TM en 2001 et Landsat 8 en 2016). L'étude se base sur le traitement numérique des images satellites, par le biais d'une segmentation pour la reconnaissance des objets. A travers cette application, nous avons essayé de montrer le potentiel de l'imagerie satellite pour la caractérisation de l'état de l'occupation du sol et de son évolution entre 2001 et 2016.

Les données du NDVI utilisées sont issues du capteur « VEGETATION 1 » à bord du satellite SPOT4 (lancé en Avril 1998) et « VEGETATION 2 » à bord de SPOT5 (depuis Février 2003). Ces capteurs offrent une couverture quotidienne avec une résolution spatiale d'environ 1 km². Les images du NDVI disponibles sont des synthèses décennales depuis 1999 jusqu'à 2010, elles sont générées en sélectionnant des pixels qui ont des valeurs maximales du NDVI dans un délai de 10 jours. Une série temporelle de 432 images décennales couvrant le bassin de l'Oued Mina entre janvier 1999 et Décembre 2010 ont été acquises. Les données du NDVI en combinaison avec les données de précipitations ont permis d'identifier les changements subtils associés à la dégradation des terres.

Le NDVI décrit la différence de réponse spectrale de la chlorophylle des végétaux entre le canal rouge et infra-rouge suivant l'équation (1). Les données brutes sont des images en niveau de gris (les valeurs des pixels varient entre 0 et 255). Les valeurs numériques (CN) des pixels sont converties en indice de végétation selon l'équation (8). Lorsque NDVI est supérieur à 0,1, le type de couverture terrestre est identifié comme couvert végétal, qui est également utilisé pour déterminer la saison de croissance de la végétation (Cuomo et al. 2001; Lanfredi et al. 2003).

Cette approche basée sur la segmentation des scènes acquises à des dates différentes, nous a permis de quantifier et d'évaluer les changements des différents thèmes d'occupation du sol au niveau de la zone d'étude. Afin de mieux comprendre cette évolution, nous avons procédé à une interprétation visuelle en tenant compte du contexte géographique où se trouve un écosystème fragile, connu par la dégradation de son milieu naturel.

Le suivi de cette évolution a été réalisé par la technique de la combinaison des cartes thématiques pour chaque date, qui consiste à identifier les changements à l'échelle de notre périmètre d'étude.

D'après les résultats obtenus (Tableau 8, Figure 27), on constate que les deux classes « végétation » et « sol nu » ont subi un grand changement durant la période 2001-2016. La majorité de la zone centrale du bassin a été dépourvue de végétation entre 2001 et 2016 (soit 1700 ha de perte). Contrairement au Nord-Ouest, on remarque une amélioration de la superficie végétale dans des zones éparpillées (30 ha). L'éclaircissement de cet espace forestier résulte à la fois des changements des conditions écologiques du milieu et conditions climatiques mais surtout de l'occupation humaine avec toutes ses conséquences

(défrichements agricoles, feux de forêt, exploitation forestière, implantations de nouveaux établissements).

Tableau 8: Résultats de l'évaluation des types d'occupation du sol en 2001 et 2016.

Classes d'occupation du sol	Surfaces		changements
	Surfaces (ha) 2001	Surfaces (ha) 2016	
Zones érodés	1996,44	3937,64	+1941.2 (progression)
Broussailles	2096,25	1567,99	-528.26 (régression)
Terrain de parcours	3880,75	2918,63	-962.12 (régression)
Maquis dégradé	1645,26	1434,19	-211.07 (régression)
Forêt	298,04	327,74	+29.7 (progression)
Vergers	749,93	507,73	-242.2 (régression)
Zones agricoles	1399,62	1370,86	-28.76 (régression)
Habitats	13,02	14,79	+1.77 (progression)

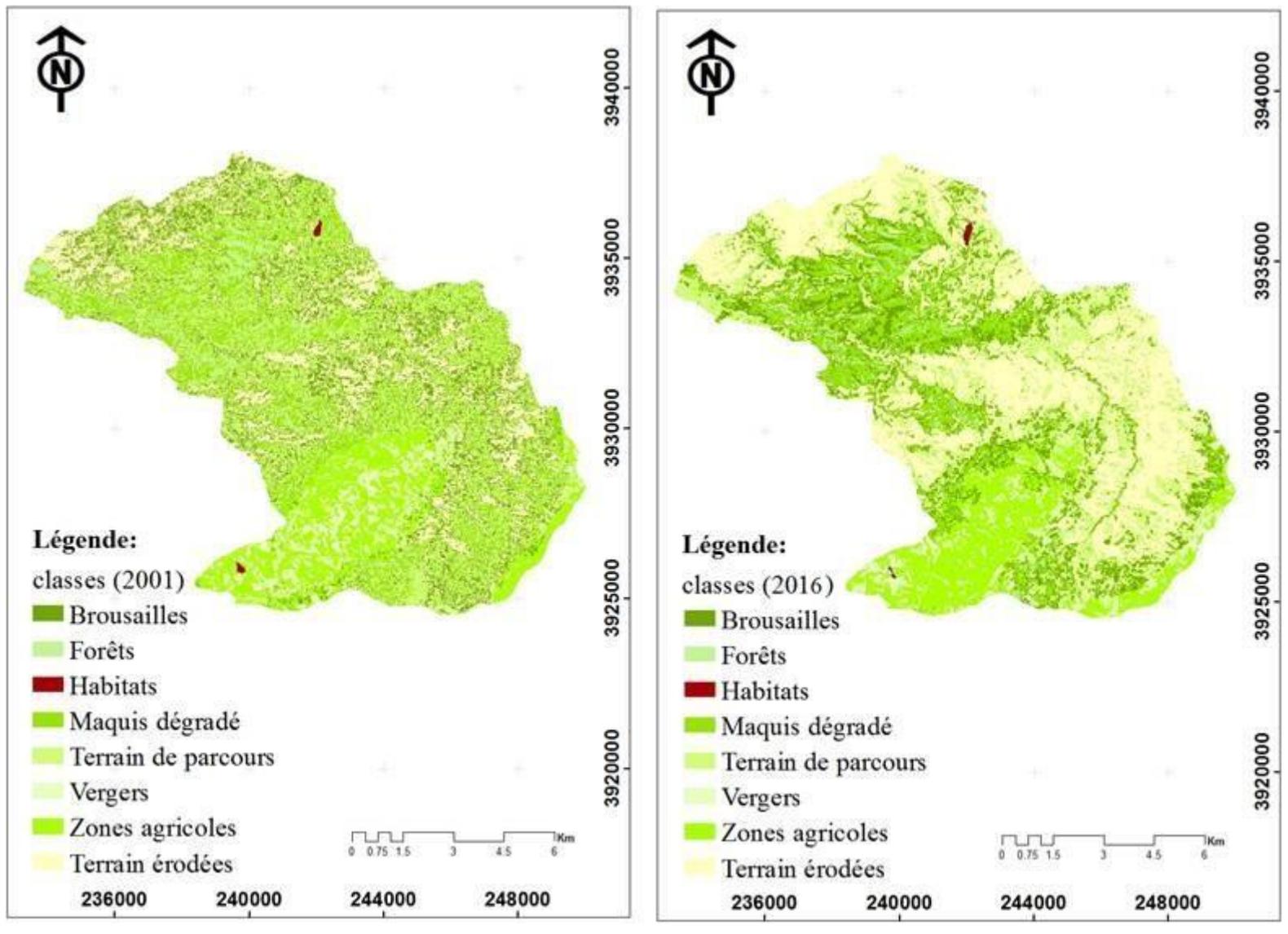


Figure 27: Cartes NDVI du bassin versant de l'oued Fergoug de 2001 et 2016.

VI. Les facteurs morpho-métriques du bassin versant de l'Oued Fergoug

Les caractéristiques physiographiques et géomorphologiques d'un bassin versant jouent un rôle important dans les processus qui régissent son comportement hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage.

L'étude du milieu physique est d'autant plus utile pour déterminer toute l'ampleur et l'accélération du phénomène de l'érosion hydrique au sein des bassins versants. La surface du bassin et sa forme, son relief, la hiérarchisation du réseau hydrographique comptent parmi les paramètres physiques dont nous tenterons d'estimer par l'intermédiaire de formules mathématiques et de cartes topographiques ou d'images satellitaires disponibles en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques grâce à la manipulation d'un logiciel très performant que est l'Arc Gis.10.

En effet les modèles numériques de terrain (MNT) donnent une représentation de la topographie sous une forme numérique facilement adaptée et utilisable par le logiciel de calcul. Ces modèles permettent ainsi de reconstituer une vue en images de synthèse du terrain, de calculer les surfaces et les volumes, de tracer les profils topographiques et de manipuler de façon quantitative le terrain étudié (Khanchoul, 2006).

1. Indices de compacité de Gravelius et de Horton

L'indice de compacité (KG) renseigne sur la forme du bassin versant qui a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin, résultant d'une pluie donnée. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Il s'exprime par la formule suivante (Roche, 1963) :

$$KG=0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \dots\dots\dots \text{Équation 12}$$

Avec : Kc : indice de compacité de Gravelius
P : périmètre du bassin en km
A : surface du bassin en km²

Le bassin versant de l'oued Fergoug est étalé sur une superficie de 120.7 Km² de forme allongée. Le périmètre exprimé en kilomètre représentant la ligne de partage des eaux est de 56.25 Km. L'indice de compacité de Gravelius au niveau du bassin de l'oued Fergoug,

montre une valeur supérieure à 1 (KG=1.43). Cette valeur confirme la forme allongée du bassin versant qui témoigne d'une forte dynamique en faveur d'une érosion intense.

2. Le rectangle équivalent

Le rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius correspond à une transformation purement géométrique du bassin versant. Il prend alors une forme rectangulaire tout en gardant la même superficie, le même périmètre, le même indice de compacité et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles aux cotés du rectangle équivalent. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau. Plus un rectangle équivalent est allongé moins il sera drainé. Les dimensions du rectangle équivalent sont déterminées par les formules suivantes (Roche, 1963) :

$$L = \frac{K_C \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \text{ et } l = \frac{K_C \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \dots\dots\dots \text{Équation 13}$$

- Avec : KG : indice de compacité de Gravelius
- S : superficie de bassin versant (Km²)
- L : longueur du rectangle équivalent (Km)
- l : largeur du rectangle équivalent (Km)

La forme des courbes de niveau dans le rectangle équivalent découle directement de la distribution cumulative hypsométrique. Le bassin versant de Fergoug illustré à la Figure 28 a une superficie de 120.7 km² et un périmètre de 56.25 km.

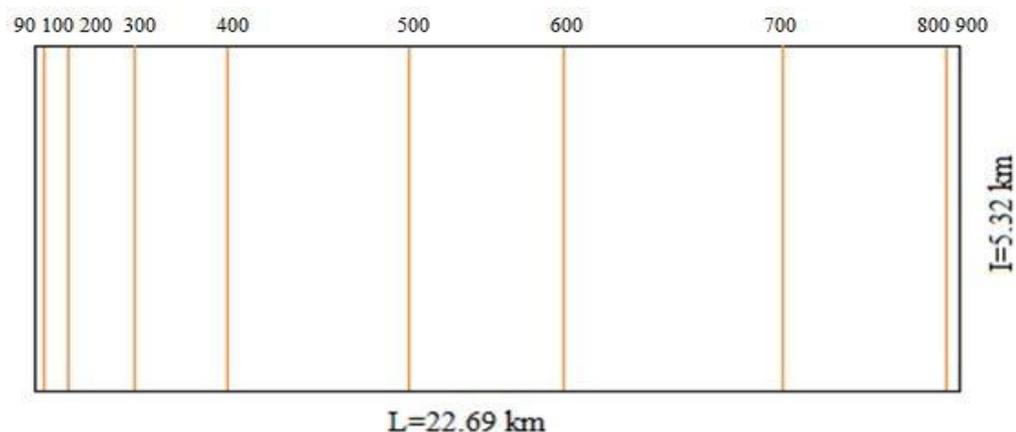


Figure 28: Rectangle équivalent du bassin versant de l'oued Fergoug.

Les résultats obtenus montrent une longueur équivalente de 22.69 Km et une largeur équivalente de 5.32 Km. La Figure 28 montre qu'au niveau de la partie nord là où les altitudes

sont élevées, les lignes sont plutôt sèches, à la différence, en allant vers l'aval les lignes deviennent plus écartées. Il en découle vu les dimensions, que le bassin de l'oued Fergoug est bien drainé.

3. Les caractéristiques du relief

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin. La plupart des facteurs météorologiques (précipitations, températures) et hydrologiques sont en fonctions de l'altitude.

3. 1. Répartition des altitudes

Les monts de Beni-Chougrane se caractérisent par une topographie extrêmement confuse où se mêlent les sommets des massifs en dômes, les hautes surfaces en plateaux et les vallées profondément encaissées. Sept tranches d'altitudes peuvent être distinguées dans le bassin versant de l'Oued Fergoug (Figure 29). Du sud au nord, une partie amont avec un grand nombre de sommets d'altitudes élevées, notamment Mascara (900m), cette partie très accidentée avec des dénivellations élevées témoigne d'un fort hydrodynamisme. Au niveau de la deuxième partie qui commence à une latitude de 800-700 m, on remarque une progression plus lente entre les altitudes qui devient de plus en plus faible du côté d'Ain fares, cette partie peut être considérée comme un canal, là où l'agressivité est élevée, car la zone reçoit des pluies intenses. La quatrième zone commence aux latitudes de Fergoug, à ce niveau les altitudes deviennent de plus en plus basse et atteignent 275 m là où se trouve l'exutoire du bassin versant de l'oued Fergoug.

Les pourcentages des superficies (Tableau 9) montrent que la classe la plus représentée est celle de 90m à 100m avec un pourcentage de 0.17%. Ces altitudes sont localisées dans la partie ouest notamment à Ain fares.

Une légère diminution de 2.97% se manifeste au niveau de la deuxième classe (100 m -200 m), puis après une augmentation de 4.5 % pour la classe 200-300. Les classes d'altitude montrant des pourcentages moyennes allant de 19.5% à 16.5% sont ceux allant de 400 m à 600 m, situé en grande partie centrale de cette région. Les altitudes élevées (600 m à 900 m) ne dépassent pas 23,5%, repéré sur la rive de Mascara et Ain fares. La courbe des altitudes (Figure 29) permet de donner l'allure des variations des altitudes au sein du bassin par

l'interprétation de son aspect, réalisé tenant compte des classes d'altitudes et de leur superficie en km². Plus de 80 % de la surface du bassin versant se situe entre 750 et 150 m.

Tableau 9 : fréquences et pourcentages cumulés des altitudes

Tranche d'altitudes(m)	Surfaces partielles(Km2)	Surface partielles Cumulées(Km2)	% des Surfaces partielles	% des surface Cumulées
900-800	2,86	2,86	1,56	1,56
800-700	32,67	35,53	17,91	19,47
700-600	42,87	78,4	23,5	42,97
600-500	30,49	108,89	16,72	59,69
500-400	35,97	144,86	19,72	79,41
400-300	18,08	162,94	9,91	89,32
300-200	13,66	176,6	7,49	96,81
200-100	5,43	182,03	2,97	99,78
100-90	0,32	182,35	0,17	100

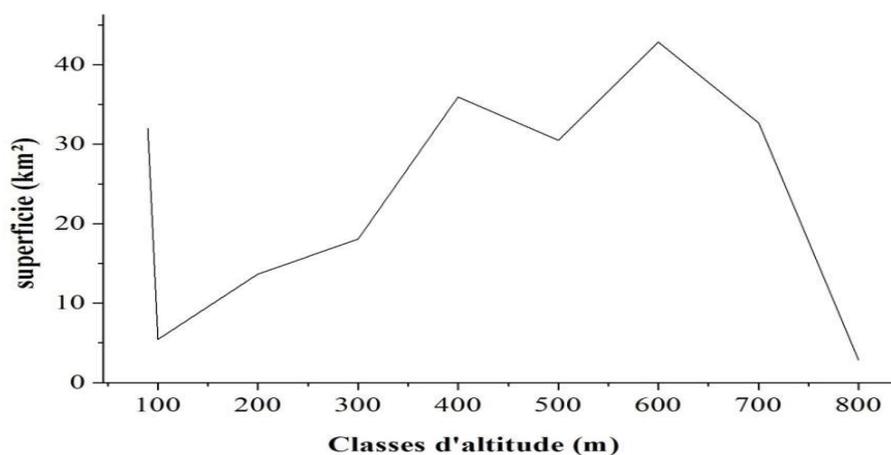


Figure 29 : courbe des altitudes.

3.2. Courbe hypsométrique

Vu que la plupart des facteurs météorologiques et hydrologiques sont fonction de l'altitude, il est intéressant d'étudier l'hypsométrie du bassin versant par tranche d'altitude pour définir l'état de maturité du bassin.

Des travaux récents ont montré l'aspect général des courbes selon l'état d'érosion du bassin versant (Figure 30), c'est un outil pratique basé sur l'interprétation de la courbe hypsométrique:

- pour les bassins plus jeunes, la superficie est faible par rapport au changement d'altitude initiale, ce qui est caractéristique des bassins abrupts ;
- les vieux bassins présentent l'inverse ; c'est-à-dire, une plaine douce près d'un cours d'eau où l'altitude varie très peu malgré une superficie importante ;
- le troisième cas, se rapproche donc de l'état dit « mature », du moins selon cette classification du degré d'érosion associé à l'âge du bassin. (fig. 32 courbe hypsométrique et profil d'un cours d'eau).

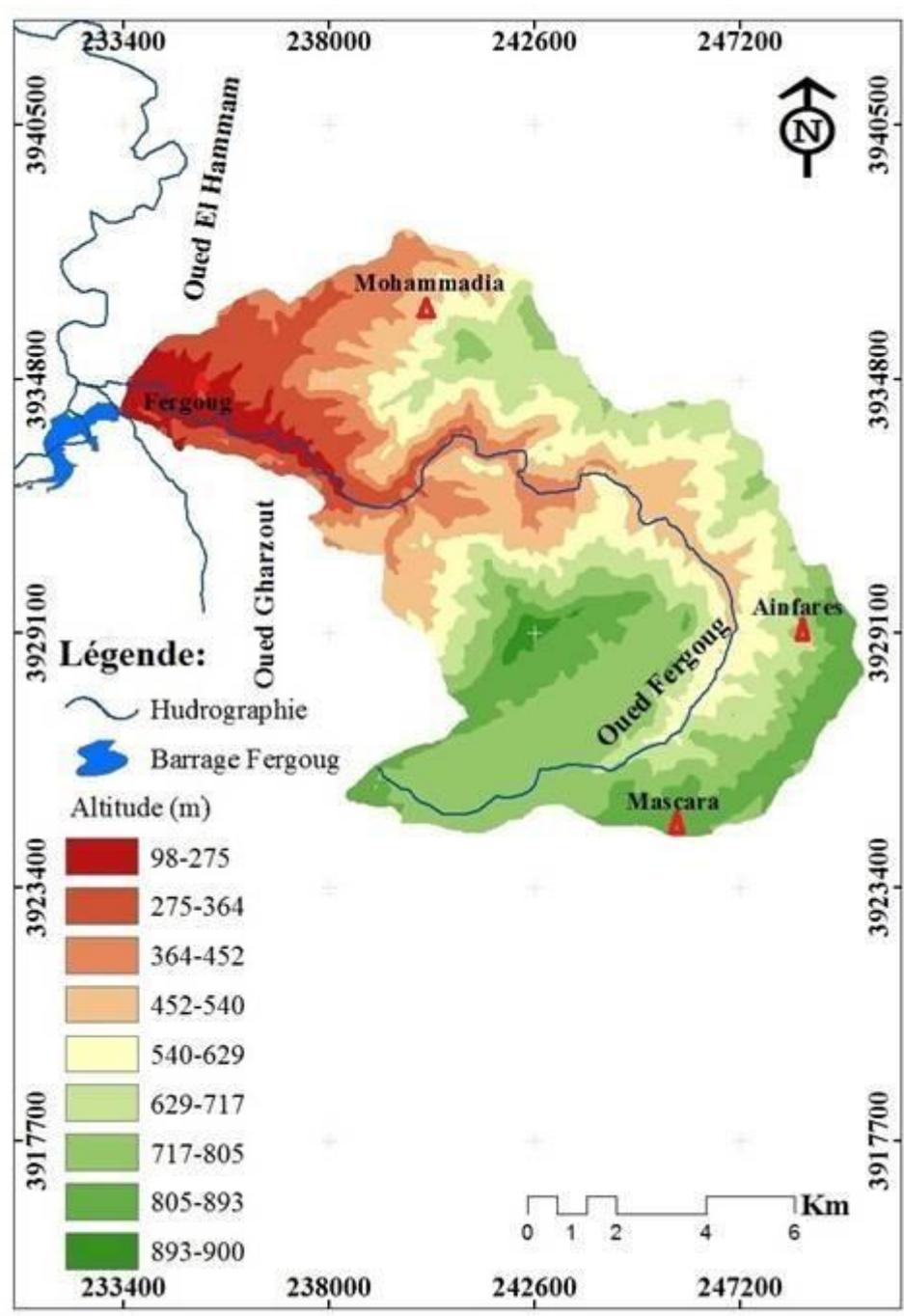


Figure 30: Carte hypsométrique du bassin versant de l'oued Fergoug.

La technique consiste à calculer les pourcentages des superficies en fonction des classes d'altitudes, chose qui a permis le calcul des cumules inverses (Tableau 9). L'aspect de la courbe hypsométrique au niveau du bassin de l'oued Fergoug (Figure 31) montre en comparaison avec la classification citée, qu'on est en présence d'un bassin moyennement maturité dans lequel les changements d'altitudes sont élevés par rapport à la superficie notamment au niveau de la partie Est.

L'altitude de fréquence $\frac{1}{2}$ ou la médiane correspond au point d'intersection de l'ordonnée à 50% des cumulés inverses avec la courbe hypsométrique, est situé à hauteur de 700m.

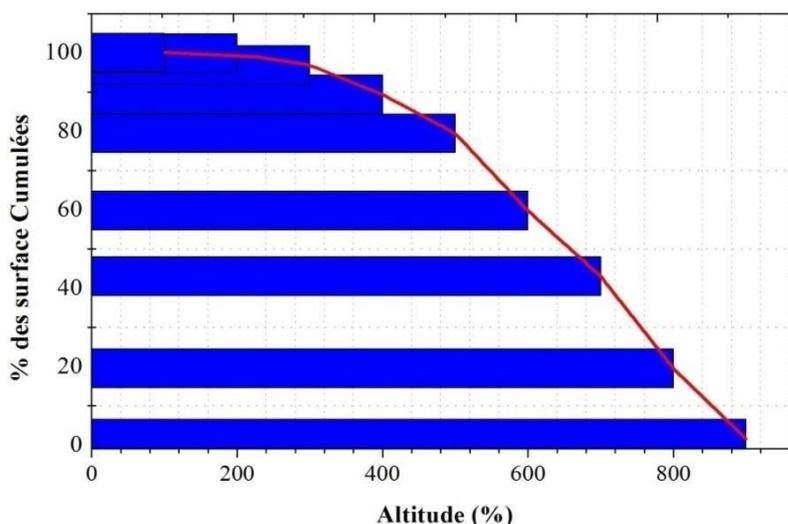


Figure 31: La courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Fergoug.

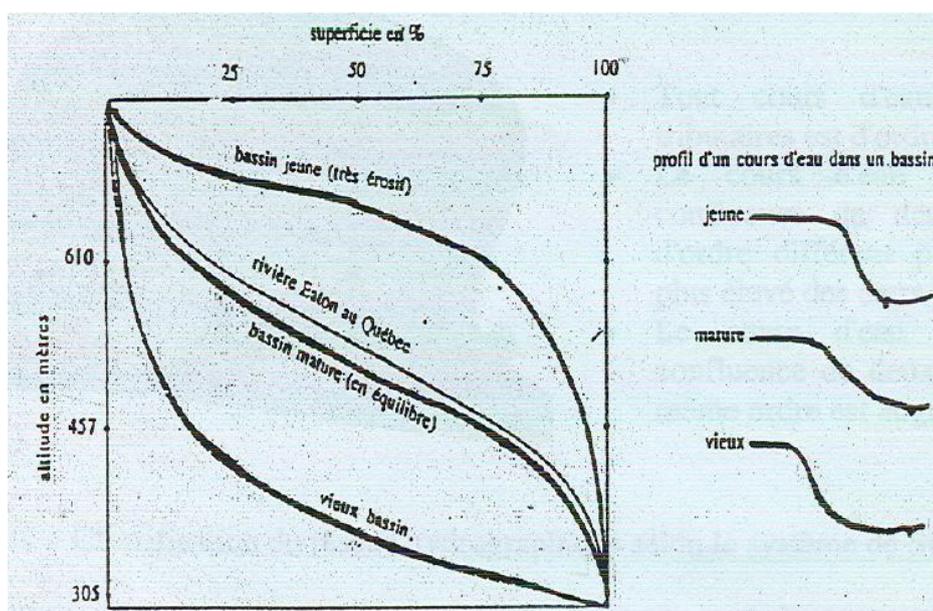


Figure 32: Courbes hypsométriques et profils d'un cours d'eau.

En résumé l'analyse des altitudes, de la courbe des altitudes et de la courbe hypsométrique témoigne d'un bassin où les différences d'altitudes sont très marquées, ce qui montre que la circulation des eaux à l'intérieur du bassin se fait d'une manière agressive et par conséquent des pertes en terre plus élevées.

4. Temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie amont la plus éloignée du bassin versant pour parvenir à l'exutoire. Il est estimé à 5,23 heures, et calculé par la relation de Giandotti.

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 \times L_p}{0.8\sqrt{H}} \dots\dots\dots \text{Équation 14}$$

Avec: t c : Temps de concentration (heure)

A : Superficie du bassin (Km²)

L : Longueur du plus grand thalweg (Km)

H moyenne : Altitude moyenne (m)

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum A_i \cdot h_i}{A} \dots\dots\dots \text{Équation 15}$$

Avec : H moyenne : Altitude moyenne du bassin (m),

A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau (km²),

h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m),

A : Superficie totale du bassin versant (km²).

Le temps de concentration (tc) au niveau de l'oued Fergoug est de 7,69 heures.

5. Étude de la pente

La pente joue un rôle important en hydrologie, car elle influe directement sur l'infiltration et le ruissellement. En principe, plus la pente est longue, plus le ruissellement s'accumule, prend de la vitesse et de l'énergie et plus l'érosion s'intensifie. Sur des pentes faibles de moins de 4%, c'est l'énergie cinétique des gouttes de pluie qui est prédominante pour engendrer une action érosive (Fournier, 1969) mais une fois que les pentes dépassent

15% c'est l'importance du ruissellement qui l'emporte sur l'énergie des précipitations et l'eau qui ruisselle sur les versants développe une action érosive importante, (Heusch et Millies-Lacroix, 1971).

Une pente donnée a tendance à devenir de plus en plus concave parce que les produits arrachés au sommet s'accumulent en bas de la pente. D'après Wischmeier (1974), à pente moyenne égale, une pente concave diminue les transports solides (par sédimentation localisée) tandis qu'une pente convexe l'augmente en fonction de l'inclinaison du segment le plus pentu favorisant un accroissement de la vitesse d'écoulement et de la contrainte de cisaillement exercée sur le sol. Dans les basses montagnes méditerranéennes, souvent convexes puis concaves, l'érosion en ravines domine largement sur des pentes variant entre 10 et 40 % (Roose et al. 2012).

5. 1. Répartition des pentes

La compréhension de la répartition des pentes est intéressante dans la mesure où elle permet de détecter d'une part, les zones d'accumulation et de ruissellement des eaux, d'autre part, elle donne une idée sur les fluctuations brusques, influençant la dynamique de l'écoulement. Pour cela et afin de tenir compte d'un maximum de classes, l'étude de ce facteur est faite sur la base d'une classification de 2 degré étalé sur 8 classes.

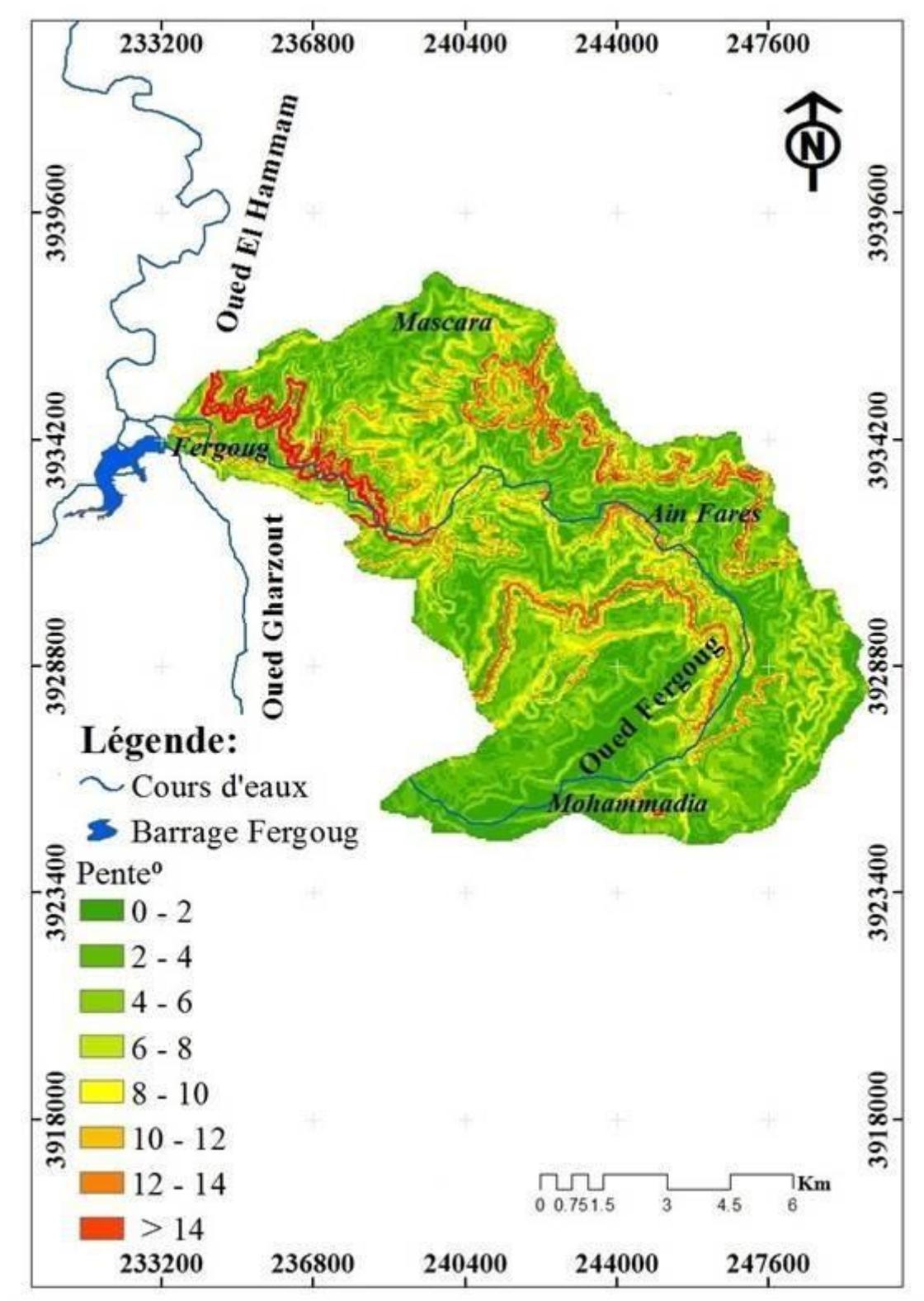


Figure 33 : Carte de répartition des pentes.

La carte des pentes (Figure 33) montre que les classes 0° à 2° et 2° à 4° présentent 22.21 % de la superficie totale, localisées dans les parties avales du bassin.

La classe la plus apparente et celle de 10° à 12°, elle représente 6.33 %, elle est dispersée sur tout le bassin, mais avec des pourcentages élevés sur la région de Ain fares et à l'amont du barrage de l'oued Fergoug.

La classe de 12° à 14° couvre 8.25% de la superficie totale de la région d'étude, Elle représente les hauts piémonts et les zones montagneuses, de forte déclivité généralement couverte par la végétation forestière.

Le Tableau 10 montre les superficies en km², les pourcentages et les pourcentages cumulés. Les premiers vont servir à réaliser la courbe des tendances qui permet de dessiner l'allure générale des fluctuations de la pente

Tableau 10 : Pourcentage et pourcentage cumulé des classes de pentes.

Classes	Surface en Km ²	% de surface	% cumulé
0 – 2	13.29	11.00	13.29
2 – 4	10.77	8.92	22.21
4 – 6	12.7	10.52	32.72
6 – 8	13.64	11.29	44.02
8 – 10	11.59	9.60	53.61
10 – 12	7.65	6.33	59.95
12 – 14	9.96	8.25	68.20
14 – 16	35.3	29.23	97.43
> 16	5.87	4.86	100
Totale	120.77	100	

La courbe des tendances (Figure 34) montre que les écarts des fluctuations sont élevés, on remarque un équilibre dans la répartition des pentes des classes (2°-4°), (4°-6°) et (6°-8°), puis une remonté des superficies qui va à 35.3 Km², il s'agit de la classe (14°-16°).

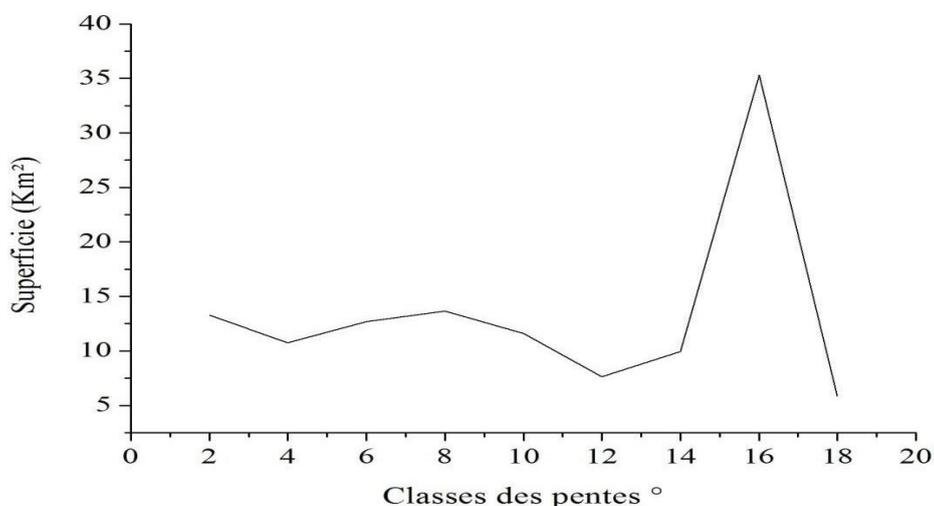


Figure 34: Courbe des tendances de pentes.

5. 2. Pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct, donc sur le temps de concentration t_c et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. L'ensemble de ces méthodes se base sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative. La méthode proposée par Carlier et Leclec (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}}{L} \dots\dots\dots \text{Équation 16}$$

Avec : P Moye : La pente moyenne du bassin versant (m/km)

ΔH : L'altitude moyenne (m)

L : Longueur du rectangle équivalent (km)

La P Moye est égale à 35.69 m/km, témoignant d'un écart important de dénivelé, qui va être à la faveur de l'augmentation de l'agressivité du ruissellement et du temps de concentration, elle témoigne aussi d'une topographie perturbée, caractérisée par un grand nombre de rupture et d'un relief assez abrupt.

5. 3. Indice de pente global

Il est calculé après construction de la courbe hypsométrique du bassin qui donne le pourcentage de la superficie du bassin versant situé au-dessus d'une altitude donnée H en fonction de cette même altitude. C'est le rapport de la dénivelée à la longueur du rectangle équivalent :

$$I_g = \frac{D_u}{L_{\text{eq}}} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \dots\dots\dots \text{Équation 17}$$

Avec : I_g : Indice de pente global en m.km-1

D_u : La dénivelée $H_{5\%} - H_{95\%}$

L: Longueur du rectangle équivalent

$H_{5\%}$: Altitude correspondant à 5 % de la surface totale du bassin versant

$H_{95\%}$: Altitude correspond à 95 % de la surface totale du bassin versant

Tableau 11 : Classification du relief en fonction de I_g selon l'ORSTOM (Roche, 1963).

Relief	Valeur d'I_g
Relief très faible	$I_g < 0,002$
Relief faible	$0,002 \leq I_g < 0,005$
Relief assez faible	$0,005 \leq I_g < 0,01$
Relief modéré	$0,01 \leq I_g < 0,02$
Relief assez fort	$0,02 \leq I_g < 0,05$
Relief fort	$0,05 \leq I_g < 0,5$
Relief très fort	$I_g > 0,5$

NB - ORSTOM : Office de la recherche scientifique et technique outre-mer, organisme aujourd'hui remplacé par l'IRD (Institut de recherche pour le développement)

D'après le tableau 11, I_g est égal à 22.03 m/km. Cette valeur traduit bien l'importance du volume montagneux et de l'évolution forte du relief au niveau du bassin d'Oued Fergoug.

6. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Sa disposition est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (Bouanani, 2004). La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux : la structure géologique qui prédomine dans le bassin, le climat qui règne sur la région, la pente des terrains et l'influence de l'action humaine sur le tracé du réseau par l'implantation des différents aménagements hydrauliques.

Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique parmi eux les plus importants sont : la densité de drainage (D_d), le rapport de confluence (R_c) et le rapport des longueurs (R_l). En effet l'ampleur du drainage dépend de la géologie, de la nature des affleurements superficiels, des caractéristiques topographiques et dans une certaine mesure des conditions climatologiques.

6. 1. L'ordre des cours d'eau

La méthode la plus simple et la moins ambiguë pour effectuer une classification topologique d'un réseau de drainage a été proposée par Horton en 1945, et modifiée par Strehler en 1957. Le système Strehler est encore le plus largement utilisé, est basé sur les principes suivants :

- Toute rivière sans affluents est un flux de premier ordre.
- Une rivière formée par la jonction de deux rivières de différents ordres prend l'ordre du flux d'ordre supérieur.
- L'ordre d'une rivière formée par la jonction de deux rivières du même ordre est augmenté par un.
- Chaque bassin versant à un ordre égal à l'ordre de son principal fleuve. La même chose s'applique à des sous-bassins versants.

Le bassin de l'Oued Fergoug draine une superficie de 120.7 km² (Figure 36) comprise depuis les hautes terres jusqu'au barrage de Fergoug par le biais de l'Oued Fergoug (30km). Le type de réseau (fig. 36) qui domine est dendritique, est composé du cours d'eau principal, Oued Fergoug et d'une série de tributaires dont les ramifications s'étendent vers les parties les plus hautes du bassin versant. Le débit de l'oued Fergoug est très irrégulier. Le barrage Fergoug (Figure 35) jouent un rôle très important dans le cadre de la gestion de l'eau et apportent une contribution à la qualité de vie au niveau de Mohammadia (Mascara).



Figure 35: Photo du barrage de Fergoug.

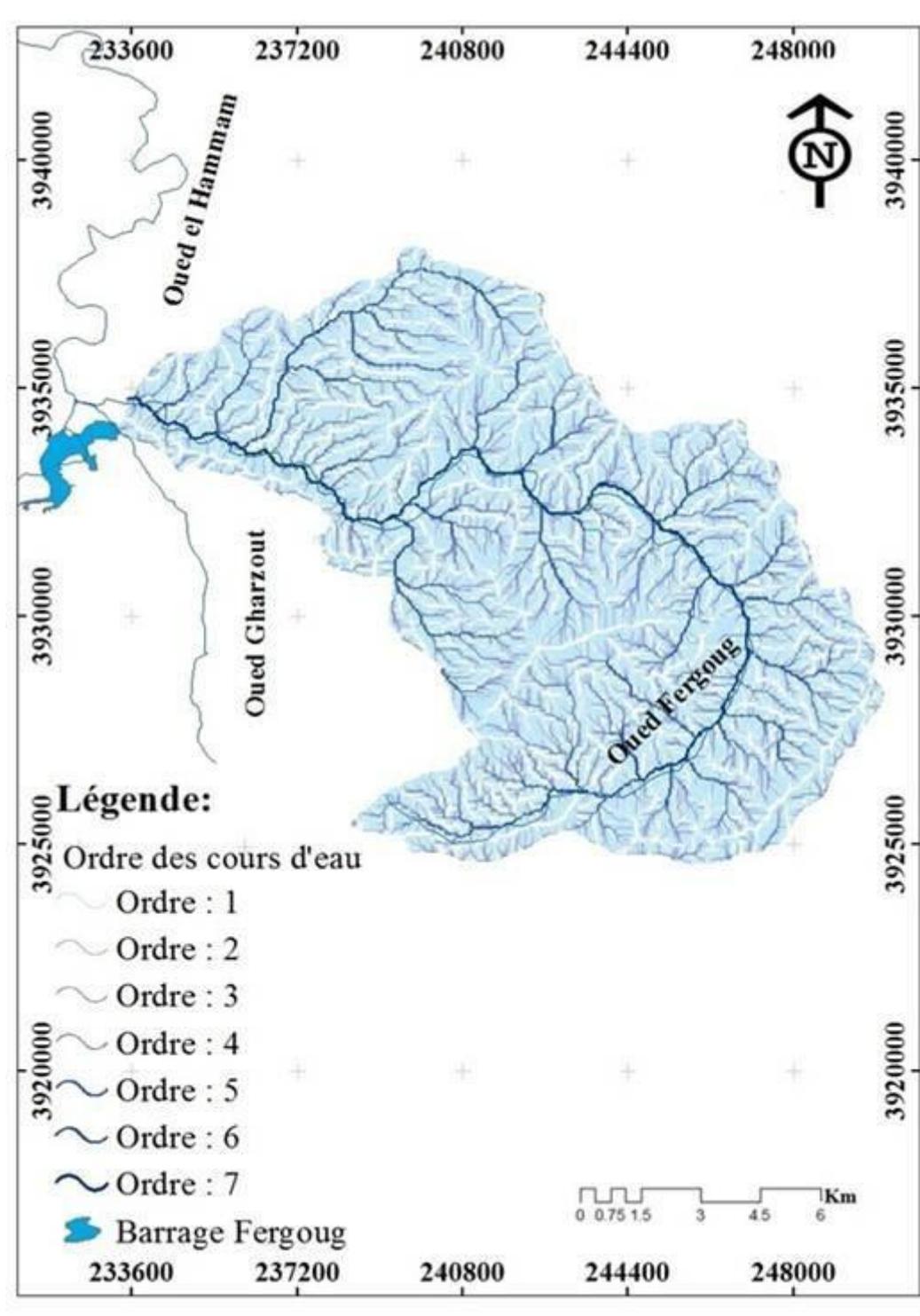


Figure 36: Carte du réseau hydrographique du bassin versants de l'oued Fergoug.

6.2. Caractéristiques de la pente hydrographique ou profil en long du cours d'eau

Le profil en long d'un cours d'eau est un graphique qui met en rapport la variation de l'altitude du lit ou du fond de la vallée et la distance. La distance, représentée sur l'axe des abscisses, est toujours mesurée à partir d'un point de départ donné, souvent localisé à une extrémité du réseau hydrographique, comme par exemple à une confluence, à l'entrée dans un lac ou dans l'océan (Gordon et al. 2004). Sur un profil en long, on peut observer les variations de pente qui se succèdent au long d'un cours d'eau. Ces variations sont importantes car elles peuvent donner de façon indirecte des informations sur les climats antérieurs, sur l'augmentation amont-aval des débits, sur la charge sédimentaire transportée et sur les caractéristiques du bassin versant (Leopold et al. 1995). Les variations de pente peuvent être aussi très utiles pour détecter des contrôles structuraux et pour déterminer les tronçons en érosion et les tronçons à dépôt (Julien, 2002).

Selon Gordon et al (2004), « sur la plupart des cours d'eau, les profils en long présentent une forme caractéristique concave, avec une réduction de la pente entre la partie « érosive » supérieure et la partie « dépositionnelle » inférieure. Cette forme est associée en même temps à une augmentation du débit et à une diminution de la taille des sédiments en direction de l'aval ». Les auteurs affirment encore que le climat joue aussi un rôle important dans la courbure du profil en long

A fin de mieux caractériser les différents segments du profil en long de Fergoug, un profil en long a été élaboré, à partir des données altimétriques issues d'un modale numérique de terrain.

La figure 37 représente le profil au long de l'oued Fergoug. A 150 m d'altitude se situe le barrage de Fergoug sur l'oued El Hammame qui rejoint l'oued Fergoug. L'oued Fergoug présente une longueur de 30 km avec une pente de 2.2.%, l'altitude maximale est de 700 m et la minimale elle de 100 m.

Le Figure 37 montre des irrégularités hydrographiques qui dépassent parfois 100 m km⁻¹, dévoilant ainsi une forte dynamique des eaux écoulées. À ce niveau, l'écoulement des eaux sera freiné par les obstacles géographiques. Pour la partie médiane, elle peut être favorable à la sédimentation de la charge transportée ou une partie de cette dernière. En ce qui

concerne la partie aval, elle reçoit ce qui reste de la charge transportée vu sa pente, une partie envasse le barrage Fergoug.

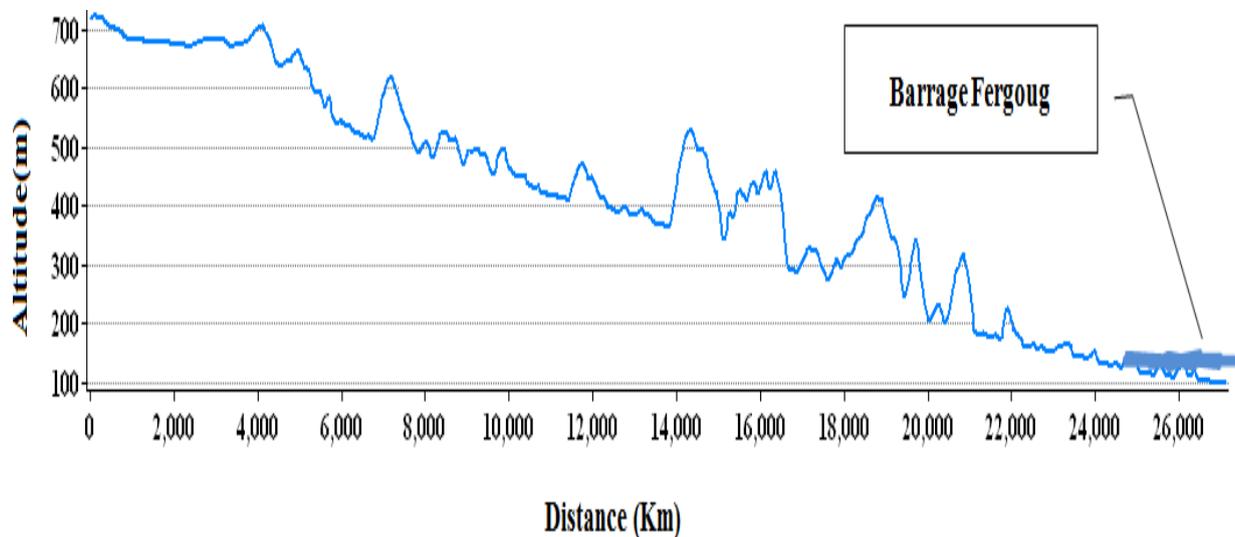


Figure 37: Profil en long de l'oued Fergoug.

6. 2. 1. La densité du drainage

C'est un paramètre qui permet de caractériser l'organisation du chevelu hydrographique et le degré de drainage du bassin versant (Schumm, 1956) in (Matsuda, 2004). La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatiques et anthropiques. En effet, les secteurs situés en zones de roches perméables ont en général des densités de drainage faibles, alors que les secteurs de roches imperméables ont des densités plus élevées. Les conditions climatiques jouent également un rôle important : les climats ayant des précipitations réparties également tout au long de l'année auront des densités de drainage plus faibles que les régions à climat très contrasté comme les zones semi-arides. Les activités humaines ont parfois un rôle important sur l'évolution hydrologique. Cette influence peut avoir un effet régulateur mais aussi un effet accélérateur du ravinement.

$$Dd = \frac{\sum L}{S} = 2.26 \text{ Km}^{-1} \dots\dots\dots \text{Équation 18}$$

Avec : Dd : densité de drainage en km/km² ;
 $\sum L$: longueur cumulée de tous les talwegs du bassin en km ;
 S : aire du bassin en km².

Le bassin versant de l'oued Fergoug présente une densité de drainage de l'ordre de 0.81 km km⁻², une valeur témoignant d'un bassin moyennement drainé.

VII. Paysages et observations visuelles de l'érosion sur les monts de Beni- Chougrane (Effets visibles de l'érosion hydrique)

Les différents signes visibles de l'érosion hydrique au niveau du bassin versant de Fergoug, montrent l'intensité de cette érosion due à la conjugaison de nombreux facteurs lithologiques, climatologiques, topographiques et écologiques. L'importance de cette érosion se traduit par ses divers signes visibles :

- Le décapage des sols par ruissellement en nappe (Figure 38) ;
- La présence de végétation sur monticules de terre (Figure 39) ;
- La présence de ravines (Figure 40) ;
- Le ravinement généralisé de type badlands (Figure 41) ;
- Les glissements de terrain en planche (Figure 42) ;
- Le sapement des berges (Figure 43);
- Le volume global et la taille des matériaux transportés le long de l'oued (Figure 44);
- Destruction des ouvrages (Figure 45).

L'érosion en nappe, griffes et rigoles existe partout dans le bassin mais il n'est qu'un élément très partiel de la production des sédiments exportés par le bassin. L'érosion linéaire (ravines actives et séniles de tailles différentes), et l'érosion en masse, sont fréquentes, ce qui prouve l'importance de l'énergie du ruissellement sur ces versants très pentus.

Le cas des argilites rouges triasiques est particulier, dès le défrichement de la végétation et la disparition de la pellicule protectrice de colluvions argilo-calcaires qui la recouvre souvent, elles se transforment en badlands suite à un ravinement généralisé, qui délivre une énorme masse de sédiments, directement mobilisables par le ruissellement.

Le sapement des berges et l'érosion propre à l'oued torrentiel dans la vallée sont également un phénomène souvent observé. Les terrasses irriguées sont peu affectées par l'érosion car elles sont conçues pour arrêter le ruissellement, sauf lors d'évènements catastrophiques qui emportent alors de très grosses quantités de terre.

Tous ces processus étant très discontinus dans le temps et dans l'espace. Pour avoir une vue correcte et globale des risques d'érosion et évaluer l'origine des différents sédiments érodés, il faut étudier ce phénomène à différentes échelles spatiales du bassin versant. Les

mesures d'érosion ont été réalisées à différentes échelles spatiales dans la perspective de spatialiser l'érosion par un Système d'Information Géographique.



Figure 38 : Érosion en nappe



Figure 39: Présence de végétation sur monticules de terre.



Figure 40 : Formes linéaire de l'érosion au niveau de Fergoug (Griffes et rigoles, ravine et ravinement généralisé).



Figure 41 : ravinement généralisé de type badlands.



Figure 42: Cas de glissement au niveau de Ouled Ouiss (Mamonia).



Figure 43: Sapement des berges à l'aval de Fergoug.



Figure 44: transport des matériaux de grande taille par l'oued Fergoug.



Figure 45: Destruction la route entre Ain-fares et village El Feragig

Conclusion

Les facteurs de l'érosion sont généralement liés et interdépendants. Les différentes caractéristiques morphologique, géologique et bioclimatique du bassin versant de l'oued Fergoug expliquent la dynamique érosive qui prévaut dans le bassin versant.

Du point de vue climatique, la disposition des reliefs joue un grand rôle dans la juxtaposition des milieux climatiques. Le massif du Beni- Chougrane qui culmine à 900 m à l'est du bassin versant de Fergoug confère à ce dernier un gradient climatique passant d'un climat semi-aride à aride (les précipitations varient d'environ de 250 à 500 mm).

L'irrégularité et le caractère torrentiel des pluies mettent en cause l'équilibre du milieu et rendent la conservation et la valorisation des terres de plus en plus difficiles. Les conséquences sont donc très importantes tant sur le plan physique que sur le plan humain, d'autant plus que la subsistance des paysans dépend étroitement de la pluviosité.

Géologiquement, les terrains de bassin de l'oued Fergoug sont constitués par une série de marnes surmontées par une formation molassique composée de grés et de conglomérats. Les formations qui le constituent sont presque les mêmes que celles qu'on rencontre dans les zones environnantes mais nous pouvons noter la faible extension du Trias, l'absence du Jurassique et la prédominance du Crétacé supérieur et moyen sur le terme inférieur, et celle de l'oligocène sur l'Eocène (Dalloni, 1952). Quant aux formations néogènes, elles sont bien représentées sur le massif.

Sept types de sols ont été dénombrés au niveau de l'oued Fergoug. Les principaux sont: les sols peu évolués, les Vertisols, les sols calcimagnésiques et les sols rouges. Il s'agit dans la plupart des cas de sols à horizon minces et peu évolués. La différenciation spatiale de leur variété peut être expliquée par l'action conjuguée du bioclimat, et surtout le type de faciès.

L'étude diachronique de végétation a montré que le bassin versant de l'oued Fergoug a connu une évolution régressive liée surtout à l'action anthropique et la façon avec laquelle le sol est utilisé. En effet, tout écosystème évolue naturellement, mais, aussi, artificiellement, notamment, lorsque l'impact des activités humaines devient sérieux.

L'interdépendance des facteurs a eu pour conséquence un comportement complexe de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'oued Fergoug, c'est pourquoi un de nos objectifs est d'essayer d'estimer l'influence de chaque facteur sur les quantités de matériaux évacués par un processus d'érosion qui est l'érosion en nappes en utilisant la modélisation mathématique intégrée dans un Système d'Information Géographique qui permettra de calculer les corrélations entre les taux d'érosion avec le comportement de chaque facteur et de comparer les résultats avec ceux de la technique du radio-isotope ^{137}Cs .

Chapitre III

Matériels et méthodes

I. Méthodes d'évaluation de l'érosion

Les études d'évaluation des risques d'érosion et de quantification des pertes en sols en utilisant différentes méthodes conventionnelles sur la chaîne des Monts de Beni-Chougrane

En effet, les méthodes conventionnelles qui ont été effectuées sont limitées dans le temps et dans l'espace. Le coût élevé des équipements a fait que les relevés de mesures n'ont pas été effectués périodiquement surtout pendant les conditions climatiques exceptionnelles. Les parcelles ont été délaissées ou même abandonnées dans la majorité des cas, ce qui influe d'une manière négative sur la fiabilité et la crédibilité des résultats.

L'analyse des échecs de nombreux programmes de conservation des sols a révélé entre autres, des lacunes sévères dans les processus d'identification des causes et des conséquences de la dégradation. Conscient de l'évolution et la quantification de l'érosion qui en résultent dans ces zones cultivées de montagne, notre recherche (Figure 46) a été donc orientée vers:

- Intégration du modèle d'évaluation de l'érosion (RUSLE) dans un système d'information géographique, afin de quantifier l'érosion du sol pouvant être détachés annuellement et localiser les zones prioritaires pour d'éventuelle intervention d'aménagement.
- la quantification de l'érosion hydrique des sols à l'échelle de bassin versant par la méthode de ^{137}Cs .
- l'étude des relations entre les caractéristiques du s et ^{137}Cs du sol

Les logiciels utilisés pour mener à bien cette thèse sont :

- Arc Gis 10.3 : incluant, ArcMap, ArcCatalog et ArcScène, a été utilisé pour, l'édition, la gestion, le calcul et la présentation des informations à caractère spatial.
- ENVI 5.1 utilisé pour la télédétection, notamment la correction, le traitement et l'analyse des informations que contiennent les images satellitaires.
- Génie 2000 gamma acquisition and analysis, est utilisé pour le traitement et l'analyse des résultats spectrométriques.
- XLSTAT été utilisé pour les analyses statistiques

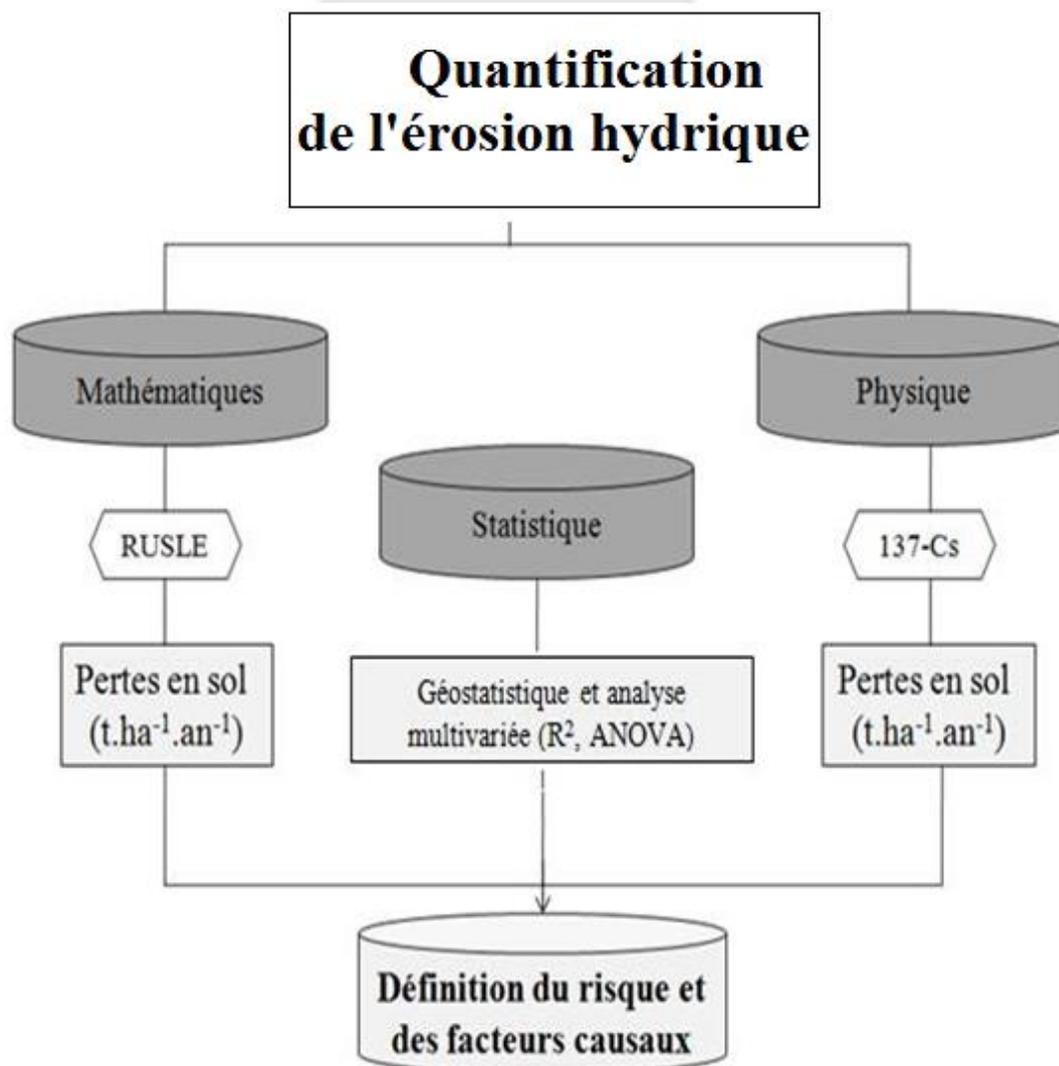


Figure 46: Organigramme méthodologique générale.

1. RUSLE pour la quantification des pertes en sol.

En 1965, Wischmeier et Smith développèrent la première équation universelle de pertes en terre (USLE). Ils ont développé l'USLE à partir de mesures sur parcelles élémentaires expérimentales respectant des dimensions exactes. Le but était de permettre une prévision quantitative de la charge moyenne des sédiments. Cependant, il s'est avéré que ce modèle présentait certaines limitations puisqu'il ne prenait en compte que les processus d'érosion en nappe à l'échelle de la parcelle et ne permettait d'une manière générale qu'à aborder le phénomène à l'échelle d'un événement pluvieux.

Pour lever ces limites, le modèle a été amélioré, révisé et modifié sous plusieurs versions en lui intégrant des facteurs de ruissellement pour l'adapter à l'échelle d'un

événement pluvieux (Renard et al. 1996). En effet, l'équation universelle est passée de USLE « Universal Soil Loss Equation » (Wischmeier et Smith, 1965) à DUSLE « Differential Universal Soil Loss Equation ». Cette dernière prend en compte la complexité topographique par l'utilisation du Modèle Numérique du Terrain et des pratiques antiérosives.

Le modèle MUSLE « Modified Universal Soil Loss Equation » (Hensel et Bork, 1988) 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 [m^3] et le débit de pointe Q_p [m^3/s] d'une averse donnée (Ezzine, 1998). Enfin, la RUSLE « Revised Universal Soil Loss Equation » améliore la détermination des différents facteurs de l'érosion hydrique des sols (Renard et al. 1991).

Ce modèle (RUSLE) se présente sous forme d'une équation mathématique qui utilise les facteurs d'érosion comme entrées (Figure 49), pour estimer les pertes en sol moyennes annuelles résultantes de l'érosion en nappe et en rigole (Toy et al. 1998). 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 révisée de Wischmeier est combinée avec les techniques de SIG pour évaluer le taux de perte de sol brut et la distribution spatiale des taux de perte de sols sur les différentes occupations des sols (Hyeon Sik Kim, 2006).

Le modèle RUSLE est utilisé pour estimer la quantité de sol perdue au niveau d'un site particulier (Jones et al. 1996). Pour cela, le modèle conserve la même forme que l'équation utilisée dans le modèle USLE, établie précédemment par Wischmeier et Smith, en 1958. L'équation s'exprime par la relation (20) :

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \dots \dots \dots \text{Équation 20}$$

- Avec : A : La moyenne annuelle des pertes en sol en (t/ha/an)
- R : Facteur de l'érosivité des pluies (MJ mm/ha/h)
- K : Facteur de l'érodibilité des sols (t h /MJ/ mm)
- LS : Facteur de la longueur et l'inclinaison de la pente (adimensionnel)
- C : Facteur du couvert végétal (adimensionnel)
- P : Facteur des pratiques antiérosives (adimensionnel)

Ce modèle a bénéficié des nouvelles poussées technologiques, surtout par le développement de l'informatique et du monde numérique.

Les apports majeurs du RUSLE par rapport à l'ancien modèle USLE se résument par les quelques points suivants :

- le facteur d'érosivité R intègre plus de données climatiques pour son élaboration ;
- le facteur d'érodabilité du sol K tient compte des variations saisonnières, qui de ce fait, est devenu calculable et non extrait à partir d'abaques préétablis (Wall et al. 2002) ;
- le facteur pente est considéré comme un système et non comme une simple pente ;
- le facteur C qui exprime l'impact du couvert végétal sur le taux d'érosion est fonction de la couverture de surface (herbacée, litière, sol nu, ...) et de l'humidité du sol ;
- le facteur P qui exprime l'effet des pratiques de conservation de sols est devenu fonction des courbes de niveau, des terrasses et de leurs caractéristiques.

Le choix du modèle a été aussi motivé par le fait que ce modèle ne diffère pas conceptuellement de l'équation originale de pertes en sol (USLE) de Wischmeier et Smith. Au contraire, il améliore la qualité des paramètres du milieu qui définissent le rôle de chaque facteur. Aussi, les données d'entrées pour ce modèle sont plus faciles d'accès par rapport à d'autres modèles plus récents, qui nécessitent des données plus sophistiquées. D'après Wall et al. (2002), il n'en existe pas de meilleure pour le moment.

Les facteurs du modèle d'érosion

D'après l'équation (20), le modèle RUSLE se base sur cinq facteurs (Figure 49) qui seront décrits successivement ci-après.

Facteur d'érosivité des pluies R

L'érosivité de la pluie se définit comme étant une aptitude à provoquer l'érosion. C'est le paramètre pris en considération pour évaluer l'influence de l'agressivité climatique sur les pertes en sol. Il est exprimé en (MJ.mm/ha/h) (Wall et al. 1997). Ce facteur est calculé en utilisant les données pluviométriques de stations météorologiques dans la Région ou par les données climatiques enregistrées. Par la suite, les résultats sont interpolés sur le reste du bassin. L'efficacité de la pluie vis-à-vis des processus d'érosion est liée aux rôles qu'elle a dans le détachement des particules des sols et surtout dans la formation du ruissellement (Marcey et Berville, 2003).

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). Mais cette méthode nécessite des enregistrements de précipitations à des résolutions élevées. À défaut de disponibilité de données nécessaires pour le calcul du facteur R par cette méthode directe, d'autres auteurs ont développé d'autres formules alternatives. La formule la plus utilisée pour calculer le facteur R en utilisant que les précipitations annuelles sont celle de Renard et Freimund (1997), modifiée par Sharma, dont l'expression est :

$$\text{Si } P_i < 850\text{mm } R = 0.0483 \times P_i^{1.61} \times 0.1 \dots \dots \dots \text{Équation 21}$$

$$\text{Si } P_i > 850\text{mm } R = (587.8 - 1.219P_i + 0.004105 \times P_i^2) \times 0.1 \dots \dots \dots \text{Équation 22}$$

Avec P_i qui représente les précipitations annuelles en (mm).

Arnoldus 1980 a travaillé au Maroc aussi et a établi l'Équation 23

$$R = 1.735 \times 10 \left[1.50 \cdot \log \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{P_i}{P} \right) - 0.8188 \right] \dots \dots \dots \text{Équation 23}$$

Avec: P_i : Précipitations moyennes mensuelles.

P : Précipitations moyennes annuelles.

Facteur d'érodibilité des sols K

L'érodibilité du sol K détermine la résistance des différents types de sols à l'érosion. Certains sols sont plus sensibles à l'érosion hydrique et d'autres moins. Ce facteur K est déterminé en fonction des caractéristiques du sol : la capacité d'infiltration, la texture de rétention et la susceptibilité à l'arrachement. Il est exprimé en (t. h/MJ.mm).

$$K = \frac{2.173 \times (2.1 \times M^{1.14} \times 10^{-4}) \times (12 - a) + 3.25 \times (b - 2) + 2.5(c - 3)}{1000} \dots \dots \dots \text{Équation 24}$$

Avec : M : est calculé par la formule $M = (\% \text{ sable fin } + \text{ limon}) * (100 - \% \text{ argile})$,

a : est le pourcentage de matière organique (MO)

b : est le code de la perméabilité ($1 < b < 5$)

c : est le code de la structure ($1 < c < 4$)

Les variables b et c peuvent être définies en fonction de M . La classe de structure du sol et le code de perméabilité sont déterminés sur les figures 47 et 48 (Jones D et al, 1996)

Telle que :

$b = (1)$ granulométrie très fine ; (2) granulométrie fine ; (3) granulométrie moyenne ou grossière ; (4) granulométrie très grossière.

et $c = (1)$ rapide ; (2) modérée à rapide ; (3) modérée ; (4) lente à modérée ; (5) lente.

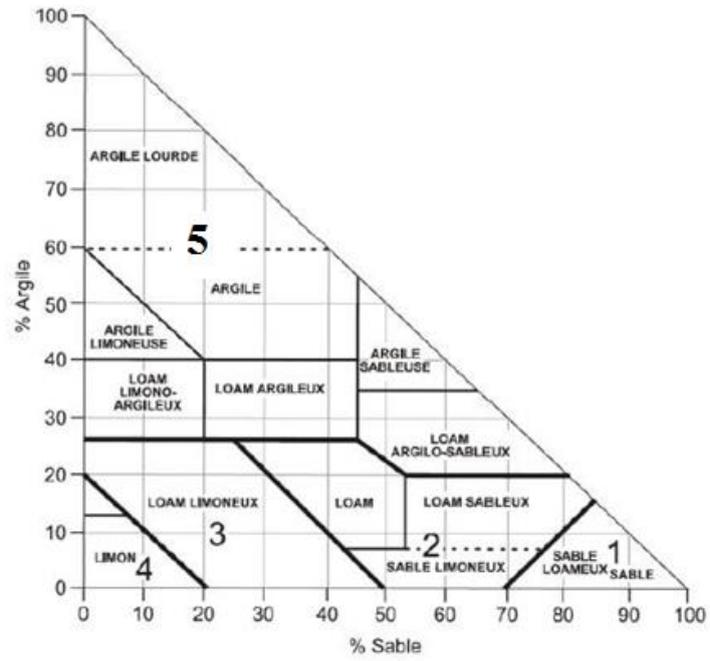


Figure 47 : Classification des structures des sols en fonction de la texture (Henin,1969).

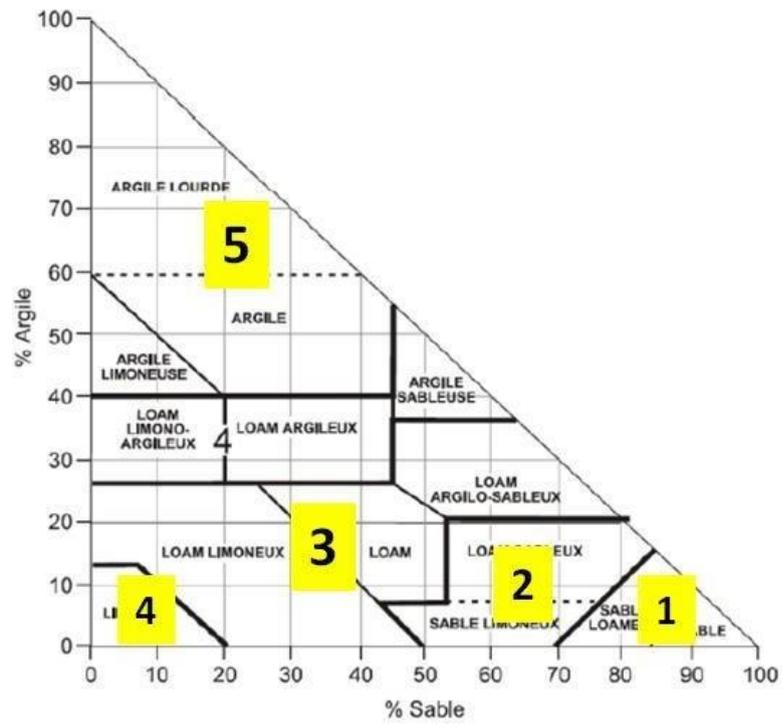


Figure 48: Code de perméabilité des sols (Henin, 1969).

Le facteur K nécessite des données sur les sols et une carte des sols portant les informations citées précédemment. Par le manque de ce type de données et carte, nous étions obligés de réaliser nous mêmes une analyse des sols et une carte des sols du bassin de fergoug pour le calcul du facteur K et sa spatialisation.

Facteur topographique LS

La pente intervient dans les phénomènes d'érosion du fait de sa forme, de son inclinaison et de sa longueur. Le facteur topographique représente l'effet de la longueur de la pente et de la raideur de la pente sur l'érosion (Haan et al. 1994). En général, lorsque la longueur de la pente augmente, l'érosion des sols totale et l'érosion des sols par unité de surface augmentent en raison de l'accumulation progressive des eaux de ruissellement dans la direction de descente de la pente. Comme la raideur de la pente augmente, la vitesse et l'érosivité du ruissellement augmentent.

Plusieurs formules ont été développées pour calculer le facteur LS. La méthode USPED (Unit Stream Power - based Erosion and Deposition) de Jim Pelton et al. en 2012, a été utilisé du fait que cela soit une des plus récentes, ainsi que de sa facilité de mise en œuvre pour les calculs. Cette méthode propose deux équations 25 et 26 pour L et S :

$$L = (m + 1) \left(\frac{\lambda_A}{22.1} \right)^m \dots\dots\dots \text{Équation 25}$$

Avec: L : Longueur de pente

λ_A : Surface d'écoulement supérieur [m²]

m : Variable dépendant de la susceptibilité du sol à l'érosion

22,1 : Longueur de parcelle élémentaire

Et

$$S = \left(\frac{\sin (0.01745 \times \theta_{deg})}{0.09} \right)^n \dots\dots\dots \text{Équation 26}$$

S : Raideur de la pente

θ_{deg} : Pente en degré

n = Variable dépendant de la susceptibilité du sol à l'érosion

A titre indicatif, les valeurs considérées pour m et n sont respectivement : m = 0,4 et n=1,4. Ces valeurs sont typiques des zones à susceptibilités de formation de ravins et rigoles.

Facteur de la couverture végétale C

C'est un facteur adimensionnel présentant l'efficacité de la couverture végétale par rapport à la susceptibilité du sol à l'érosion (Garouani et al. 2008).

La couverture végétale et sa répartition spatiale jouent un rôle dans la réduction des effets du ruissellement en amortissant l'impact des eaux de pluie sur une surface (Wischmeier and Smith, 1978 ; Kinnel, 2010). La valeur du facteur C pour une occupation des sols donnée sur une surface est comprise entre 0 (pour les surfaces non érodables) à 1 (pour les sols nus). Initialement dans le modèle USLE, ce facteur a été estimé comme produit de cinq facteurs : utilisation des terres, couvert forestier, couverture de surface, rugosité et humidité du sol (Renard et al. 1997).

Toutefois, plusieurs chercheurs ont adopté les calculs par des nouvelles approches simplifiées : utilisation de la carte d'occupation des sols et l'attribution de classe pour chaque entité (Borrelli et al. 2014), ou utilisation des techniques de télédétection comme la classification d'images satellites (Karydas et al. 2009 ; Lazzari et al. 2015) et les indices de végétation (Vatandaşlar and Yavuz, 2017).

Quelques chercheurs ont estimé le facteur C à l'aide d'indices de végétation normalisés (Van der Knijff, 2002 ; Vatandaşlar and Yavuz, 2017). De Jong (1994) a déjà décrit dans son ouvrage l'intérêt de l'indice de végétation dans l'extraction du facteur C pour la modélisation de l'érosion. Il a stipulé dans son travail qu'il y a une corrélation entre le NDVI et le facteur C du modèle RUSLE. La NDVI, l'indice de végétation par différence normalisée, transforme la réflectance de la végétation en pourcentage de la couverture végétale (Jensen, 2000).

En se basant sur les affirmations de De Lin et al. 2006, l'indice de végétation NDVI peut donc être utilisé pour calculer le facteur C, telles que :

$$C = 1.02 - 1.21NDVI \dots\dots\dots \text{Équation 27}$$

Il est à préciser que l'indice de végétation NDVI est obtenu par la relation 28

$$NDVI = \frac{(N - N)}{(N + N)} \dots\dots\dots \text{Équation 28}$$

Pour les images Landsat7 : $NDVI = (Bande\ 4 - Bande\ 3) / (Bande\ 4 + Bande\ 3)$. Les valeurs du NDVI varient entre -1,0 et 1,0, où les valeurs les plus élevées reflètent la végétation verte et dense et les valeurs faibles représentent les sols nus ou les plans d'eau.

Facteur Pratiques antiérosives P

Les pratiques antiérosives sont adimensionnelles. Ce facteur représente la protection du sol en fonction des techniques culturales antiérosives réduisant la vitesse de ruissellement et diminuant ainsi le risque de l'érosion hydrique. Il varie en fonction des aménagements effectués, à savoir les cultures en courbe de niveau, en bandes alternées ou en terrasse, les reboisements en banquettes, le buttage et le billonnage (Wischmeier and Smith, 1978).

Les valeurs de P sont comprises entre 0 et 1, dans lequel la valeur 0 représente un très bon milieu de résistance à l'érosion et la valeur 1 montre une absence de pratique anti érosive (Lufafa et al. 2003 ; Fu et al. 2005). Wischmeier et Smith (1978) ont établi la classification en fonction de la pente dans le tableau 12, tel que le facteur P se répartit selon deux zones : les zones cultivées et les autres zones.

Tableau 12: Valeurs de référence du facteur P selon les pentes et l'utilisation de surface

Utilisation de la surface	Pente (%)	Facteur P
Zone cultivée	0 – 5	0,1
	5 – 10	0,12
	10 – 20	0,14
	20 – 30	0,19
	30 – 50	0,25
	50 – 100	0,33
Autres zones	Tous	1

Dans le même principe, Fu et al (2005) ont développé une nouvelle méthode pour calculer la valeur du facteur P dans les zones cultivées, appelées communément la méthode Wenner 29 :

$$P = 0.02 + (0.03 \times S) \dots \dots \dots \text{Équation 29}$$

Avec S la valeur de la pente en pourcentage en assumant que la valeur maximale de P soit 1. Ce facteur n'affecte significativement la perte en terre que selon l'étendue des zones agricoles.

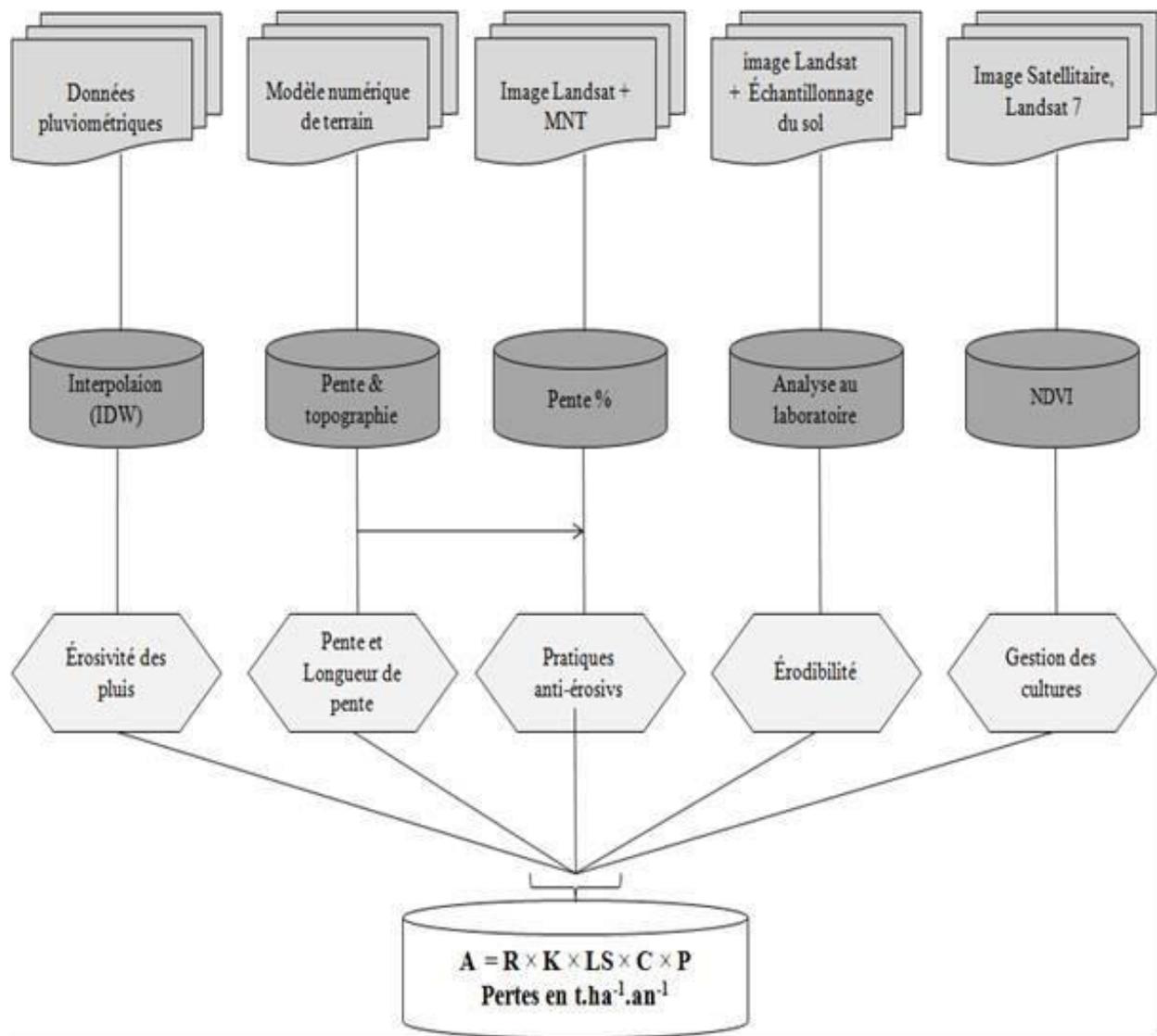


Figure 49: Organigramme méthodologique RUSLE adopté.

Les thèmes utilisés sont de format raster, chose qui offrent des capacités d'analyse de données continues et permettent un traitement rapide des opérations de superposition carte de couche (Fernandez et al. 2003). Pour cela nous avons introduit dans le Mode Builder la procédure suivant, le calcul est mené au moyen de la calculatrice algébrique.

2. Quantification de l'érosion hydrique par le radio-isotope ^{137}Cs

Depuis sa découverte, en 1897 par Henri Becquerel, la radioactivité des différentes composantes de la géosphère a été largement utilisée, en sciences de la Terre, pour ses fonctions de marqueur/traceur et/ou de chronomètre (datation et cinétique des processus) à toutes échelles de temps et d'espace (Bonté, 1996).

L'utilisation des marqueurs radioactifs dans l'étude de la dynamique érosive en milieu continental remonte aux années 60 avec l'avènement de l'ère « nucléaire » (Mc Henry, 1968). Les études se sont développées grâce au progrès technologique, à celui des connaissances et à l'intensification des collaborations entre spécialistes des deux domaines (Sciences de la Terre et Physique) permettant l'optimisation des techniques (Walling, 1982).

Les isotopes radioactifs sont des éléments instables. Leur radioactivité décroît régulièrement avec le temps. La propriété physique majeure d'un isotope radioactif est sa période de décroissance radioactive ($T_{1/2}$) qui est une constante représentant le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des atomes présents initialement. Elle définit l'échelle de temps du processus pouvant être étudié (de la seconde aux milliards d'années).

La radioactivité « naturelle » d'un sol est due à la présence de certains éléments chimiques et au flux continu d'isotopes radioactifs produits en haute atmosphère et retombant régulièrement au sol (isotopes cosmogoniques). Cette radioactivité intrinsèque constitue le « bruit de fond » du sol qui masque en partie le signal des isotopes radioactifs artificiels (liés aux activités humaines) dont la présence est ponctuelle dans le temps.

Avant de s'engager dans l'étude du comportement des isotopes radioactifs, il s'agit ici de sélectionner les isotopes radioactifs adaptés à notre problématique pour marquer les particules de sol, de décrire la technique de mesure par spectrométrie gamma et d'exposer la méthode de détermination de l'activité radioactive.

Parmi la large gamme d'isotopes radioactifs présents dans l'environnement, seul un petit nombre peuvent servir de marqueurs des déplacements des particules de sol. Les critères du choix sont leur affinité vis-à-vis des particules de sol, leur période radioactive, leur devenir dans le sol et leur type de rayonnement :

- la grande affinité chimique vis-à-vis des particules du sol implique une forte adsorption des isotopes radioactifs par les particules du sol permettant ensuite de suivre ces dernières dans leur mouvement à travers le paysage ;

- la période radioactive permet d'intégrer une dimension temporelle aux études de dynamique des particules. Les marqueurs doivent avoir une période radioactive suffisamment longue pour être détectés entre la phase d'échantillonnage et celle de mesure. Elle doit également être assez longue par rapport à l'échelle de temps de l'étude. Néanmoins, elle compte peu lorsque la présence de l'isotope radioactif marque une date précise (retombées artificielles).

- les caractéristiques propres à chaque isotope radioactif, dans le sol, sont leur profil de pénétration (souvent en relation avec leur période et leur affinité vis-à-vis des particules), leur activité (forte, faible ou nulle) et leur mode d'entrée (intrinsèque ou atmosphérique). Elles permettent d'obtenir des informations sur la provenance des particules transportées et les processus en jeu lors des épisodes érosifs (Wallbrink et Murray, 1993).

- enfin, en ce qui concerne le type de rayonnement, les émetteurs gamma (rayonnement le plus pénétrant) sont préférés, à ceux alpha et bêta, pour leur facilité de détection et d'analyse (Baskaran et al. 1993). La spectrométrie gamma est également une technique accessible pour un géographe qui est loin d'avoir une formation théorique adaptée.

Les isotopes radioactifs retenus pour l'étude des transferts de particules de sol sont principalement le ^{137}Cs et le ^7Be et plus ponctuellement le $^{210}\text{Pb}(\text{exc})$, le ^{134}Cs et le ^{40}K . Ils sont tous émetteurs gamma.

Le suivie et le traçage de l'érosion au moyen du ^{137}Cs a prouvé d'être une méthode fiable pour quantifier les pertes et la production de sol. Cette technique a été appliquée et a évolué avec succès au cours de ces dernières décennies pour évaluer l'érosion liée au processus en nappe et rigoles dans une variété d'environnements dans le monde. (McHenry et Ritchie 1977, Navas et al. 2014).

Les sources de production de ^{137}Cs

La libération de ^{137}Cs dans l'atmosphère (Figure 50) a débuté avec l'avènement de l'ère « nucléaire » en 1945. Il existe trois sources de production (Ritchie et al., 1974) : les essais des armes nucléaires, les rejets liés au fonctionnement normal d'un réacteur nucléaire (étant donnée leur localisation, ils n'ont pas d'influence sur notre étude) et les accidents survenant sur les installations techniques nucléaires. La première et la dernière sont détaillées ci-après

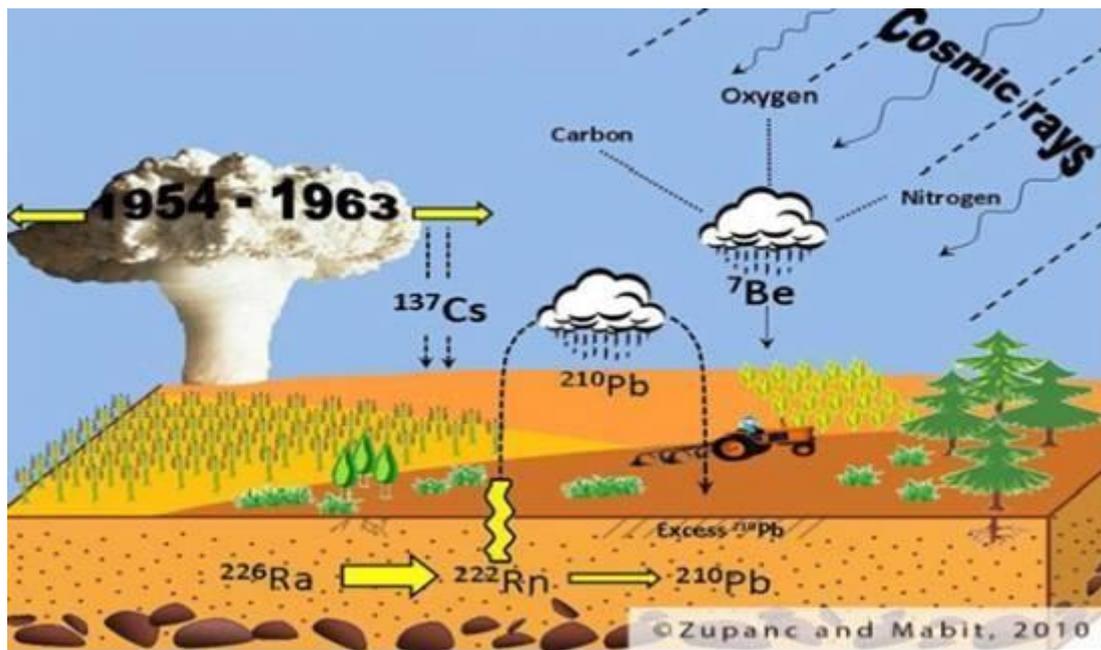


Figure 50: Techniques nucléaires pour évaluer les processus d'érosion.

Les essais des armes nucléaires

Depuis l'explosion de la première bombe atomique (19 kt), le 16 juillet 1945, près de Alamogordo, dans le désert du Nouveau Mexique (Etats-Unis), des centaines d'essais d'armes ont injecté des quantités variables de ^{137}Cs dans l'atmosphère. Jusqu'en novembre 1952, les essais sont de faibles puissances (< 50 kt ; 26 tests totalisant 0,75 Mt) et troposphériques. Les bombes thermonucléaires (puissance multipliée par 100) qui suivirent, injectèrent massivement des isotopes radioactifs dans la stratosphère (Carter et Moghissi, 1977).

Un premier moratoire fut signé en 1958 mais les essais reprurent en 1960, avec des tests fréquents et plus puissants (U.R.S.S. : 58 Mt). Le 5 août 1963, les explosions aériennes cessèrent pour les Etats-Unis, l'U.R.S.S. et l'Angleterre avec la signature d'un second moratoire. Ils se poursuivirent néanmoins pour la France (jusqu'en 1974 pour l'hémisphère Sud) et la Chine (jusqu'en 1980 : de 0,2 à 1 Mt)).

Seulement 10 % de la production d'isotopes radioactifs est due aux essais postérieurs à 1963 et 1 % à la période 1976-80. Au total, l'inventaire établi par l'U.N.S.C.E.A.R. (1982) donne 423 explosions (soit 545,4 Mt) entre 1954 et 1980, qui ont augmenté le bruit de fond radioactif total naturel de 3 %.

Les accidents des centrales nucléaires

L'industrie nucléaire a connu un certain nombre d'incidents et d'accidents qui ont libéré des isotopes artificiels (dont le ^{137}Cs) dans l'atmosphère. Ces accidents ont souvent un caractère localisé. Nous reportons ici les plus importants que même un souci de « discrétion » n'aurait pu dissimuler.

Le 29 septembre 1957, à Kyshtym (à l'est de l'Oural), une explosion a libéré 740 PBq de matière radioactive dont 10 % au sein d'un nuage de particules fines à une altitude de 1000 m. Le ^{137}Cs ne représenterait que 0,03 % des éléments rejetés. Toute l'activité se serait déposée rapidement sur une langue de 300 km de long (Bonté, 1992).

L'année 1957 est une année noire puisque le 10 octobre, un incendie sur un réacteur de la centrale anglaise de Windscale (aujourd'hui Sellafield) a rejeté 0,93 PBq de matière radioactive à basse altitude pendant une durée de 24 heures (Foulquier et al. 1989). Etant donnée la trajectoire du nuage, il a touché le Nord de la France. Néanmoins, datant de 1957, cet épisode s'insère dans la période de production de ^{137}Cs lors des essais atmosphériques des armes thermonucléaires.

La plus grande catastrophe nucléaire, jusqu'à ce jour, a eu lieu à Tchernobyl (Ukraine) le 26 avril 1986 à 1 h 23 (heure locale) (Smith et Clark, 1986). La surchauffe incontrôlée du réacteur n°4 entraîna une explosion qui a détruit la partie supérieure du réacteur rejetant de 2 à 4 EBq de produits de fission (Anspaugh et al. 1988), notamment des éléments volatiles (I, Cs, Te, Kr, Xe), dans l'atmosphère et formant d'énormes masses d'air contaminées (Verger et al. 1996).

A l'échelle du globe, les retombées de ^{137}Cs dépendent uniquement de la latitude, (maximum entre 40 et 50° de latitude) (Shimada et al. 1994). A une même latitude, l'importance des retombées est modulée par celle des précipitations (Basher et Matthews, 1993).

Les variations spatiales locales des retombées de ^{137}Cs sont plus difficiles à appréhender à cause de la rareté des données et de la variabilité locale des pluies (averses). Néanmoins, il est généralement admis que sur une période de plusieurs années (échelle de temps pendant laquelle ont eu lieu les retombées), la répartition aléatoire des averses locales conduit à une uniformisation de la répartition totale des pluies et donc à celle des retombées de ^{137}Cs à l'échelle d'un bassin versant.

- L'état de césium en milieu terrestre

-Sur sols

Le césium est en général considéré comme très peu mobile dans la majorité des Sols, (Colle et Roussel-Debet, 2000). Dans les sols « moyens » présentant une teneur en matière organique de l'ordre de quelques pourcents, la partition sol solution de l'ion Cs⁺ est majoritairement contrôlée par un mécanisme d'échange ionique avec les argiles (Poinsot et al.1999).

Ce mécanisme concerne en particulier les montmorillonites ; en bordure des feuillets apparaissent des sites FES (frayededge sites) qui jouent un rôle déterminant dans la fixation sélective du Cs⁺ (Cornell, 1993). D'autres sites inter foliaires spécifiques peuvent piéger le césium de manière « irréversible » (Rigol et al. 2002). Enfin, le césium peut également s'échanger de façon non spécifique sur les sites plans des argiles ainsi qu'avec les sites d'échange de la matière organique. Le césium-137 est réputé être relativement mobile dans les sols « organiques » au sens d'une teneur en matière organique de l'ordre de plusieurs dizaines de pourcents (Staunton et al. 2002 ; Wang et al. 2000). La relation entre la sorption du césium et la matière organique est cependant complexe, puisque la présence dans un sol d'une faible quantité d'argiles suffit pour que la sorption soit gouvernée par les sites spécifiques de l'argile (Rigol et al.2002).

Végétaux

La concentration de césium stable dans les végétaux est en moyenne de l'ordre de 0,2 µg.g-1 de produit sec (Coughtrey et Thorne, 1983) et présente une très forte variabilité ; aucun rôle physiologique n'a été à ce jour démontré bien qu'on trouve du césium en quantités infimes dans la plupart des organismes vivants. Il présente une tendance à l'accumulation plus élevée dans les végétaux inférieurs. La demi-vie biologique du ¹³⁷Cs est de 4 à 5 ans dans les mousses et de 5 à 8 ans dans les lichens et les champignons supérieurs, contre environ 14 jours dans les plantes supérieures (Avery, 1996).

Un quart de siècle de recherche a prouvé que les mesures des modèles spatiaux des retombées radioactives ¹³⁷Cs peuvent être employées pour mesurer l'érosion de sol et le dépôt de sédiment sur le paysage. La technique¹³⁷Cs est la seule technique qui peut être employ

pour faire des mesures réelles de la perte et du redépôt de sol rapidement et efficacement. Vu sa simplicité et sa rapidité, cette technique a été rapidement appliquée à travers le monde.

Par ses propriétés, le ^{137}Cs est considéré comme le plus important traceur pour suivre l'érosion et la sédimentation, en raison de l'inexistence d'aucune autre source naturelle de source de ^{137}Cs dans l'environnement. Il est issu uniquement des essais atmosphériques des armes nucléaires des années 50 et 60 (Wise, 1980; Walling et al.1986b).

Technique de quantification de l'érosion hydrique par le ^{137}Cs

L'évaluation de la redistribution du ^{137}Cs est basée sur la comparaison des stocks (activité totale par unité de superficie) mesurés à différents points de prélèvement (zones actives) avec les stocks mesurés dans des sites de référence représentant les retombées initiales de ^{137}Cs (zones stables) où ni l'érosion ni le dépôt ne se sont produits et qui doivent être proches des zones de mesures concernées.

Un site où l'activité totale du ^{137}Cs mesurée dans les zones actives est inférieure aux stocks de référence est un site d'érosion. La perte de ^{137}Cs est marquée. De même, si l'activité totale est supérieure à celle du site de référence, c'est un site de dépôt. Le gain de ^{137}Cs est marqué. La figure 51 montre l'organigramme méthodologique adopté pour la méthode ^{137}Cs .

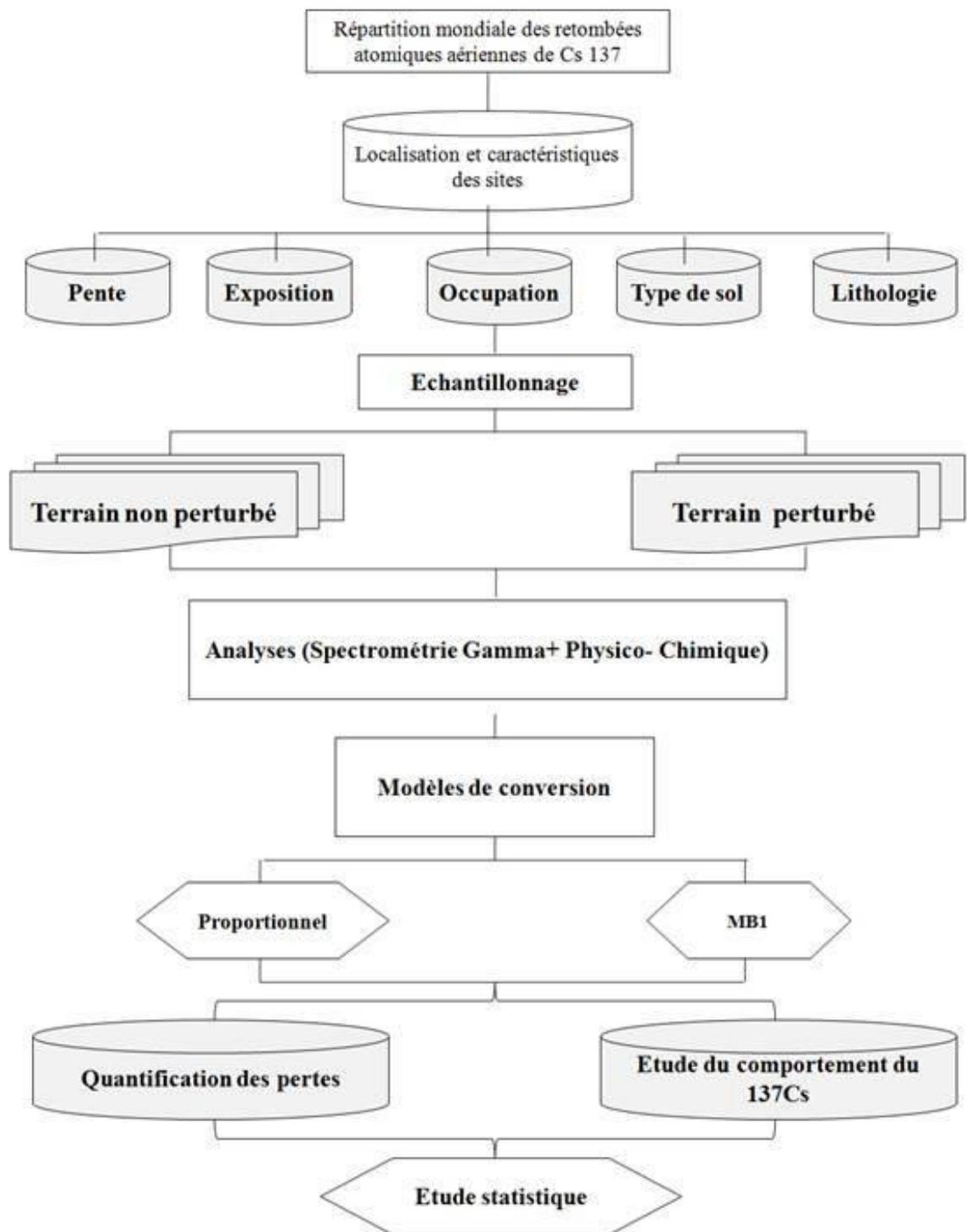


Figure 51: Organigramme méthodologique adopté pour la méthode ^{137}Cs

L'importance des variations de l'activité totale de ^{137}Cs mesurées par rapport au site de référence local fournit aussi une évaluation qualitative de la redistribution de sol (Walling et Quine.1993; Walling et He. 1999).

Pour évaluer des taux d'érosion de sol et de dépôt à partir des mesures de ^{137}Cs , il est nécessaire d'établir un rapport entre les variations observées par rapport au site de référence et la perte ou gain de sol (Ritchie et al. 1974). Beaucoup d'auteurs ont favorisé l'utilisation des procédures de calibrage ou des modèles de conversion qui relient le taux d'érosion ou de dépôt à l'importance de la réduction ou d'augmentation du ^{137}Cs par rapport au site de références (Ritchie et McHenry. 1990; Walling et Quine, 1990. 1993; Walling et He. 1997).

Pour aborder la dynamique de la balance des sédiments au niveau du bassin versant de l'oued Fergoug au moyen du radio-traceur ^{137}Cs , on a utilisé des modèles qui tentent de retracer les processus d'érosion, de transport et de sédimentation. Il s'agit du modèle proportionnel et du modèle de masse balance I (Figure 52).

La technique est valable pour les mesures de pertes en sol par ruissellement en nappe qui évacue progressivement des particules de la surface des sols. Elle n'est pas appropriée pour la quantification des pertes de sols dues à l'écoulement linéaire concentré, à l'écoulement en subsurface, aux ravinements ou aux glissements de masse.

Méthodologie

Le choix de la distribution des points de prélèvements dépend de la dimension du terrain et des objectifs et buts recherchés par l'étude. Eberhardt et Thomas (1991) identifient trois modes d'échantillonnages correspondants à trois types d'études : études descriptives, études analytiques et études de développement de modèle.

Les études descriptives, sont généralement des études statistiques, l'objectif du prélèvement est de déterminer des valeurs des mesures, la tendance centrale (la moyenne ou médiane) et la dispersion (écart type ou coefficient de variation) pour les différents échantillons. Ces mesures peuvent alors être utilisées pour construire des intervalles de confiance autour de la moyenne. Le nombre d'échantillons est choisi pour s'assurer que les intervalles de confiance autour du moyen sont aussi petits que possible.

Dans les études analytiques le chercheur a pour objectif de vérifier une hypothèse ou une série d'hypothèses par exemple, déterminer l'influence des différents facteurs sur le taux d'érosion. On échantillonne généralement selon le facteur mis en cause :

- lithologie : pour déterminer les taux d'érosion selon la lithologie, on prélève les sols sur différentes roches mères (Pennock et al. 1995);
- topographie : pour voir l'action de la pente et de la longueur de pente, on prélève des transects sur différentes positions de pente et sur différentes inclinaisons de pente (Pennock et de Jong, 1990 ; Basher, 2000 ; Montgomery et al. 1997 ; Sogon et al. 1999);
- végétation : pour analyser l'action de l'occupation des sols et des pratiques culturales, on prélève donc selon l'utilisation des sols (Forsyth, 1994).

Les études de développement de modèle mènent à la création des cartes. Le principe de cette approche est que le modèle spatial de la distribution du ^{137}Cs reflète l'action des processus fondamentaux fonctionnant dans le paysage.

L'échantillonnage se fait généralement de façon systématique sous forme de grille qui permet d'élaborer une carte de distribution actuelle du ^{137}Cs et par conséquent une carte de perte en sol. Ce mode d'échantillonnage a été utilisé très abondamment sur des terrains de culture (Longmore et al. 1983 ; Quine et al. 1999 ; Wallbrink et al. 1994) et sur les plaines d'inondations (Walling et al. 1996).

L'application de ce mode d'échantillonnage sur un bassin versant est plus difficile à cause de la dimension des bassins versants, de la morphologie et de la complexité du terrain. Pour éviter ces contraintes, certains auteurs (Bouhlassa, 1992 ; Azenfar, 1993 ; Lahlou, 1997 et Moukhchane, 1999) ont déterminé des unités homogènes qui présentent les mêmes caractéristiques des facteurs qui contrôlent l'érosion par la superposition des cartes de ces facteurs (lithologie, occupation des sols et classes de pente) et échantillonné simplement dans ces unités.

La méthode de prélèvement des échantillons des transects est une méthode qui a montré sa fiabilité puisque l'alignement des carottes suivant la plus grande pente suit l'itinéraire du ruissellement et par conséquent permet de suivre son action sur la surface du sol (Mabit et al. 2007).

Méthode d'échantillonnage suivie dans ce travail

Notre étude a été basée sur cette dernière méthode (méthode de prélèvement des échantillons sur transects). Notre étude a porté sur 3 transects (Figure 52), choisis en fonction des caractéristiques biogéographiques du site. L'échantillonnage commence par le choix du

site de référence ainsi que le choix du site d'étude. Pour cela une mission de terrain a été programmée en avril 2016 au niveau du sous bassin versant de Fergoug. Suite aux travaux d'experts, un site de référence, supposés non perturbés, et un site d'études ont été choisis, ce site se trouve à coté de la parcelle expérimentale de type Weishmeir destinée pour la quantification de l'érosion par la méthode conventionnelle (parcelle d'érosion).

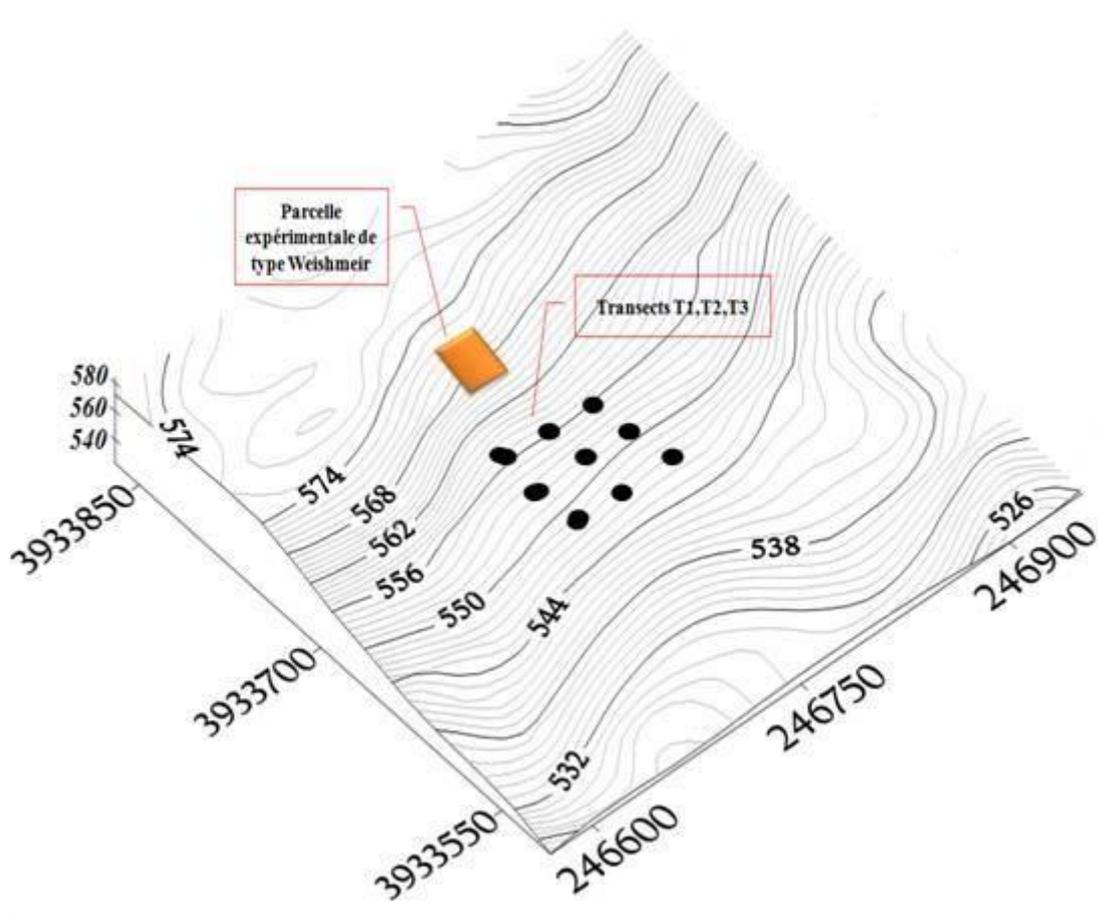


Figure 52 : Présentation de la méthode de l'échantillonnage des transects.

Neuf carottes séparées de 30 m de distance et 12 point de prélèvement en surfaces ont été prélevées le long de quatre transects. Les transects ont été choisis en fonction des facteurs qui contrôlent la redistribution des particules des sols (L'utilisation des terres, le type de sol, la lithologie, les pentes et les altitudes). Quant au site de référence, la procédure d'échantillonnage (figure 53) consiste à délimiter une surface de 20m x 20m. On réalise par la suite 9 prélèvements superficiels tous les 10 m à l'aide d'un cadran en fer (Figure 54) de dimension 25cm x 5cm x 5cm et une carotte de 70 cm de profondeur,



Figure 53: Exemples d'échantillonnages – Références et site d'étude



Figure 54: Cadran d'échantillonnage et Segmentation de la carotte.

Les échantillons ont été prélevés dans la zone d'étude (Figure 55), à l'aide d'un carottier motorisé composé d'un tube cylindrique de 9cm de diamètre et de 1m de longueur. La carotte est par la suite coupée en tranches de 2cm jusqu'à une profondeur de 20cm ; puis en tranches de 5 cm jusqu'à une distance de 40 cm et enfin des tranches de 10 cm jusqu'à 70 cm de profondeur. Les échantillons sont ensuite stockés dans des sachets en plastique et numérotés pour les transférer au laboratoire pour effectuer les analyses de spectrométrie au niveau du laboratoire du Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA).



Figure 55: localisation du site d'étude - Bassin versant de l'oued Fergoug.

Analyses et traitement des échantillons

Analyse pédologique.

- Les échantillons prélevés sont séchés à l'air libre durant 24 heures, pesés et désagrégés. Après le séchage, nous avons placé les échantillons dans une étuve à 105°C pendant 24 heures afin d'éliminer l'humidité dans le sol. Ensuite, tamisés pour séparer la fraction grossière (> 2 mm) de la fraction fine (< 2 mm) nécessaire au calcul des inventaires du ^{137}Cs et l'analyse des propriétés du sol. Il s'agit de la granulométrie, la matière organique (MO), le pH, et la conductivité électrique (CE)

- L'analyse granulométrique a été réalisée par la méthode à la pipette de Robinson (Figure 56). Elle consiste tout d'abord à détruire la matière organique à l'eau oxygénée (H_2O_2) et à disperser l'argile par l'héxamétaphosphate de sodium. La texture du sol est ensuite déterminée, en séparant les fractions granulométriques: les limons grossiers (20 à 50 μm) et fins (2 à 20 μm) ; les argiles (0 à 2 μm), les sables fins (50 -200 μm) et grossiers (200-2000 μm).

- La mesure du pH a été effectuée par un pH-mètre (Figure 57), avec un rapport sol – eau de 1/2.5. La valeur du pH eau (acidité effective) des échantillons de sols a été obtenue par la méthode électro métrique au pH-mètre avec une électrode en verre.

- La mesure de la conductivité électrique de l'extrait dilué au 1/5(CEd) exprimée en dS.m-1, a été effectuée avec un conductimètre (Figure 57), avec un rapport sol-eau de 1/5;
- Le dosage du calcaire total (en %) a été réalisé par le calcimètre Bernard ;
- Le carbone organique (en g.kg-1) : dosage par la méthode Ane (Figure 58);
- La matière organique : déterminé par dosage du carbone organique en appliquant la formule ($M0\% = C * 1,72$).

Toutes les analyses ont été effectuées par Bouchkara B.



Figure 56: granulométrie par Pipette de Robinson



Figure 57: Conductimètre, ph mètre



Figure 58: Détermination du carbone organique par oxydation sulfochromique

La détection du ^{137}Cs par spectrométrie gamma

La chaîne de spectrométrie gamma (Figure 59) utilisée, de marque CANBBERA, est composée d'un détecteur à semi-conducteur de type Ge(HP) de haute résolution, relié à un système DSA (Digital Spectrum Analyzer). Les spectres sont visualisés sur un ordinateur pour être ensuite traités par un logiciel Génie-2000.

Le détecteur utilisé est un détecteur GeHP type p, GX-3519, avec de l'époxy de carbone. Le détecteur utilisé présente 35% d'efficacité relative à 1,33 MeV comparé à celui utilisant le Cristal NaI (Tl) (3 * 3) et une résolution de 1,85 keV (FWHM) à 1332,5 keV Et 0,86 keV à 122 keV.

Il est entouré d'un château en plomb de 114 mm d'épaisseur, avec des feuilles de 3 mm d'étain et 1,5 mm de cuivre pour réduire la contribution au spectre des Rayons X, obtenant un faible niveau de bruit de fond nécessaire à l'application dans l'environnement.



Figure 59: Chaîne de spectrométrie gamma utilisée dans cette étude.

Les comptages ont été effectués dans les mêmes conditions expérimentales, en conservant la même géométrie pour tous les échantillons et la même position par rapport au détecteur. Les flacons doivent être placés à distance constante et bien alignés dans l'axe du détecteur.

L'analyse d'un échantillon par spectrométrie gamma donne naissance à un spectre : histogramme du nombre de photons détectés en fonction de leur énergie. Le spectre est caractérisé par un fond continu (bruit de fond) décroissant avec l'énergie et par la présence de plusieurs pics. Chaque pic correspond à un rayonnement gamma issu de la désexcitation des noyaux instables ou atomes radioactifs présents dans l'échantillon.

La désintégration d'un noyau par l'émission d'un photon gamma est un phénomène spontané. S'il est possible de prévoir le comportement d'un grand nombre de radioéléments dans le temps pour l'estimation de l'activité, il est impossible de dire exactement à quel moment un noyau va se désintégrer. Cette particularité impose de faire des mesures sur un temps suffisamment grand pour gommer les irrégularités et obtenir un résultat d'activité le plus exact possible.

Étalonnage de la chaîne

Avant de pouvoir utiliser le détecteur, il est nécessaire de procéder à une calibration précisée, énergie et efficacité de détection car la spectrométrie gamma n'est valide que si l'identité de la teneur en radioéléments auxquels sont dus les pics sont déterminées avec exactitude.

Étalonnage en énergie

La première étape du travail avant toutes mesures, est la calibration en énergie de la chaîne de spectrométrie gamma qui consiste à déterminer l'énergie en fonction du numéro du canal. L'étalonnage en énergie permet de faire l'analyse qualitative en établissant la relation entre l'énergie (E) perdue par les photons incidents et le numéro du canal (ch) où sont enregistrées les impulsions correspondantes.

La plupart des systèmes préamplificateur, amplificateur et ADC sont linéaires et l'équation du premier ordre de l'étalonnage en énergie peut décrire correctement les données. On aura ainsi :

$$E = A(ch) + B)..... \text{Équation 30}$$

Où: ch = numéro de canal

Cependant, les systèmes MCA les plus avancés, tels que ceux basés sur le Génie 2000, permettent aux utilisateurs de choisir entre les équations du premier ordre (linéaire) ou du second ordre (non-linéaire ou quadratique) qui utilisent un ajustement des moindres carrés à plusieurs points de données.

L'équation du second ordre est alors de la forme :

$$E = A(ch)^2 + B(ch) + C..... \text{Équation 31}$$

Nous avons fait deux étalonnages en énergie (Figure 60, Tableau 13), nous avons utilisé une multi sources étalon dans une matrice sol.

Tableau 13 : Etalonnage en énergie de la chaîne de spectrométrie gamma

Source	Radioélément	Canal	Energie (KeV)
Multi Sources standard	¹²⁴ Am	161.19	59.85
	¹⁰⁹ Cd	239.15	88.15
	⁵⁷ Co	329.89	122.18
	⁵⁷ Co	368.80	136.60
	¹⁵⁹ Ce	447.83	165.90
	¹³⁷ Cs	1785.20	661.63
	⁶⁰ Co	3166.00	1173.45
	⁶⁰ Co	359613	1332.89

b. Etalonnage en efficacité

L'efficacité absolue du détecteur est définie par le nombre de rayonnements émis détecté sur le nombre de rayonnements émis par la source. Cette définition pourra être traduite par l'expression suivante :

$$\varepsilon = \frac{N_x}{A_0 \frac{\ln 2t}{e^T} \cdot \delta \cdot T_c} \dots\dots\dots \text{Équation 32}$$

Avec: ε : Efficacité absolue

N_x : Intensité ou surface du pic photoélectrique

A_0 : Activité de la source à la date de sa fabrication

T : Période radioactive de la source

t : Temps entre la date de fabrication et la mesure

γ : Rapport d'embranchement ou probabilité d'émission

t_c : Temps de collection

Pour l'étalonnage de détecteur utilisé, nous avons mesuré une source standard dans une matrice sol, de géométrie cylindrique d'une activité connue. Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau 14.

Tableau 14 : Efficacité du détecteur pour la géométrie cylindrique

Eléments	T1/2 (S)	Energie (KeV)	Efficacité
Am-241	1,37E+10	59.54	1.00E-01 ± 1.72E-03
Cd-109	39864960	88.03	1.01E-01 ± 1.92E-03
Co-57	23483520	122.06	9.88E-02 ± 1.73E-03
Co-57	23483520	136.55	9.06E-02 ± 2.60E-03
Ce-139	11892182	165.86	7.75E-02 ± 4.04E-03
Sn-113	9953280	391.7	2.24E-02 ± 3.10E-03
Cs-137	948305880	661.66	2.77E-02 ± 5.13E-04
Y-88	9212486.4	898.04	1.89E-02 ± 2.82E-03
Co-60	166340110	1173.23	1.57E-02 ± 2.73E-04
Co-60	166340110	1332.49	1.41E-02 ± 2.46E-04
Y-88	9212486.4	1836.05	9.54E-03 ± 5.87E-04

La figure 60 représente la courbe d'étalonnage pour une source ponctuelle scellée d' ^{152}Eu

Pour l'efficacité du détecteur, nous avons obtenu une courbe exponentielle (Figure 61) qui diminue avec l'augmentation de l'énergie. L'efficacité de détection du ^{137}Cs est donc estimé à : $\varepsilon=0.028$.

Après la préparation, chaque échantillon est prêt à l'analyse. On entre l'échantillon dans la chaîne puis on lance l'acquisition et on l'arrête après 24 heures et on registre le spectre.

Les spectres obtenus affichent l'intensité de rayonnement gamma en fonction de leur énergie. La Figure 62 est un exemple de spectre.

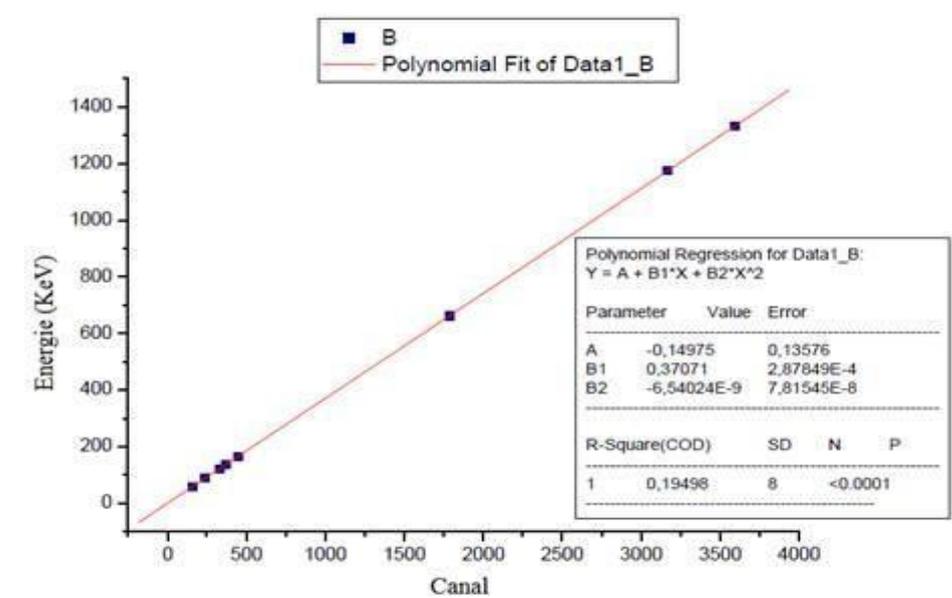


Figure 60: Courbe d'étalonnage en énergie du détecteur.

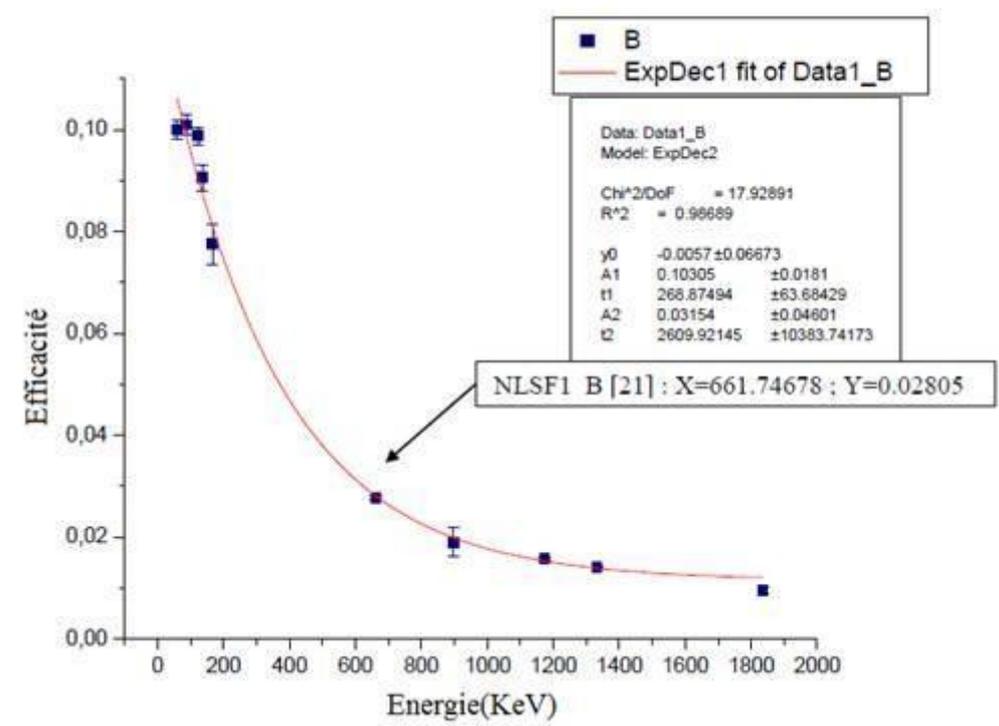


Figure 61: Courbe d'étalonnage de l'efficacité du détecteur

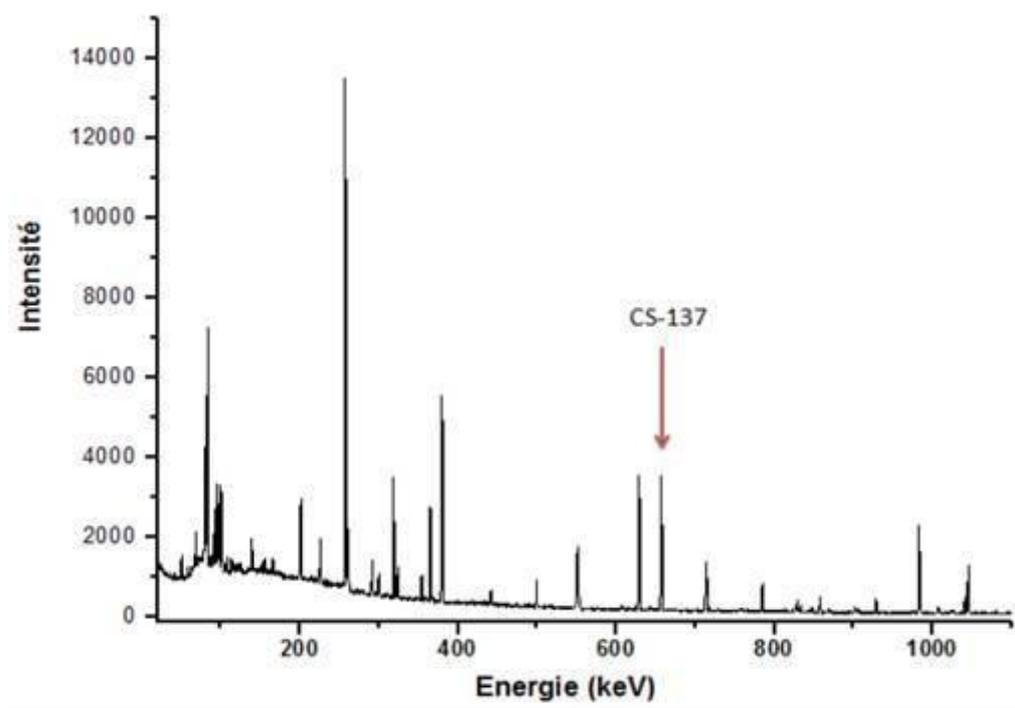


Figure 62: Spectre d'un échantillon.

La détermination de l'activité radioactive (A) d'un isotope qui s'exprime en Bq est fonction du nombre de photons détectés à l'énergie correspondante (surface du pic net d'activité c'est-à-dire bruit de fond, intrinsèquement dû aux photons Compton, déduit : Pi), du pourcentage d'émission à cette énergie (%), du rendement du détecteur pour cette énergie d'émission et du temps de comptage (t), l'activité spécifique du ^{137}Cs est déterminée à partir de la relation suivante:

$$A = \frac{N_x}{\gamma \times m \times \epsilon \times t} \dots \dots \dots \text{Équation 33}$$

Avec : N_x : Intensité du pic de la raie d'énergie 661.6 keV du ^{137}Cs
 γ : Rapport d'embranchement = 0.85
 m : Masse de l'échantillon en kg
 ϵ : Efficacité absolue du détecteur=0.028
 t : temps de collection en seconde.

La spectrométrie gamma est donc une méthode rapide et universelle qui nécessite la connaissance de l'origine, du taux de production et du comportement des isotopes radioactifs choisis afin d'optimiser leur utilisation spécifique dans l'étude de la dynamique des particules solides.

3. Quantification de l'érosion par le ^{137}Cs

Avant son érosion, le ^{137}Cs tombé sur le sol va se s'incorporer dans le profil du sol de différentes manières selon l'utilisation des sols. Sur un sol de culture, le travail de la terre va mixer et homogénéiser le ^{137}Cs dans la couche de labour à la différence d'un sol non remanié qui n'a pas connu de déplacement de particules où le ^{137}Cs subira une incorporation naturelle progressive, liée au lessivage des particules fines aux quelles il est fixé.

Les quantifications de l'érosion à l'aide du ^{137}Cs ont nécessité le développement de formules et de modèles qui mettent en relation les variations de l'activité du ^{137}Cs et le taux d'érosion appelés souvent relation de calibration ou modèles de conversion.

Le modèle proportionnel

Le modèle proportionnel a été largement utilisé pour estimer les taux d'érosion et d'accumulation à partir des mesures de ^{137}Cs (Kiss et al. 1986 ; Lance et al. 1986 ; Fredericks et Perrens, 1988 ; Walling et Quine, 1990).

Ce modèle associe un taux d'érosion ou d'accumulation à chaque activité de ^{137}Cs (Bq/m^2) des points d'échantillonnage permettant d'élaborer une courbe de calibration spécifique du site d'utilisation (Walling et Quine, 1993).

Dans ce modèle, on considère que les retombées de ^{137}Cs sont incorporées et mélangées dans la couche labourée à une date précise (pic de retombées de 1963) et que le sol conserve partout la même activité spécifique de ^{137}Cs (Bq/kg) au cours du temps. La perte de sol est alors directement proportionnelle à la réduction de l'activité de ^{137}Cs depuis le début des retombées (Martz et De Jong, 1987).

La forme de base de l'équation peut être décrite ainsi :

$$Y = 10 \frac{C_{S\%} D_{\text{Lab}}}{100 T} \dots\dots\dots \text{Équation 34}$$

Où Y est la perte (ou le gain) moyenne annuelle de sol ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{an}$), Cs% le pourcentage de perte (ou gain) en ^{137}Cs d'un point d'échantillonnage par rapport à la valeur de référence, D la densité in situ (kg/m^3) du même point, La profondeur de l'horizon de labour (m) et T le nombre d'années écoulées depuis le pic des retombées de ^{137}Cs (1963).

La simplicité de détermination des variables nécessaires (avec une précision suffisante) implique une grande facilité d'utilisation de cette équation. Cette méthode introduit la notion de temps et l'utilisation de deux variables indispensables (la profondeur de l'horizon de labour et la densité du sol de cette couche) qui faisaient défaut dans les méthodes de calibration empiriques. Ces variables permettent d'utiliser la relation proportionnelle dans une large gamme d'échelles de temps et d'espace.

De Jong et al. (1982) considèrent qu'il ne faut utiliser que 95 % de la valeur de l'activité de référence dans l'équation de ^{137}Cs résiduelle (Cs%) car 5 % du ^{137}Cs des parcelles culturales sont perdus en relation avec les cultures et le travail agricole.

De même, si le site de référence est une prairie, il ne faudrait considérer que 80 % de la valeur de référence car ces sites auraient en moyenne une activité en ^{137}Cs de 15 % supérieure aux sites labourés en raison du plus faible ruissellement (rôle de l'herbe) et donc du dépôt de l'intégralité du ^{137}Cs à l'endroit où la pluie tombe (Martz et De Jong, 1991). Cependant, aucun auteur n'a encore pris cette considération en compte.

Tout fractionnement granulométrique dans les déplacements de sol a une incidence sur la proportionnalité entre bilan de ^{137}Cs et bilan de sol déplacé. En raison de la mobilisation sélective des éléments fins du sol, un facteur de correction granulométrique () peut être intégré au dénominateur de cette équation qui devient alors (Walling et He, 1997) :

$$Y = 10 \frac{BdX}{100 * TP} \dots\dots\dots \text{Equation 35}$$

Le modèle mass-balance simplifié

Le modèle mass-balance simplifier tente de surpasser certaines limites du modèle proportionnel simple en prenant en compte les quantités incorporées et celles perdues pendant toute la période des retombées du ^{137}Cs . Zhang et al (1990) ont proposé un modèle mass balance simple qui suppose que les retombées du ^{137}Cs de 1963 peuvent compenser les variations (pertes par érosion et incorporation) qui se seraient produites sur une période allant du milieu des années 50 au milieu des années 70.

Pour un site érodé, l'activité totale de ^{137}Cs $A(t)$ (t = année de mesure) est inférieure à l'activité de référence en supposant que le Césium a subi un taux (R en $\text{kg}/\text{m}^2/\text{an}$) constant d'érosion. L'activité totale est :

$$A_t = A_{\text{ref}} \left(1 - P \frac{R}{d}\right)^{t-1963} \dots\dots\dots \text{Équation 36}$$

La perte en terre dans ce cas est exprimée l'équation :

$$Y = \frac{10dB}{p} \left[1 - \left(1 - \frac{x}{100}\right)^{1/(t-1963)} \right] \dots\dots\dots \text{Equation 37}$$

Tel que:

- Y = Perte annuelle moyenne de sol ($\text{t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$) ;
- d = Profondeur de charrue ou couche de culture (m) ;
- B = Densité apparente du sol (kg m^{-3}) ;
- X = Pourcentage de réduction dans l'inventaire total de ^{137}Cs (défini comme $(A_{\text{ref}} - A) \cdot 100 / A_{\text{ref}}$) ;
- P = Facteur de correction de taille de particule.

Le modèle mass-balance simplifié prend en compte la réduction progressive de la concentration en ^{137}Cs dans la couche de labour et ne tient pas compte des quantités de ^{137}Cs qui auraient pu être incorporées dans le sol sous la couche de labour originale ni de possible entraînement et évacuation de ^{137}Cs fraîchement déposé avant son incorporation dans les sols.

D'autres modèles mass-balance ont par la suite été développés pour affiner le premier. Le modèle mass-balance² tient compte du fait qu'une partie de ^{137}Cs tombé est entraîné par érosion avant son incorporation dans le sol par le labour (Walling et He, 1997). Le troisième modèle mass-balance essaie de déterminer les quantités de ^{137}Cs apportées et celle évacuées sur divers tronçons d'une pente avant de calculer les pertes en terre (Walling et he, 1997).

3.4. Analyses géostatistique et statistiques multi variée de l'érosion et des facteurs causaux

Pour identifier les principaux facteurs déclenchant l'érosion, l'analyse à l'échelle du bassin versant sera faite au moyen de la géostatistique (Matheron, 1962) ; (Matheron, 1963) ; (Matheron, 1989), de l'analyse de variance et de la régression multiple. (Wackernagel, 2003) Cela va permettre, une définition globale des principaux facteurs qui contrôle l'érosion.

L'examen des relations entre le ^{137}Cs et les propriétés physico-chimiques et physiographiques a été fait à travers l'étude de régression linéaire

L'analyse de variance (ANOVA) est utilisée pour étudier les différences significatives des moyennes de variance entre les activités massiques et les facteurs physiographiques (la pente, l'altitude).

Partie II

Résultats et discussion

Chapitre IV

Modélisation de l'érosion hydrique par le modèle empirique RUSLE

I. Modélisations des différents facteurs de l'érosion d'après le modèle RUSLE

1. L'érodibilité des sols : K ($t\ ha\ h\ ha^{-1}\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$)

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

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

Pour le calcul du facteur d'érodibilité (K), des analyses ont porté sur 138 échantillons prélevés dans une zone restreinte et représentative du bassin versant au niveau de 15 sites (Tableau 15, figure 63). Les analyses ont porté sur la matière organique, la granulométrie, le pH, le calcaire total, le carbone, la matière organique, et la couleur. Les sites d'échantillonnage pour l'analyse du sol et d'observation ont été choisis sur la base des zones qui présentent approximativement les différentes réponses spectrales de la trichromie TM (7.5.1) (zones homogènes) (Figure 21).

Tableau 15: Résultats d'analyse et érodibilité K ($t\ ha\ h\ ha^{-1}\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$) des sites

N°	matière organique		pH	Texture				Couleur	K
	C %	MO %		Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)	Texture du sol		
1	0.61	1.05	8.9	39	38	23	Argile	jaune terne	0.16
2	0.30	0.52	8.9	15	64	21	Limon limoneux	orange jaune terne	0.14
3	0.73	1.26	8.8	39	24	37	Argile	brun rougeâtre vif	0.14
4	0.12	0.21	9.27	7	17	76	Sable limoneux	Orange	0.06
5	1.41	2.43	8.87	70	9	21	Argile	grisâtre foncé	0.15
6	0.55	0.95	8.77	16	22	62	Sable limoneux	brun rougeâtre	0.13
7	1.72	2.96	8.97	7	48	45	Limon limoneux	marron foncé	0.13
8	0.73	1.26	8.42	42	49	9	Argile limoneux	jaune clair	0.10
9	0.55	0.95	9.3	13	45	42	Limon limoneux	orange terne	0.12
10	1.84	3.17	9.3	23	54	23	Terreau d'argile	gris blanc	0.11
11	1.53	2.64	9.3	15	11	74	Limon sableux	orange jaune clair	0.13
12	2.46	4.23	8.6	30	63	7	Limon limoneux	gris clair	0.07
13	0.98	1.69	8.5	50	43	7	Argile	Gris	0.17
14	0.67	1.16	8.6	45	49	6	Argile limoneux	brun grisâtre	0.12
15	0.73	1.26	8.3	31	67	2	Limon limoneux	gris olive	0.13

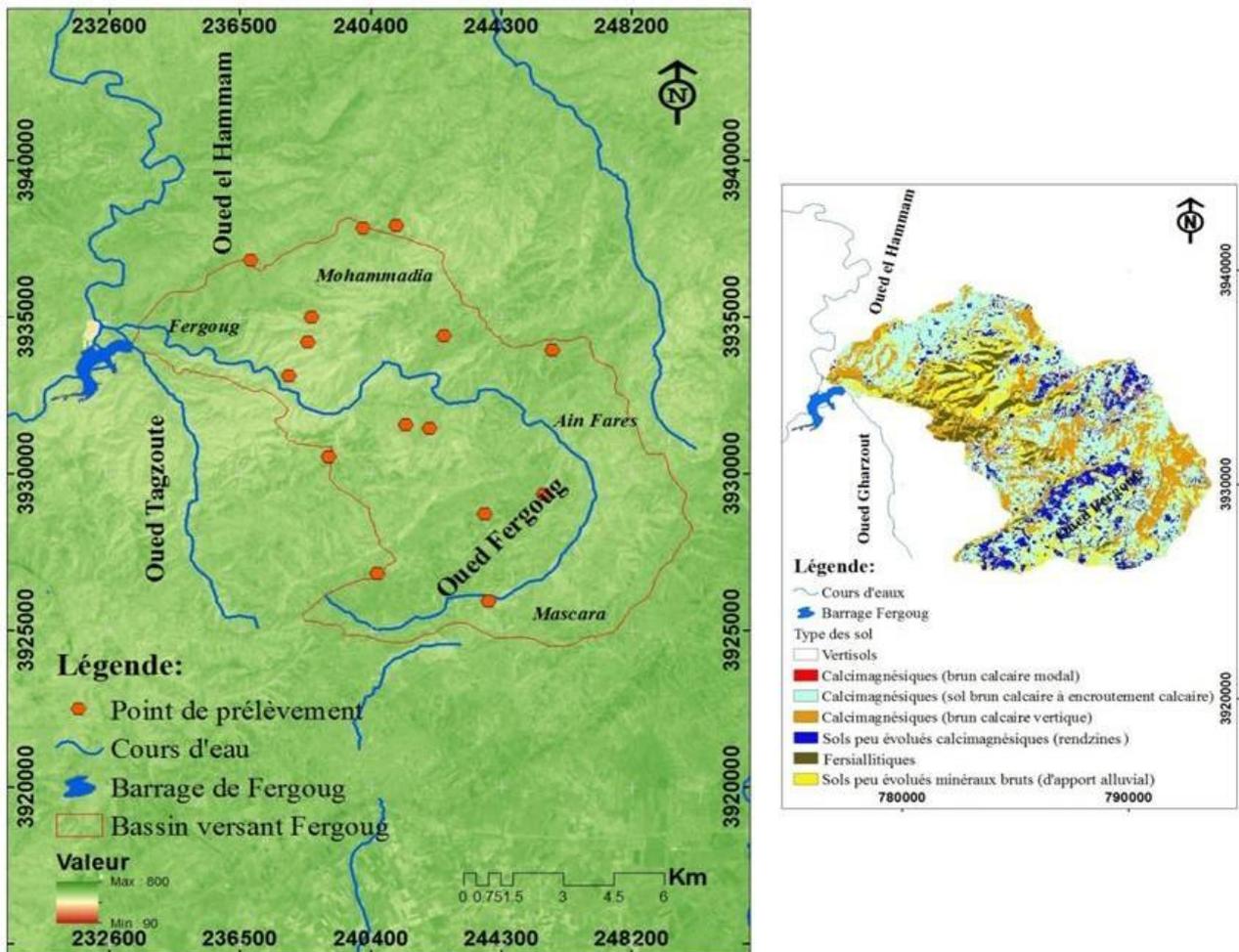


Figure 63: localisation des sites d'échantillonnage.

Ces paramètres ont permis de calculer le facteur K. Ils montrent, par conséquent, une variance de 1.25% de matière organique avec des cas rares qui arrive à 5% sous matorral dense et forêt naturelle. Le pourcentage des argiles ne dépasse pas 70%. La texture des sols montre que la classe la plus apparente est celle des limons parfois argileux parfois sableux.

Le Tableau 15 montre les résultats d'analyse des paramètres entrant en jeu pour la mesure du facteur K. Les valeurs de K trouvées varient entre 0.06 et 0.17 t⁻¹.ha⁻¹.an⁻¹. Ces valeurs témoignent d'une érodibilité faible à moyenne.

La carte du facteur K (Figure 64) montre la répartition des sols selon leur érodibilité. L'analyse de la carte permet de déduire que les sols qui présentent une très faible (0.057-0.085) à faible érodibilité (0.085-0.0113) occupent 2.52% et 2.53% respectivement, alors que la classe d'érodibilité moyenne (0.113-0.141) couvre 82.6% et les classes des sols fortement érodables (0.141-0.169) représentent 12.30%, et enfin, les sols très fortement érodables (0.169-0.197) couvrent 2.55% du bassin versant Fergoug. Les valeurs d'érodibilité des sols du bassin versant peuvent être expliquées par les facteurs de pédogenèse à savoir la nature tendre du substrat, la topographie et l'occupation des sols.

En résumé, le contexte pédologique contrôle l'érodibilité. On remarque que les sols calcimagnésiques sont résistants (0,06 < K < 0,12). Par les sols fersiallitiques (sols rouges) sont moyennement fragiles à fragiles (0,16 à 0,17).

Plus le sol est riche en argile, en matières organiques et en calcaire plus il est résistant. Et plus le sol est riche en sables fins et en limons, en sodium échangeable et pauvre en matières organiques plus il est sensible. Les sols de type sablo-limoneux avec un taux élevé en limon, en sable fin et avec peu de matière organique dans l'horizon de surface apparaissent les plus sensibles.

Les sols argileux, comme le sol brun calcaire vertique, sont très stables, mais une fois le profil humecté et les argiles gonflées, ils deviennent peu perméables et le ruissellement se déclenche facilement. Le sol sablo limoneux reste le plus instable. Le rôle de la texture apparaît déterminant dans la variabilité de l'érodibilité

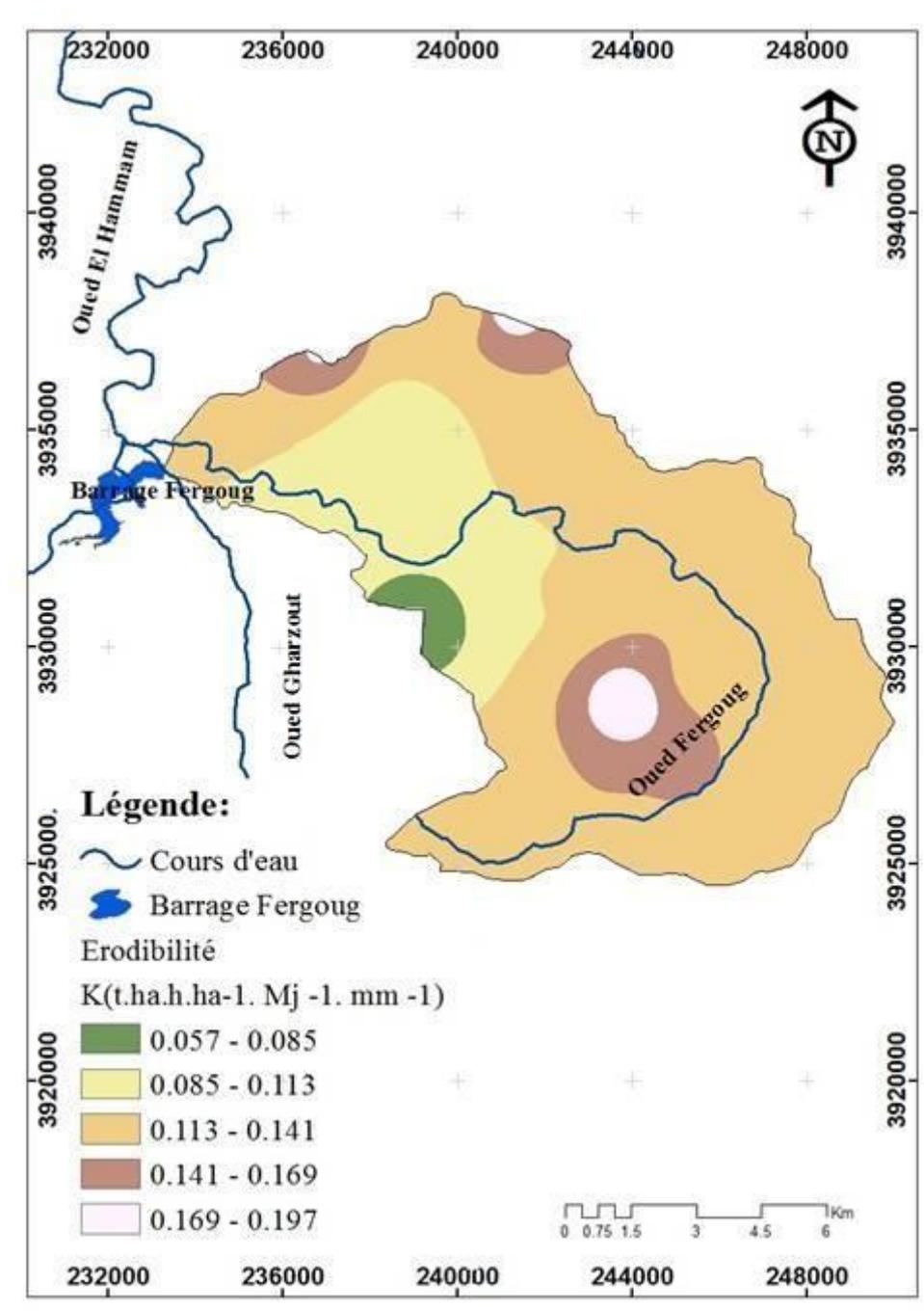


Figure 64: Carte d'érodibilité $K (t.ha.h.ha^{-1}.MJ^{-1}.mm^{-1})$.

2. Érosivité des pluies : $R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1})$

Le facteur érosivité des pluies quantifie les effets de l'agressivité des pluies et reflète de ce fait la quantité et le taux de ruissellement associé à un évènement pluvieux. Il peut être calculé à partir de données de précipitations moyennes mensuelles et annuelles enregistrées sur un intervalle de temps considéré.

La carte (Figure 65) montre que l'érosivité climatique dans le bassin versant Fergoug a tendance à augmenter de l'est vers l'ouest.

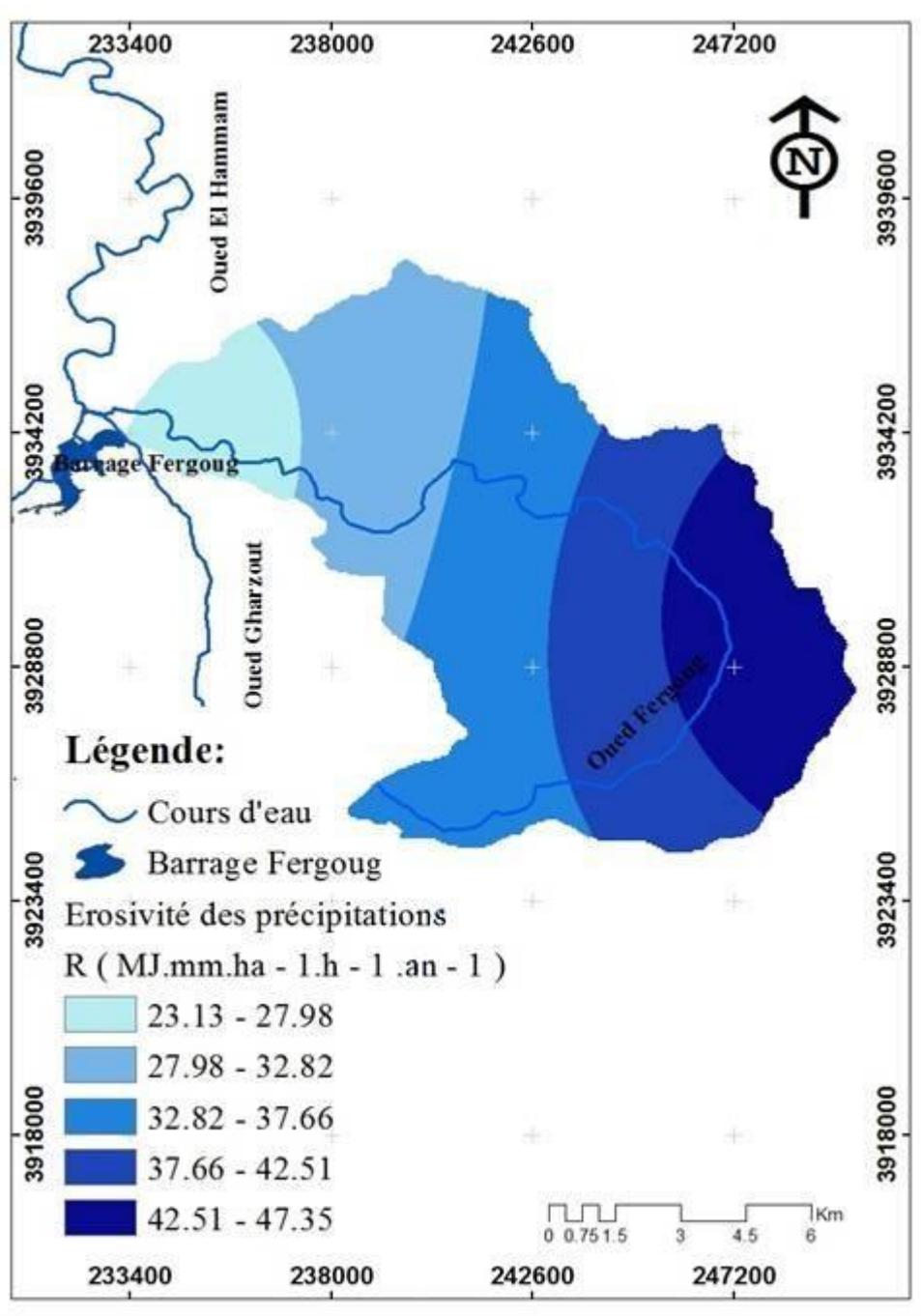


Figure 65: Carte d'érosivité : R (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹).

La classe d'érosivité modérée (32 - 37.66) occupe 28.97% du bassin versant Fergoug. La classe d'érosivité très faible (23.13 - 33) est étalée sur 29.15 % du bassin. La classe d'érosivité très élevée (37.66 - 47.5) occupe 41.64%.

Ces valeurs témoignant globalement d'une érosivité modérée, sont proches de celles trouvées par certains auteurs dans d'autres bassins algériens (Morsli et al., 2004 ; Toumi, 2013 ; Gliz et al. 2015).

3. Le facteur topographique (LS)

Le facteur topographique LS est classé selon des valeurs variant entre 0.0029 et 900.5. Une lecture de la carte de LS (Figure 66) reflète clairement la topographie du terrain.

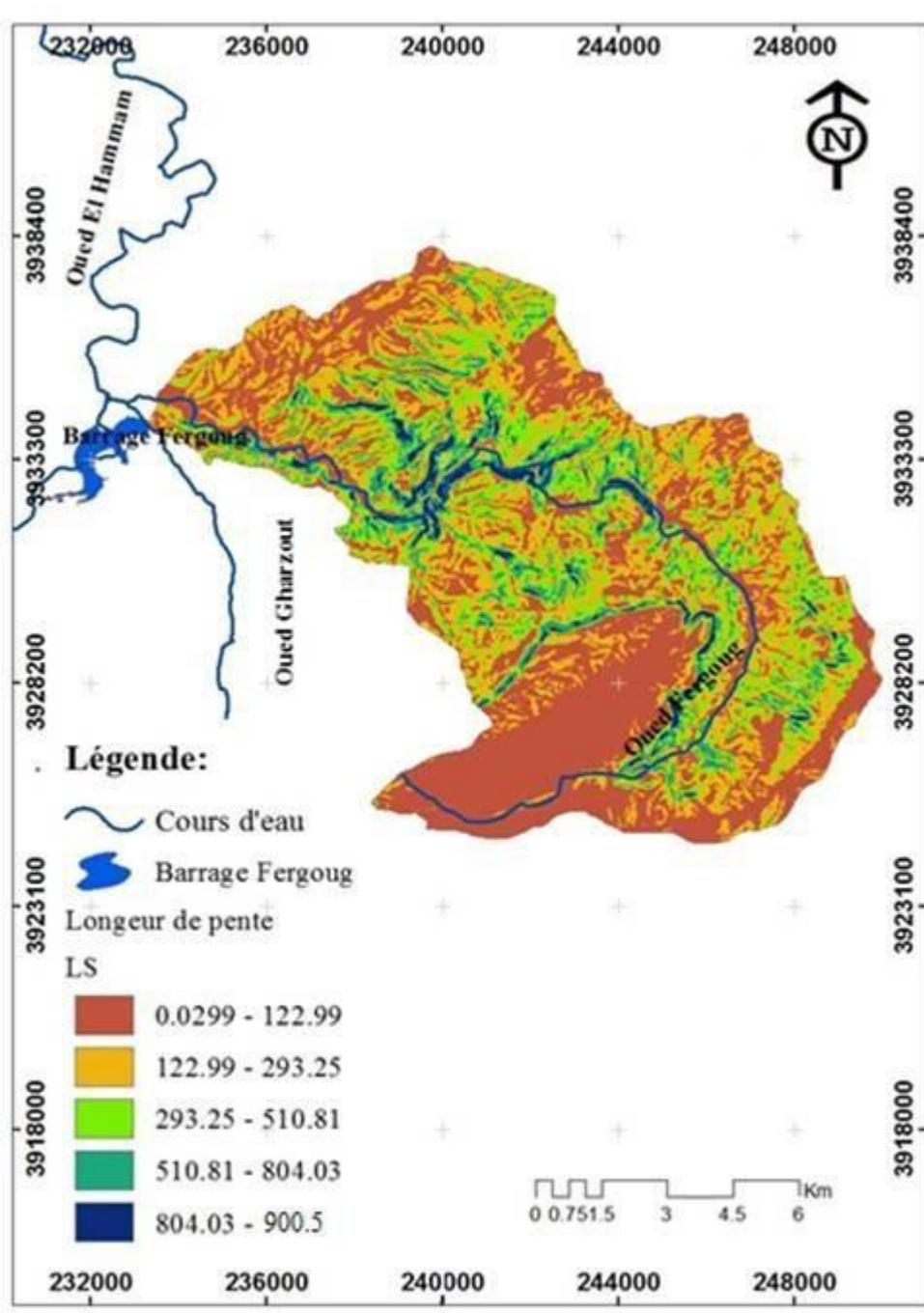


Figure 66 : Carte de LS –Bassin de Fergoug.

La classe (123-293.25) et la classe (293.25-511) occupe 30.10 % et 17.59 % respectivement, alors que la classe (511-804.5) occupe 8.37% du bassin versant. Les pentes les plus abruptes très fortes à fortes jalonnent l'oued Fergoug occupe 2.68% du bassin versant

Pour le facteur LS, on peut dire que 89 % des terres du bassin versant Fergoug appartiennent à la classe de risque moyen à faible, 11 % des terres présentent un risque élevé à très élevé.

4. Le facteur C – Couverture du sol (Couvet végétal)

Le couvert végétal est le second facteur le plus important qui contrôle le risque d'érosion des sols. Il renseigne sur le degré de protection du sol. La couverture végétale facilite ou réduit l'effet de l'érosion selon différents critères physiologiques (enracinement, type de feuillage et densité des plants) ou selon de critères phénologiques ainsi que selon des critères agronomiques (date des semis et des récoltes, sarclage, désherbage, type de labours) (El Hage Hassan, 2013).

En effet les racines des arbres et des plantes fixent le sol en améliorant sa stabilité structurale et favorisent ainsi l'infiltration. Les feuilles des plantes en tombant se transforment en matière organique favorisant l'activité biologique et la formation de la biomasse ce qui renforce les propriétés physico-chimiques du sol et contribue à sa cohésion. Un sol bien couvert par la végétation ralentit l'écoulement des eaux tandis qu'un sol nu est plus exposé à l'érosion.

L'occupation du sol dans le bassin versant de l'Oued Fergoug a été analysée en se basant sur l'interprétation d'images satellites Landsat-TM juin 2011. Le couvert végétal offre une grande diversité spatiale. L'activité agricole caractérise fortement la plus grande partie du Nord-Ouest et sud-ouest du bassin. Cette activité agricole concerne essentiellement la région d'El Mamonia et la plaine de Mohammadia. Les zones de matorral occupent une superficie importante dans la partie centrale du territoire. Le couvert forestier est concentré dans les régions de forte pente au Nord-est et au Sud-ouest du bassin.

C'est pourquoi, l'approche basée sur le NDVI été plutôt utilisée pour obtenir des valeurs approximées du facteur C. En fait, La valeur du facteur C dépend de la nature de la végétation et du pourcentage du couvert végétal.

La carte Figure 67 montre la répartition du facteur C au niveau du bassin versant. On constate que les zones à facteur C très faible (0.001 – 0.413) se situent dans les zones découvertes de massifs forestiers. Les formations de maquis/garrigue ou de matorral dense couvrent 4.71% du bassin versant Fergoug.

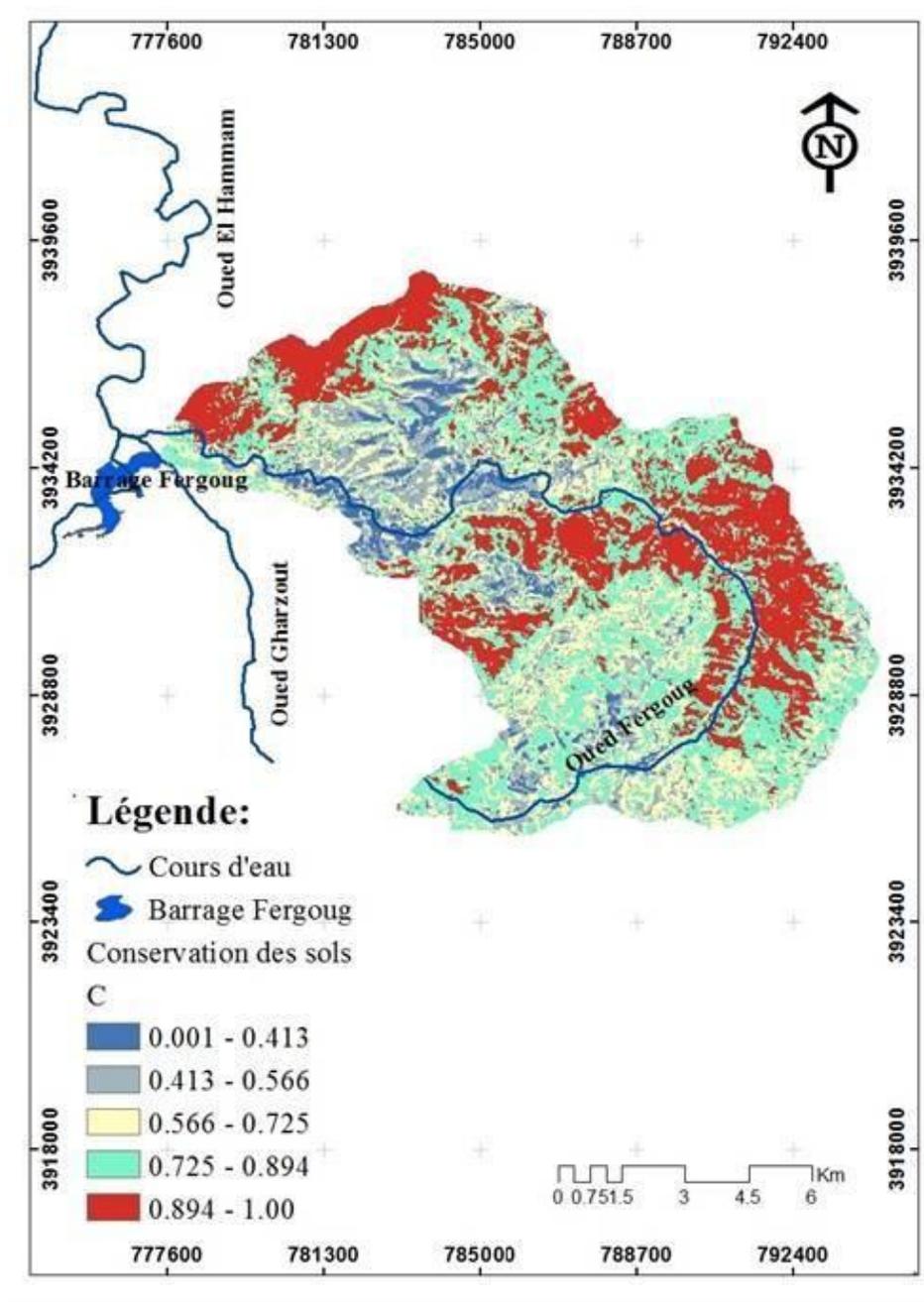


Figure 67: Carte du facteur C.

Les zones à facteur C faible (0.413-0.566) sous matorral et moyen (0.566-0.725) sous forêts claire, présentent un pourcentage de 13.46%.

La couverture très faible est la plus apparente. Il s'agit de la classe (0.894-1) qui présente les cultures (céréalières et fourragères). Il couvre presque la partie centrale de l'oued Fergoug avec 27.36%. Les valeurs du facteur protecteur des sols contre l'érosion sont plus faibles durant la période sèche (juin 2009). Durant cette période sèche, le sol se trouve exposé aux premières pluies d'automne qui sont souvent agressives.

5. Facteur P - Pratiques antiérosive

Le facteur Pratique antiérosive P est le ratio entre les techniques culturales et la pente. En d'autres termes, c'est l'expression simplifiée des effets des pratiques agricoles, dont le but est d'amortir l'impact des eaux de pluie et réduire le taux de ruissellement, et ainsi logiquement, les pertes en terre (Wischmeier et Smith, 1978).

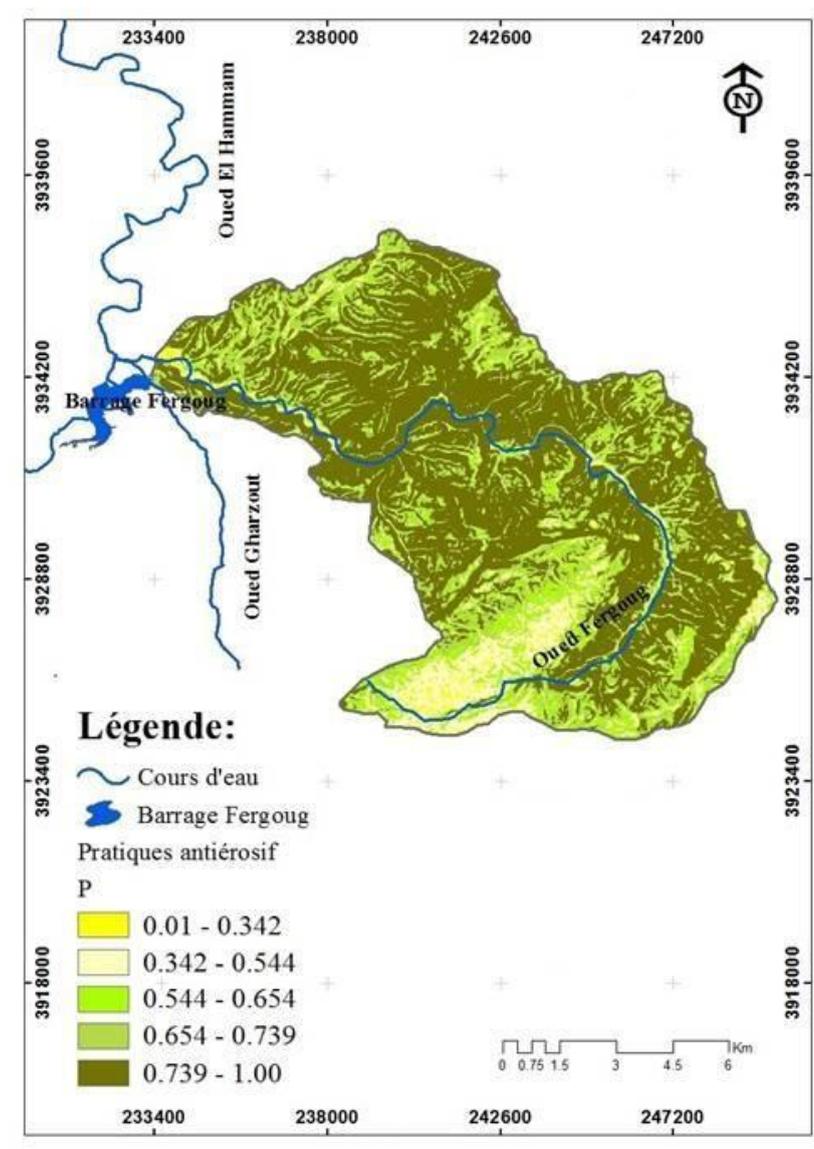


Figure 68: Carte du facteur P - Pratiques antiérosives.

Les valeurs du facteur P sur les zones agricoles décroissent en fonction de la diminution de la pente et inversement sur les terrains pentus. Beaucoup d'auteurs ont attribuées la valeur $P = 1$ en absence de pratiques antiérosive

La classe des pratiques non durable ou mal adaptées, attient 58.03%, elle couvre presque tout le bassin, surtout la partie centrale (Figure 68).

La classe des pratiques faiblement adéquate (0.654- 0.799 présente 18.38% de la superficie totale. Le travail du sol dans ces zones crée des bosses qui agissent comme de petits barrages sur la pente est cumule le produit de l'érosion.

La classe (0.544 – 0.654) est localisée sur zones cultivées avec présence d'aménagements antiérosifs (billonnage, développement de l'arboriculture...) Celle-ci est étalée sur 12.34% de la superficie.

La classe (0.342– 0.544) couvre 9.87%. Elle est présente sur les zones de cultures suivant les courbes de niveau, ce qui peut réduire l'érosion jusqu'à 50%, il s'agit d'une technique efficace sur les pentes.

La classe (0.01 – 0.342), considéré comme étant la classe des pratiques les plus adéquates. Elle couvre des petites surfaces éparpillées au niveau de la partie sud du bassin. Elle représente dans l'ensemble 1.35 % de la superficie du bassin versant. Il s'agit en fait, de la présence d'arboriculture bien conduite.

6. Pertes en terre (Erosion en $t\ ha^{-1}\ an^{-1}$)

La modélisation des facteurs impliqués dans l'érosion hydrique des sols permet de procéder à la quantification et la spatialisation de ce phénomène. Dans cette section sera détaillée l'application du modèle RUSLE et ensuite l'évaluation des impacts de l'érosion dans le bassin versant par l'analyse de l'évolution de l'érosion hydrique

Le modèle RUSLE donne une approximation de la valeur moyenne de perte en terre, exprimée en tonne par hectare par an, sur une échelle d'étude donnée. Cette approximation est basée sur le produit conjoint des cinq facteurs décrits précédemment. Dans cette étude, la modélisation est essentiellement effectuée sur ArcGIS.

Selon la carte obtenue (Figure 69), l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Fergoug enregistre des valeurs variant de 0.65 à 45.45 t ha⁻¹ an⁻¹.

Les classes d'aléa fort à très fort, dépassant les 10.01t ha⁻¹ an⁻¹, se localisent dans la partie centrale et coïncidant parfaitement avec des altitudes et des pentes moyennes à fortes, où se développe une activité agricole sur des terrains.

Dans cette partie du bassin même si elle est formée par des formations généralement dures (calcaires et dolomies), elle est caractérisée par un relief haut et accidenté et montre dans une grande partie de son terrain des sols nus et/ou fortement dégradés.

Les classes d'aléa moyen à fort (de 2.6 à 10.01 t ha⁻¹ an⁻¹) couvrent des surfaces avec un totale de 23.42%. Elles se localisent dans la partie Est du bassin, coïncidant parfaitement avec des altitudes et des pentes moyennes à fortes, où se développe une activité agricole sur des terrains.

Les classes d'aléa faible et très faible, (inférieure à 2.6 t ha⁻¹ an⁻¹), couvrent 66 % de la superficie du bassin. Même si ces terrains ne sont pas très affectés par l'érosion en nappe, elles restent très affectées par d'autres type d'érosion comme l'érosion linéaire. Ces classes d'aléa faibles à très faibles se concentrent dans la partie ouest du bassin.

La carte d'érosion fournit des informations synthétiques et systématiques sur la nature, l'intensité et la répartition spatiale du phénomène, et permet donc d'identifier les zones les plus affectées et les types d'érosion dominants. Plus en détail, la mesure des phénomènes d'érosion dans certains milieux particulièrement intéressants apporte les données quantitatives et qualitatives précises, qui sont indispensables à la gestion intégrée et constituent une base sûre pour la planification et la conception des activités requises de lutte anti-érosive (Okoth, 2002).

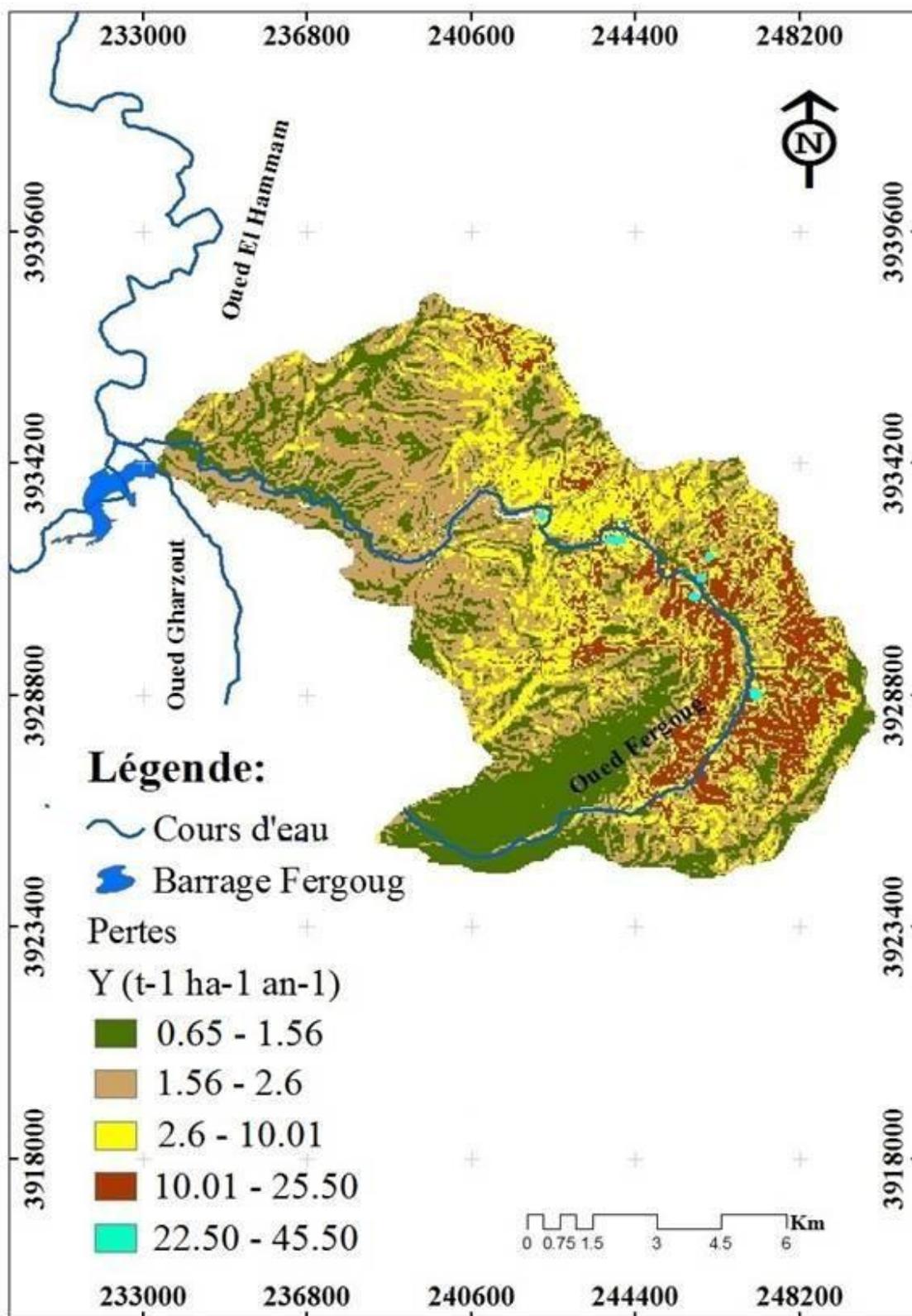


Figure 69: Carte des pertes en terres : Carte d'Erosion (t⁻¹·ha⁻¹·an⁻¹).

II. Études statistiques de données issues du modèle RUSLE

Pour l'étude de la distribution statistique de l'érosion, on a besoin des paramètres de position à savoir la moyenne, la médiane et le coefficient de variation, Nous avons été obligés de faire des calculs statistiques et de procéder à des corrélations entre les paramètres tels que l'érodabilité, érosivité des pluies facteur topographique et la conservation des sols et les pratiques antiérosifs. Le tableau 16 montre les statistiques sommaires pour chacune des variables de données sélectionnés (Y, R, K, LS, C et P). Il comprend des mesures de tendance centrale, des mesures de variabilité, et les mesures de forme.

Tableau 16: Statistiques sommaires des variables de données Y, R, K, LS, C et P

	Y (t ha ⁻¹ an ⁻¹)	R (MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹ an ⁻¹)	K (t ha h ha ⁻¹ Mj ⁻¹ mm ⁻¹)	LS	C	P
Moy	10.04	35.07	0.105	438.59	0.59	0.54
D.S	17.72	9.39	0.081	364.74	0.36	0.34
C.V%	17.37	26.61	76.96	83.16	60.34	62.34
Min	0.005	22.13	0.0057	0.0029	0.001	0.001
Max	45.45	47.35	0.197	900.5	1	1.0

Les pertes en terres (Y : t ha⁻¹ an⁻¹) enregistrent une moyenne de 10.04 t⁻¹ha⁻¹.an⁻¹. L'érosivité (R : MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹), présente une moyenne de 35.07 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹, les extrêmes sont de 22.13 et 47.35 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹.

L'érodabilité (K : t ha h ha⁻¹ Mj⁻¹ mm⁻¹) montre une moyenne de 0.105 t ha h ha⁻¹ Mj⁻¹ mm⁻¹, avec un maximum de 0.197 t ha h ha⁻¹ Mj⁻¹ mm⁻¹. Le facteur topographique (LS) dévoile une moyenne de 438.59 avec un minimum de 0.0029 et un maximum de 900. La conservation des sols et les pratiques antiérosifs montre une moyenne de 0.54.

1. Relations entre les composantes de RUSLE

Tableau 17: Coefficients de corrélation de Pearson entre les facteurs

	Y	R	K	LS	C	P
Y	1					
R	0.76286049	1				
K	0.66967631	- 0.96175398	1			
LS	0.75525009	0.98795548	0.95289489	1		
C	- 0.52527551	0.32302924	0.3809022	0.43039608	1	
P	- 0.74573072	0.98296362	- 0.94199828	0.94312568	- 0.17793322	1

D'après le tableau 17, on constate que la corrélation est très forte entre le risque érosif et les facteurs K et LS. Ces relations montrent en effet, que les facteurs qui contrôlent plus le risque d'érosion dans le bassin de Fergoug sont plutôt la topographie, l'érodibilité et l'érosivité.

Conclusion et Discussion

La quantification de l'érosion hydrique et l'évaluation de la distribution spatiale des zones à risque potentiel de pertes en terre dans le bassin versant du l'Oued Fergoug ont été réalisées à l'aide du modèle RUSLE et des données de télédétection intégrées au SIG. L'objectif de cette étude était d'évaluer l'état de la dégradation des sols dans le bassin versant par la mise en valeur des techniques de télédétection.

La superposition des cartes de facteurs et le croisement multiple des bases de données nous a permis de démêler partiellement la complexité et l'interdépendance de facteurs tels que le climat, la lithologie, la pente et la couverture végétale dans l'analyse des risques d'érosion.

Les résultats obtenus sont plutôt inquiétants car, près de 20 % de la surface du bassin versant est exposée à un taux de pertes en terre supérieur à 15 tonnes par hectare par an. Ce taux est supérieur au seuil de tolérance. Un des impacts les plus marquants s'observe par l'envasement du barrage Oued Fergoug.

On peut donc conclure que pour le bassin versant de l'oued Fergoug, le degré de la pente, l'érodibilité des sols et à un moindre degré la couverture végétale sont les facteurs prédominant dans le contrôle de l'érosion et que l'interdépendance de ces facteurs entraîne une érosion très variable dans l'espace.

Enfin, cette étude démontre l'apport des techniques de télédétection dans l'étude de l'érosion. La télédétection et le système d'information géographique jouent un rôle incontournable dans la supervision de l'évolution de la couverture terrestre pour mieux comprendre les phénomènes d'érosions, afin de pouvoir appliquer et suivre des stratégies adaptatives. Les résultats fournis par ce travail pourront donc fournir à la fois une base de données pour les éventuelles recherches à venir, que ce soit pour l'utilisation du RUSLE ou des données sur le bassin versant du Oued Fergoug, mais aussi et surtout une orientation dans la prise de décision des mesures et actions pour la protection du bassin versant en question.

Chapitre V

Evaluation de l'érosion par le Césium-137

Introduction

Depuis le début du siècle, la région montagneuse septentrionale de l'Algérie est soumise à de fortes pressions en homme et en bétail qui ont contribué à une sévère dégradation des sols, de la couverture végétale et des rivières (Roose, 1993). Les montagnes s'étendent sur une superficie de 75 000 km² dont les deux tiers sont situés à plus de 800 m, et le quart présente des pentes supérieures à 25 %. La lithologie y est souvent constituée de roches tendres (notamment schistes et argiles) sensibles à l'érosion. Le climat très irrégulier alterne années sèches et humides, avec des pluies souvent intenses et dévastatrices.

Malgré tous les efforts engagés sur le terrain, l'érosion du sol se poursuit à un rythme effréné. Face à cette situation, il s'est manifesté un besoin de recherche au sujet des processus de l'érosion et de l'impact des techniques de conservation du sol. Il existe plusieurs méthodes pour quantifier et suivre l'érosion hydrique et contrôler par la suite, l'évolution et la dégradation des milieux physiques. Dans le secteur agricole, l'intensification et la spécialisation des productions sont un choix qui a largement contribué au dynamisme de ce secteur, mais une pression accrue sur la productivité des sols entraîne une accentuation de la dégradation de cette ressource naturelle.

La quantification et La spatialisation de l'érosion ne sont pas aisées par les méthodes conventionnelles qui ont déjà prouvé leurs limites (spatiale et temporelle). En effet, l'utilisation des techniques classiques comme la méthode des parcelles expérimentales de type Wischmeier, la Simulation de pluie, les Mesures topographiques... reste toujours coûteuse et encore impuissante à résoudre les problèmes posés par l'érosion hydrique. Cette problématique peut être levée par l'utilisation de radios traceurs anthropiques comme le ¹³⁷Cs.

Le ¹³⁷Cs est un marqueur radioactif particulièrement important pour l'étude de l'érosion et du dépôt pour différentes raisons :

- il est fortement fixé aux particules du sol, en particulier aux fractions fines ou organiques ayant une grande capacité d'échange cationique (Ritchie et Mc Henry, 1990). 1 gramme d'argile est capable d'absorber 2.33 10¹³ Bq de ¹³⁷Cs (Bernard et al. 1998),

- lorsqu'il est fixé par les particules du sol, il l'est sous une forme non échangeable (Bonn, 1998). Il est très peu mobile par les processus biologiques (assimilation par les

végétaux) et chimiques (lessivage). Il ne se déplace dans l'environnement qu'avec les particules aux quelles il est attaché. Seuls les processus physiques de l'eau et du vent (érosion, transport et dépôt) peuvent agir sur la redistribution des particules hôtes et par conséquent sur celle du ^{137}Cs dans un bassin versant (Ritchie et McHenry, 1990 ; Walling et He, 1999a). Le césium suit les mouvements du sol et reflète donc les redistributions des particules du sol.

- dans un sol non perturbé, le ^{137}Cs est habituellement concentré dans les premiers centimètres et décroît de façon exponentielle avec la profondeur sur 30 à 40 cm. Ce qui fait du ^{137}Cs un bon marqueur des variations de la surface.

I. Principes généraux de l'étude

L'évaluation de la redistribution du ^{137}Cs est basée sur la comparaison des stocks (activité totale par unité de superficie) mesurés à différents points de prélèvement (zones actives) avec les stocks mesurés dans des sites de référence représentant les retombées initiales de ^{137}Cs (zones stables) où ni l'érosion ni le dépôt ne se sont produits et qui doivent être proches des zones de mesures concernées.

Un site où l'activité totale du ^{137}Cs mesurée dans les zones actives est inférieure aux stocks de référence est un site d'érosion. La perte de ^{137}Cs est marquée. De même, si l'activité totale est supérieure à celle du site de référence, c'est un site de dépôt. Le gain de ^{137}Cs est marqué.

L'importance des variations de l'activité totale de ^{137}Cs mesurées par rapport au site de référence local fournit une évaluation qualitative de la redistribution de sol (Walling et Quine. 1993; Walling et He. 1999).

Afin d'avoir une approche standardisée, un minimum de 5 à 15 échantillons de sol doivent être prélevés pour une évaluation statistique. Si l'écart type obtenu pour cet ensemble d'échantillons s'avère trop élevé ($\text{CV}\% > 30\%$), davantage d'échantillons doivent être prélevés.

Pour évaluer des taux d'érosion de sol et de dépôt à partir des mesures de ^{137}Cs , il est nécessaire d'établir un rapport entre les variations observées par rapport au site de référence et la perte ou gain de sol (Ritchie et al. 1974). Beaucoup d'auteurs ont favorisé l'utilisation des procédures de calibrage ou des modèles de conversion qui relient le taux d'érosion ou de

dépôt à l'importance la réduction ou augmentation du ^{137}Cs par rapport au site de références (Ritchie et McHenry, 1990; Walling et Quine, 1990, 1993; Walling et He, 199).

La technique est valable pour les mesures de pertes en sol par ruissellement en nappe qui évacue progressivement des particules de la surface des sols. Elle n'est pas appropriée pour la quantification des pertes de sols dues à l'écoulement linéaire concentré, à l'écoulement en su surface, aux ravinements ou aux glissements de masse.

Ce chapitre décrit les procédures existantes de quantification de l'érosion des sols à partir des activités de ^{137}Cs (Bq/m^2), puis présente les bilans d'érosion obtenus sur la parcelle culturale de Oued Fergoug en utilisant le modèle proportionnel et « mass-balance » (version 1), l'étude des relations entre le ^{137}Cs , les propriétés physico-chimiques du sol (la granulométrie, la MO, la texture, la CE et le pH) et les effets des caractéristiques biogéographiques (la topographie, la végétation, l'utilisation des terres, le type de sol et la lithologie). Afin de permettre une utilisation plus fiable des modèles de conversion et la quantification de la balance des sédiments par un modèle propre aux caractéristiques méditerranéennes et sa comparaison avec les modèles. Il se termine par une étude de variance de la balance des sédiments et les facteurs principaux qui contrôlent le risque de l'érosion.

2. Caractérisation physico-chimique

Les résultats portent sur les paramètres physiques et physico-chimiques des 40 échantillons de sol prélevés

D'après le tableau 18, nous remarquons que les fractions granulométriques prédominantes sont les fractions limoneuses et argileuses. La fraction limoneuse prédomine avec un taux moyen de 44.17 %.

La fraction argileuse vient en deuxième position, avec une moyenne de 34.26. La fraction sableuse est peu représentée elle varie entre 4.50 et 37.42%.

Nous remarquons une variabilité des fractions granulométriques (tableau 18). La matière organique enregistre 1.99% avec une fourchette allant de 0.53 à 3.81 %. Les pourcentages les plus élevés ont été enregistrés au niveau de transect 2 (3.81%) dans les horizons de surfaces. Sur les transect 1 et 3 le pourcentage varie entre 3.17 et 2.01.

L'analyse du potentiel Hydrogène (pH) montre que les sols sont légèrement basiques avec un pH qui varie entre 8.05 à 9 et un coefficient de variation faible (CV=2.46 %). Les teneurs en calcaire varient de 0.2 à 29 %, avec un coefficient de variabilité de 17%.

Les sols ont montré des différences significatives en ce qui concerne les pourcentages de la MO, la fraction argileuse, le pH et la CE. Ces différences sont liées à l'occupation des sols, aux pratiques culturales, aux substrats et à l'érosion.

Tableau 18 : Statistiques sommaires des caractéristiques physicochimiques des sols.

	pH	MO%	Sable %	Limon%	Argile%	Calcaire%
Transect 1						
Min	8.12	0.53	10.28	23.43	10.61	23.77
Max	8.39	3.17	29.70	71.71	46.87	28.44
Moy	8.21	1.74	19.93	46.49	33.58	26.31
Médian	8.19	1.64	18.84	47.74	34.17	26.32
DS	0.07	0.68	6.39	10.06	8.64	1.20
CV %	0.89	38.88	32.07	21.65	25.71	4.59
Transect 2						
Min	8.05	1.38	11.44	26.41	6.97	23.34
Max	8.24	3.81	25.60	78.30	58.28	28.44
Moy	8.15	2.42	17.91	46.70	35.39	26.79
Médian	8.14	2.38	17.01	46.61	32.07	26.74
DS	0.06	0.61	4.44	15.66	16.25	6.42
CV %	0.74	25.30	24.78	33.54	45.92	28.44
Transect 3						
Min	8.70	0.53	4.50	13.79	14.95	0.42
Max	8.90	2.01	37.42	73.18	53.00	29.71
Moy	8.80	1.22	24.17	43.63	32.20	20.16
Médian	8.80	1.16	27.38	43.77	30.43	25.25
DS	0.08	0.61	14.73	29.11	17.01	13.57
CV %	0.93	50.45	60.96	66.72	52.82	29.71
Totale 40						
Min	8.05	0.53	4.50	2.01	6.97	0.42
Max	8.90	3.81	37.42	78.30	58.28	29.72
Moyenne	8.24	1.99	19.44	44.17	34.26	25.89
Médian	8.18	2.01	18.87	47.03	33.13	26.32
DS	0.20	0.75	6.82	15.68	13.08	6.00
CV %	2.46	37.80	35.10	35.49	38.18	17.16

L'évolution des paramètres physico-chimiques en profondeur (Figure 70) montre que, depuis la surface jusqu'à 25 cm de profondeur, le pH est pratiquement constant avec une valeur égale à 8.

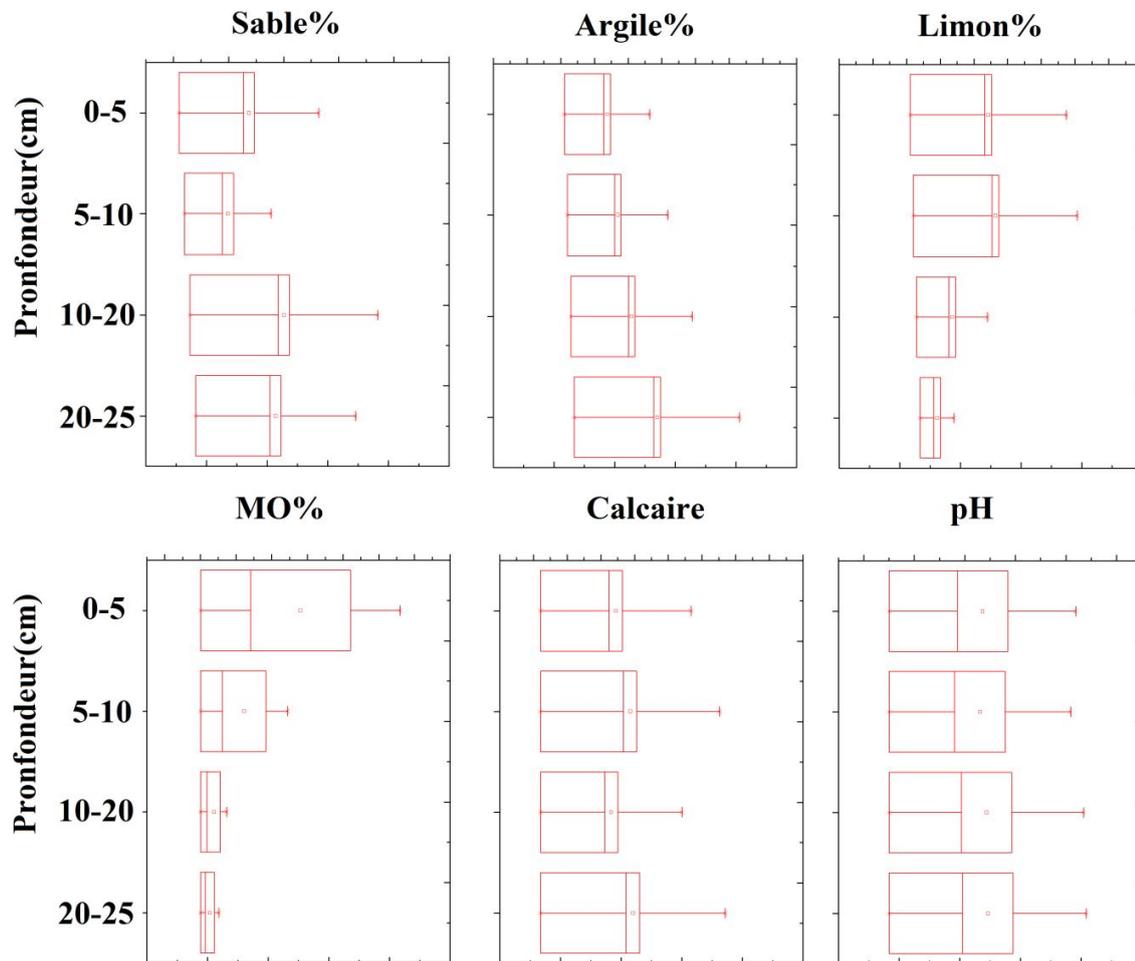


Figure 70. Evolution des paramètres physico-chimiques en profondeur

L'analyse de la matière organique donne une valeur importante en surface qui diminue brutalement dans les couches profondes, les pourcentages vont de 3.8 % à la surface à 2.22% à une profondeur de 5 à 10 cm et de 1.26% à une profondeur de 20 à 25 cm. Ceci traduit une forte minéralisation liée à une intense activité biologique en surface et une faible migration de la matière organique vers les horizons de profondeur.

En ce qui concerne le calcaire Il montre d'une moyenne de 25.89% en profondeur. Les horizons du bas du profil du sol, généralement peu épais, sont constitués en général par des encroûtements calcaires ou par des altérations de grés tendres

L'analyse granulométrique, décrit les proportions relatives des diverses tailles des particules solides du sol (argiles limons et sables) ; à partir des données fournies par l'analyse

des échantillons, il ressort que Les fractions d'argile, de limon et de sable sont distribué généralement de façon uniforme.

La variabilité des propriétés du sol reflète les différences entre les lithologies des substrats, l'occupation et l'utilisation du sol.

2. Caractérisation des activités et inventaires du ^{137}Cs

Distribution verticale du ^{137}Cs

Les résultats d'analyse de spectrométrie gamma dans le bassin hydrographique étudié et le site de référence sont présentés dans le tableau 19.

Tableau 19 : Activité du Cs-137 en fonction de la profondeur (cas du site de référence et du transect 1.

Profondeur (cm)	Activité du Cs-137			
	Site de référence	Transect 1		
		Carotte 1	Carotte 2	Carotte 3
(0-2)	13,17 ± 0,53	5,17 ± 0,45	4,95 ± 0,39	8,12 ± 0,42
(2-4)	12,61 ± 0,50	4,91 ± 0,43	5,68 ± 0,36	7,19 ± 0,50
(4-6)	8,28 ± 0,44	4,84 ± 0,33	5,18 ± 0,36	7,22 ± 0,41
(6-8)	5,16 ± 0,38	4,76 ± 0,37	5,78 ± 0,42	7,34 ± 0,39
(8-10)	3,03 ± 0,33	4,99 ± 0,36	2,49 ± 0,36	7,61 ± 0,40
(10-12)	1,88 ± 0,26	6,67 ± 0,44	0,66 ± 0,22	8,31 ± 0,45
(12-14)	0,52 ± 0,19	5,72 ± 0,37	1,20 ± 0,19	9,08 ± 0,45
(14-16)	0,45 ± 0,18	3,82 ± 0,39	0,83 ± 0,18	5,32 ± 0,39
(16-18)	0,45 ± 0,14	1,76 ± 0,41	0,39 ± 0,14	1,67 ± 0,32
(18-20)	0,14 ± 0,12	1,12 ± 0,36	< LD	0,81 ± 0,23
(20-25)	0,12 ± 0,10	0,65 ± 0,19	0,21 ± 0,15	0,39 ± 0,13
(25-30)	0,17 ± 0,09	0,12 ± 0,12	< LD	0,41 ± 0,18
(30-35)	0,21 ± 0,09	< LD	< LD	0,17 ± 0,16

L'importance des variations de l'activité totale de ^{137}Cs mesurées par rapport au site de référence fournit une évaluation quantitative et qualitative de la redistribution du ^{137}Cs (Walling et Quine. 1993; Walling et He. 1999a).

Données en profondeur

La teneur en ^{137}Cs dans le sol est variable du haut au bas du profil (figure 71).

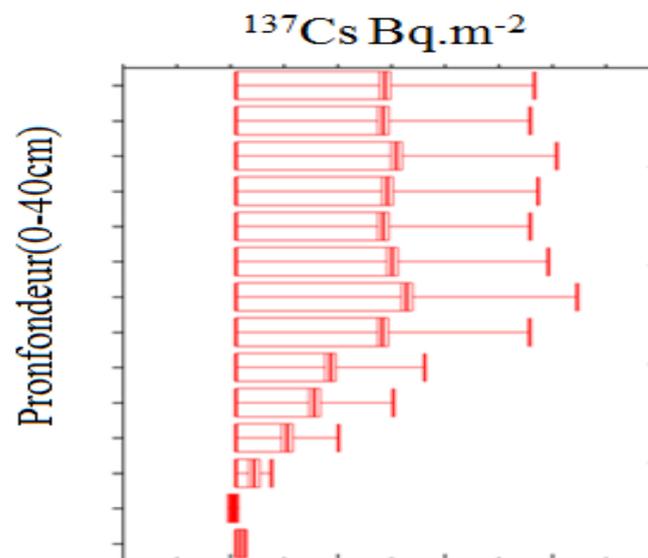


Figure 71: Distribution verticale (en profondeur) du ^{137}Cs dans le site d'étude.

II. Caractérisation de la répartition du ^{137}Cs et des propriétés physico-chimiques au niveau des transects

Les transects T1, T2 et T3 (figure 72), sont localisés au niveau de Douar Hamdia. Ces transects se trouvent à côté de la parcelle expérimentale de type Weishmeir destinée pour la quantification de l'érosion par la méthode conventionnelle de type wischmeier. L'altitude est de 632m à 624m. La pente des transects est environ de 18%. Du point de vue pédologique, le sol est calcimagnésique (brun calcaire à encroustement calcaire). Le sol est occupé par les céréales et des cultures de petit poids.

La teneur en ^{137}Cs dans les sols dans le site étudié est variable dans les différents transects et surtout du haut au bas du versant. Aussi dans la plupart des sites, la concentration en Césium diminue du haut au bas du profil du sol.

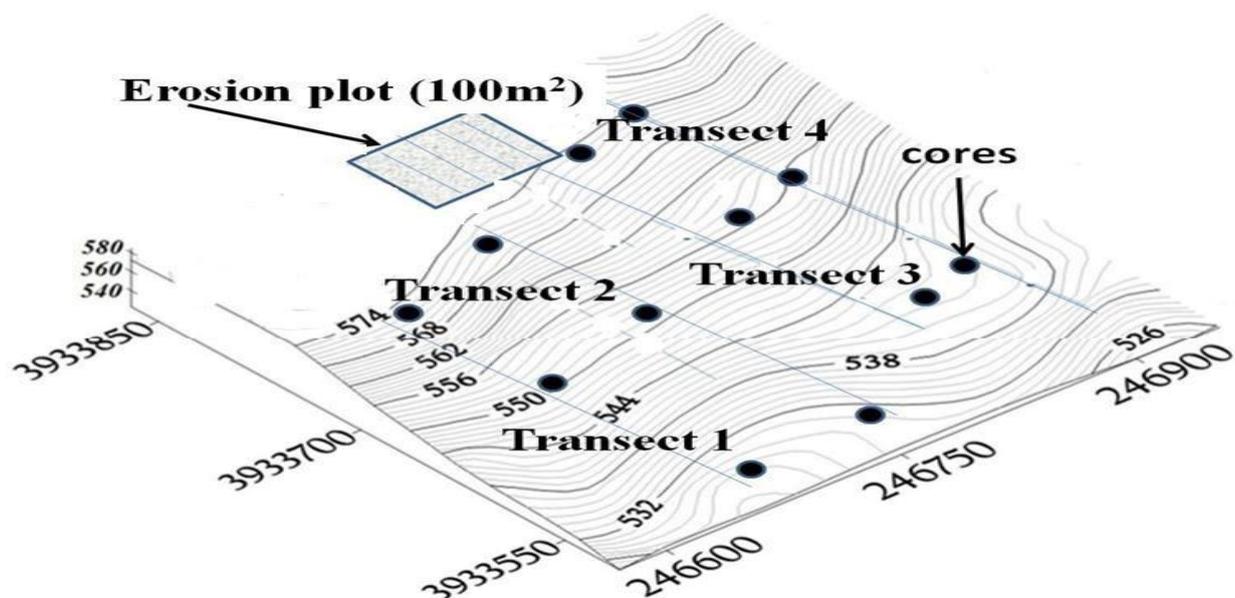


Figure 72 : Méthode d'échantillonnage et localisation des transects et des carottes.

La méthodologie d'échantillonnage (Fig. 72) consiste à utiliser l'approche de transect avec trois carottes par transect. Le processus d'échantillonnage le long des transects est fiable (Mabit et al. 2007) puisque l'alignement des carottes le long des pentes les plus raides permet de suivre l'action du ruissellement et de l'érosion des sols.

1. Caractérisation de transect 1

D'après les statistiques sommaires des propriétés physico-chimiques du sol au niveau du transect T1 (Tableau 20), le pH est de 8.21, le calcaire total est de 26.21% et la teneur en matière organique est de 1.70 %. La texture au niveau du transect est dominée par les limons (46.49 % de limons, 33.58% d'argiles et 19.93% de sables).

Tableau 20: Statistiques sommaires des propriétés physicochimiques dans le transect 1

Transect1	pH	MO%	Argile%	Limon%	Sable%	Calcaire%
n:	18	18	18	18	18	18
Min	8.12	0.53	10.61	23.43	10.28	23.77
Max	8.39	3.17	46.87	71.71	29.70	28.44
Moyenne	8.21	1.70	33.58	46.49	19.93	26.21
Médian	8.19	1.59	34.17	47.74	18.84	26.32
DS	0.07	0.80	8.64	10.06	6.39	1.18
CV %	0.89	41.96	25.71	21.65	32.07	4.49

La concentration du ^{137}Cs varie avec la profondeur du sol, en effet le point 1 (carotte1) est le point le plus haut du transect considéré. La Figure 73 montre les valeurs de l'activité spécifique du ^{137}Cs au niveau du transect1. L'activité pour la carotte 1 (C1) est de 6,67 Bq/kg pour une profondeur de 12 cm (0 à -12 cm de profondeur). Alors qu'elle n'est que de 0.12 Bq/kg sur une profondeur de 18 cm (de -12 à -30 cm de la surface du sol). A partir d'une profondeur de 20 cm, les valeurs trouvées sont insignifiantes. A une profondeur de 35 cm, la valeur trouvée est inférieure à la limite de détection.

L'analyse de l'activité de ^{137}Cs au niveau de la carotte C2 montre que la valeur de l'activité spécifique du ^{137}Cs varie entre 5,78 et 0,21 Bq/Kg de sol. Des valeurs insignifiantes sont trouvées à partir d'une profondeur de 10 cm. Au-delà de cette profondeur, l'activité du ^{137}Cs est inférieure à la limite de détection.

La carotte 3 est située au bas du transect considéré. La concentration du ^{137}Cs est plus importante dans cette carotte que celles des deux autres carottes. Les résultats montrent également que l'activité spécifique du ^{137}Cs est de 8,31 Bq/kg sur une profondeur de 20 cm. Au delà de cette profondeur, la valeur n'est que 0,17 Bq/kg. La représentation graphique montre que pour cette carotte, les concentrations en ^{137}Cs sont homogènes dans ce profil jusqu'à une profondeur de 8 cm où elles commencent à diminuer de façon significative.

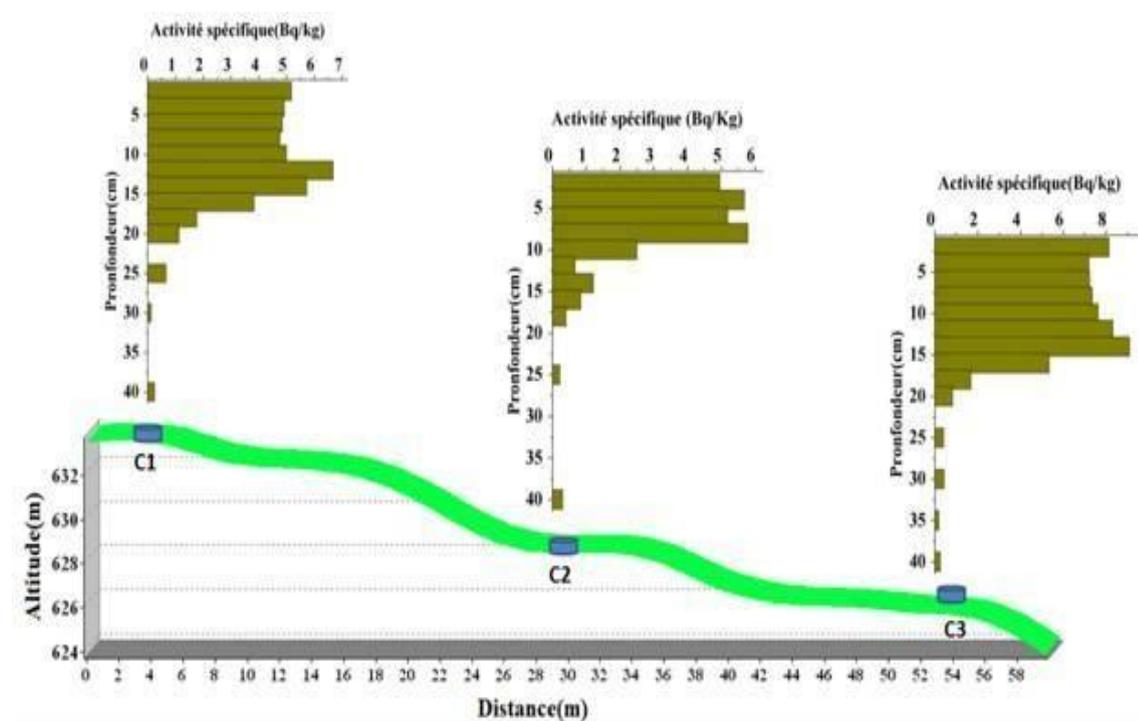


Figure 73: Distribution du ^{137}Cs dans le transect 1.

2. Caractérisation de transect T2

L'analyse des statistiques sommaires des propriétés physico-chimiques du transect T2 (Tableau 21), montre que, le pH est d'une moyenne de 8.14, Le calcaire total est de 26.69%. Pour la teneur en matière organique, elle est de 2.59%. La texture est caractérisée par un faible pourcentage des sables (17.91%), et une valeur très remarquable de limons avec un taux de 46.7 % suivie d'argiles (35.39%).

Tableau 21: Statistiques sommaires des propriétés physicochimiques dans le transect 2.

Transect 2	pH	MO%	Argile%	Limon%	Sable%	Calcaire%
n:	18	1.38	18	18	18	18
Min	8.05	3.17	6.97	26.41	11.44	23.34
Max	8.24	2.37	58.28	78.30	25.60	28.44
Moyenne	8.14	2.59	35.39	46.70	17.91	26.69
Médian	8.18	0.54	43.48	38.26	18.26	27.80
DS	1.92	0.54	16.25	15.66	4.44	1.28
CV %	0.76	23.64	45.92	33.54	24.78	4.78

Distribution du ^{137}Cs dans le transect T2

Le transect T2 est situé dans la partie centrale du site d'étude. La concentration du ^{137}Cs varie toujours avec la profondeur. Comme elle varie aussi de l'amont à l'aval du transect. Les valeurs sont très irrégulières pouvant atteindre 8.17 Bq kg^{-1} (Figure 74).

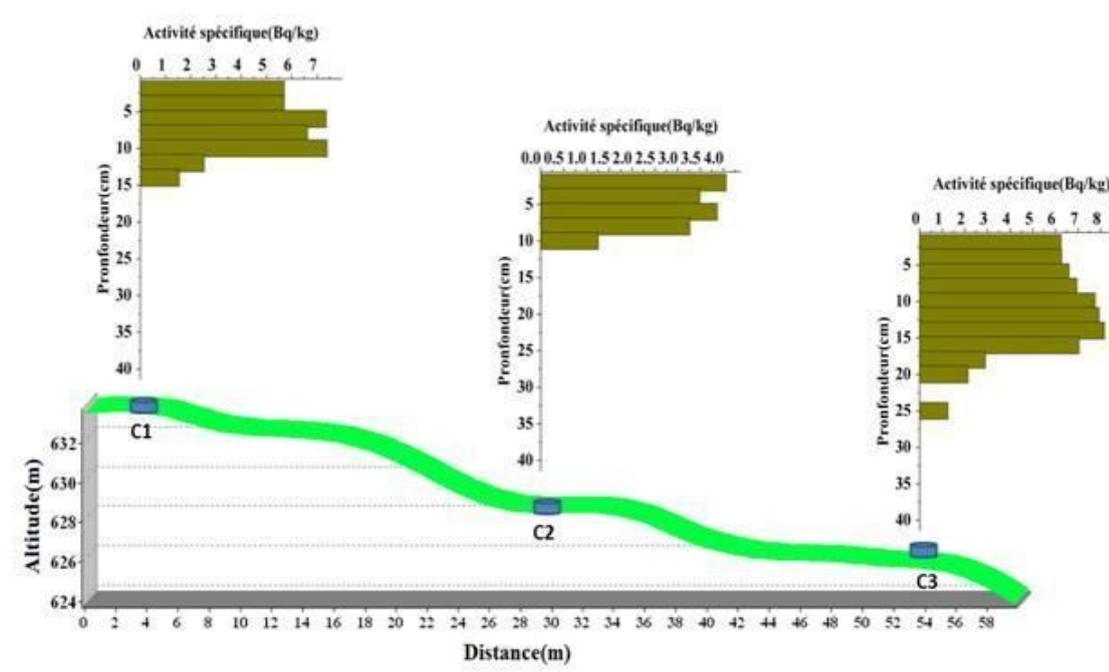


Figure 74: Distribution du ^{137}Cs dans le transect 2.

3. Caractérisation de transect T3

Les statistiques sommaires des propriétés physico-chimiques des données dans le transect T3 (Tableau 22), montre un pH égale à 8.75 et une moyenne du taux de calcaire de 11.25. La teneur en matière organique montre une valeur de 1.64%. Les taux de limons au niveau de ce transect est faible par rapport aux autres, il s'agit de 14.77%. Les argiles restent les fractions les plus dominantes avec une moyenne de 45.77%.

Tableau 22: Statistiques sommaires des propriétés physicochimiques dans le transect 3.

Transect 3	pH	MO%	Argile%	Limon%	Sable%	Calcaire%
n:	6	6	6	6	6	6
Min	8.70	1.27	38.54	13.79	31.09	0.42
Max	8.80	2.01	53.00	15.76	37.42	22.08
Moyenne	8.75	1.64	45.77	14.77	34.26	11.25
Médian	8.75	1.64	45.77	14.77	34.26	11.25
DS	0.07	0.52	10.23	1.39	4.47	15.31
CV %	0.81	31.93	22.35	9.43	13.06	136.08

3.1. Distribution du ^{137}Cs dans le transect T3

Le transect T3 est situé en bas des parcelles expérimentales (Wischmeier). Les concentrations du ^{137}Cs montrent des variations remarquables en fonction de la profondeur et le long de transect (Figure 75).

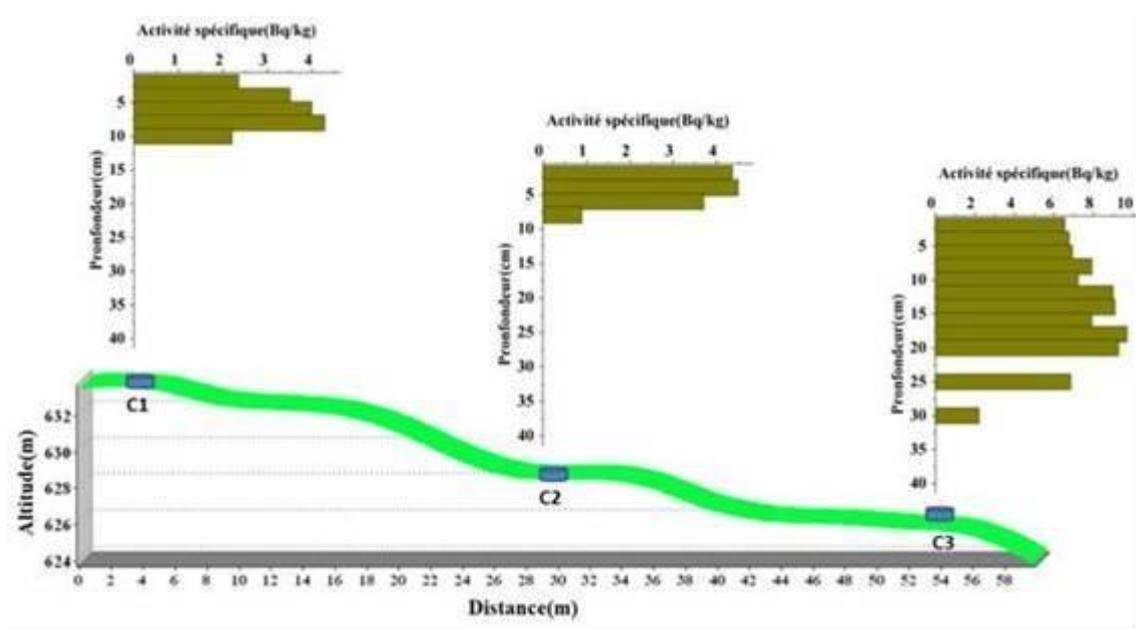


Figure 75: Distribution du ^{137}Cs dans le transect 3.

4. Distribution du ^{137}Cs dans le site de référence

Dans le bassin versant de l'Oued Fergoug, nous avons choisi avec le plus grand soin la zone la plus stable et non remanié (site de référence). Elle se trouve dans un matorral relativement dense, sur une surface en pente très faible (1%) et très herbacée (ancienne cimetière) (Figure 76).

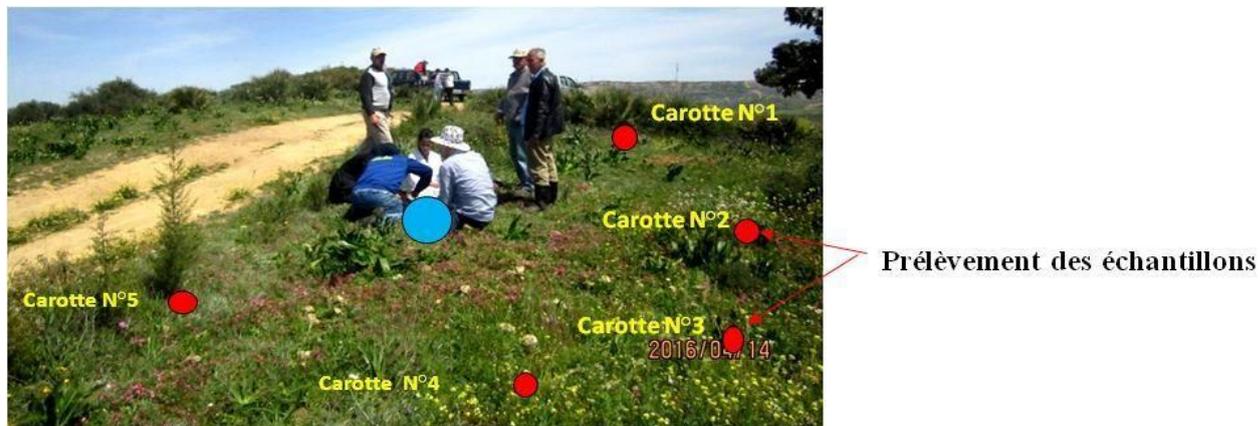


Figure 76 : Echantillonnage au niveau du site de référence

L'analyse de l'activité du ^{137}Cs dans le site de référence (Tableau 23) montre que les valeurs sont de 13.17 Bq/kg au niveau de la surface (0-2 cm de profondeur). Le ^{137}Cs est très concentré dans les dix premiers centimètres du sol (Tableau 23).

Tableau 23: Activité du ^{137}Cs dans le site de référence en fonction de la profondeur.

Référence	Profondeur (cm)	Activité Spécifique (Bq/kg)
Carotte	0-2	13.17 ± 0.24
	2-4	12.61 ± 0.23
	4-6	8.28 ± 0.16
	6-8	5.16 ± 0.10
	8-10	3.03 ± 0.07
	10-12	1.88 ± 0.05
	12-14	0.52 ± 0.03
	14-16	0.45 ± 0.03
	16-18	0.45 ± 0.03
	18-20	0.14 ± 0.02
	20-25	0.12 ± 0.01
	25-30	0.17 ± 0.01
	30-35	0.21 ± 0.01
35-40	< LD	

*LD: limite de détection

La représentation graphique de la distribution de l'activité spécifique du ^{137}Cs au niveau de la carotte (figure 77) montre que cette dernière diminue suivant une forme exponentielle. En effet, dans un sol non perturbé, le ^{137}Cs est en général concentré dans les premiers centimètres et décroît avec la profondeur (30-40 cm) de façon quasi exponentielle avec un coefficient de régression de 0.95.

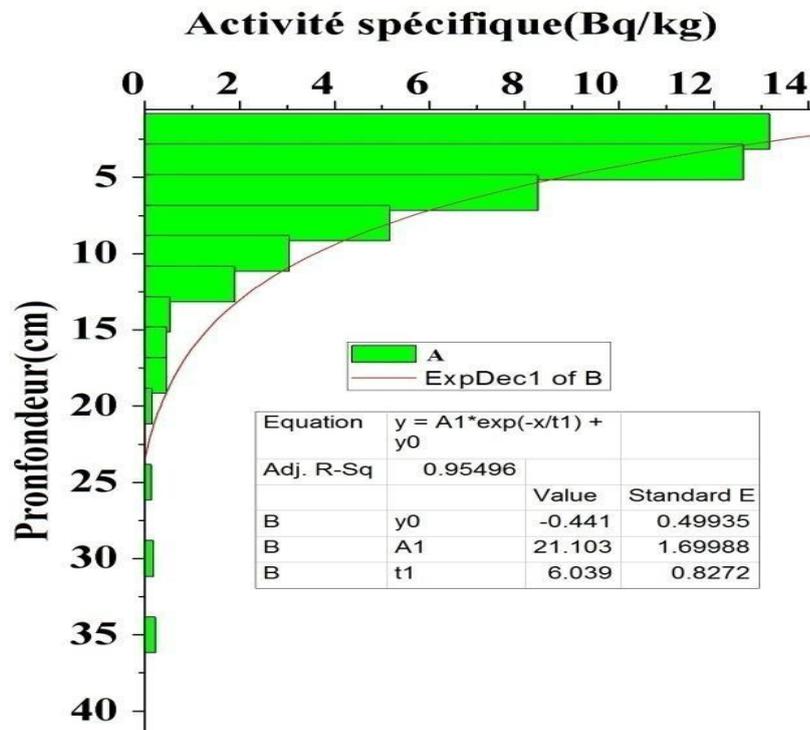


Figure 77: Profil de distribution du ^{137}Cs au niveau de la carotte du site de référence.

5. Inventaires du ^{137}Cs

L'activité spécifique du ^{137}Cs est mesurée pour une certaine quantité de sol prélevée par un carottier est exprimée en (Bq/kg). L'activité totale (A_t) de ^{137}Cs est exprimée par unité de surface (Bq/m^2) en un point donne (concentration du ^{137}Cs pour un volume de sol):

$$I = \sum \frac{A_m}{S} \dots \dots \dots \text{Equation 38}$$

Avec : A_{si} : Activité spécifique du ^{137}Cs de l'échantillon « i » en Bq/kg.
 M_i : masse de l'échantillon « i » en kg.
 S_i : section du carottier en m^2

Les résultats des inventaires du ^{137}Cs sont présentés dans le tableau 24. A partir de ces résultats on peut déjà identifier les zones d'érosion et d'accumulation ou stable.

Tableau 24: Inventaire du ^{137}Cs dans les différents points de prélèvement.

	Inventaire (Bq.m-2)		
	Carotte 1	Carotte 2	Carotte 3
Transect T1	455.58	284.79	701.18
Transect T2	427.46	166.48	695.39
Transect T3	178.18	152.98	959.02

III. Relation entre propriétés physico-chimiques et activités du ^{137}Cs

1. Etude des relations entre ^{137}Cs et la composition granulométrique (Régression)

L'étude des relations entre la variation du ^{137}Cs et les éléments de la composition granulométrique du sol montre l'existence des relations (Figure 78). Les différentes relations linéaires montrent que les plus fortes relations existent entre le ^{137}Cs et les particules fines. La plus forte relation existe avec la teneur en argile avec un coefficient de détermination de $R^2=0.79$, contre 0.54 avec la teneur en limon et 0.029 avec la teneur en sable.

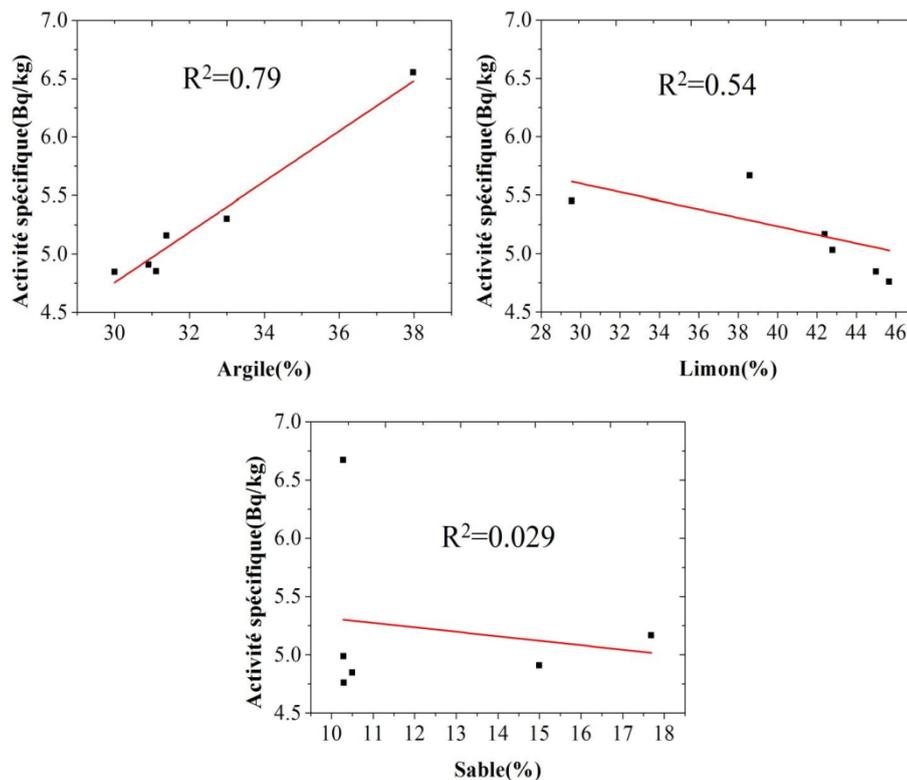


Figure 78: Relation entre le ^{137}Cs et les éléments granulométriques du sol.

Ces relations montrent que la variation de l'activité de ^{137}Cs est fortement liée à la variation de la teneur des argiles. Cependant, on remarque que cette variation n'est pas limitée uniquement aux argiles. En effet, on observe une certaine relation linéaire entre le ^{137}Cs et les limons. Cette observation est convergente avec les études de Livens et Loveland (1998) qui ont montré que l'adsorption du ^{137}Cs n'est pas limitée uniquement aux argiles.

Ces observations pourraient s'expliquer par la forte fixation ou adsorption de cet isotope par les argiles et toute variation de ces dernières est accompagnée par la variation du premier. Livens et Lovland (1988) ont montré que l'effet de la texture du sol, principalement la capacité des argiles et considérable dans la fixation de cet isotope. De ce fait, le déplacement de ce radioactif est lié au déplacement des argiles.

2. Etude des relations entre ^{137}Cs et la matière organique (carbone)

La comparaison de la variation de la matière organique du sol et du ^{137}Cs en fonction de la profondeur de la couche de labour (Figure 79), montrent que le taux de matière organique et l'activité de ^{137}Cs diminue avec la profondeur.

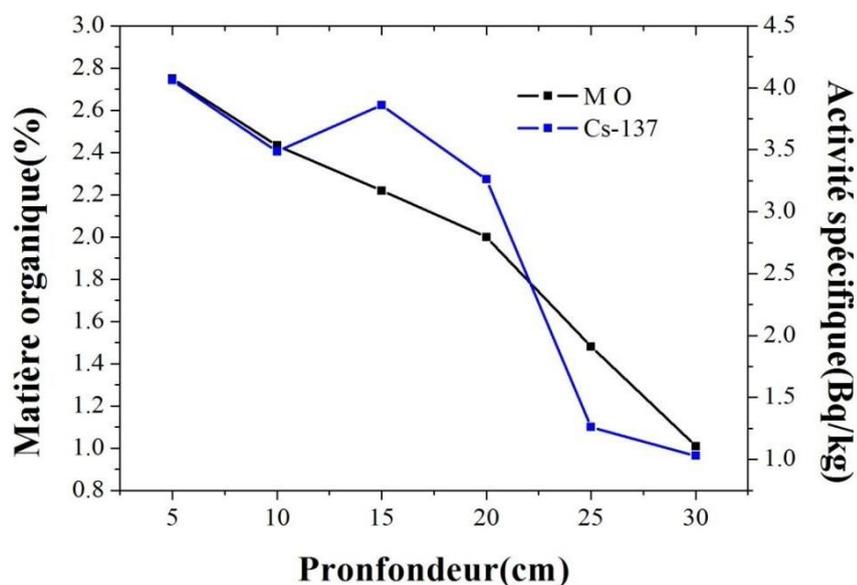


Figure 79: Variation de l'activité du ^{137}Cs et la matière organique au niveau du transect T2.

L'étude de la relation entre le ^{137}Cs et le carbone du sol, montre que ces relations sont faibles. Mais si on compare ces deux éléments en fonction de la profondeur du sol, on trouve une certaine relation. En haut du profil, les taux de ces deux éléments sont plus élevés de ceux du bas du profil. Nous avons déjà montré que le taux du ^{137}Cs est plus élevé en haut du profil. Le tableau 25 montre aussi les mêmes résultats pour le carbone, les taux de carbone sont élevés en haut du profil que ceux du bas de profil.

Tableau 25: Les taux de carbone sont plus élevés en haut du profil que ceux du bas du profil

Carotte	Transect 1		Transect 2	
Carotte 1	C1 (0-20CM)	CO % = 0,861	C1 (0-20CM)	CO % = 1,353
	C1 (20-30CM)	CO % = 0,6765	C1 (20-30CM)	CO % = 0,861
Carotte 2	C2 (0-20CM)	CO % = 1.1377	C2 (0-20CM)	CO % = 1.660
	C2 (20-30CM)	CO % = 0.8607	C2 (20-30CM)	CO % = 1,2915
Carotte 3	C3 (0-20CM)	CO % = 1,2915	C3 (0-20CM)	CO % = 2,214
	C3 (20-30CM)	CO % = 1,4145	C3 (20-30CM)	CO % = 1,476

Il est signalé que dans le même sujet Mabit et al. (1998) ont trouvé une relation de ce type avec une équation entre le ^{137}Cs et la matière organique sous la forme suivante:

$$\text{MO}\% = 0.0002 * 137\text{Cs} + 0.962 \dots\dots\dots \text{Equation 39}$$

IV. Conversation de l'activité en érosion

Afin de tester les modèles de conversion (proportionnel ainsi que le modèle de masse balance 1 (MB 1)), nous avons vérifié les principaux paramètres nécessaires aux conversions. Ces paramètres sont:

1. L'inventaire de référence (Bq m⁻²)

L'activité totale d'un site de référence est conditionnée par l'importance des retombées. La variabilité spatiale des activités totales du ^{137}Cs dans les sites de référence est liée à la répartition des précipitations. Sogon (1999) en Nouvelle Zélande, a trouvé une corrélation entre l'activité totale du ^{137}Cs mesurée sur des terrains de référence et les quantités annuelles de précipitations. En Europe sous climat tempéré, les pluies fines et peu intenses conduisent à une variabilité spatiale jugée faible (Walling et Quine, 1993).

L'inventaire de référence est un paramètre important pour toutes les études utilisant le ^{137}Cs . La valeur fournie en comparaison avec celles des points d'échantillonnage, permet de désigner s'il s'agit d'un site ayant subi l'érosion ou le dépôt, et par conséquent les taux net d'érosion.

2. Le pourcentage de réduction du ^{137}Cs

Le pourcentage de réduction du ^{137}Cs est un paramètre clé dans le calcul des modèles de conversion. Il est calculé en tenant compte de l'activité de référence et le cumule des concentrations mesurées dans chaque carotte.

Transect T1

La Figure 80 montre la variation du pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau du transect T1 étalé sur 3 carottes séparées de 30 m.

En allant de l'amont à l'aval du transect et tenant compte des distances entre les carottes. On constate un pourcentage de réduction minimal qui atteint 10 % au niveau de la première carotte. À une de distance 30 m, le pourcentage de réduction devient relativement élevé et enregistre 40 %. À 60 m de la première carotte, le pourcentage de réduction fait apparaître un comportement différent avec un gain de 40%.

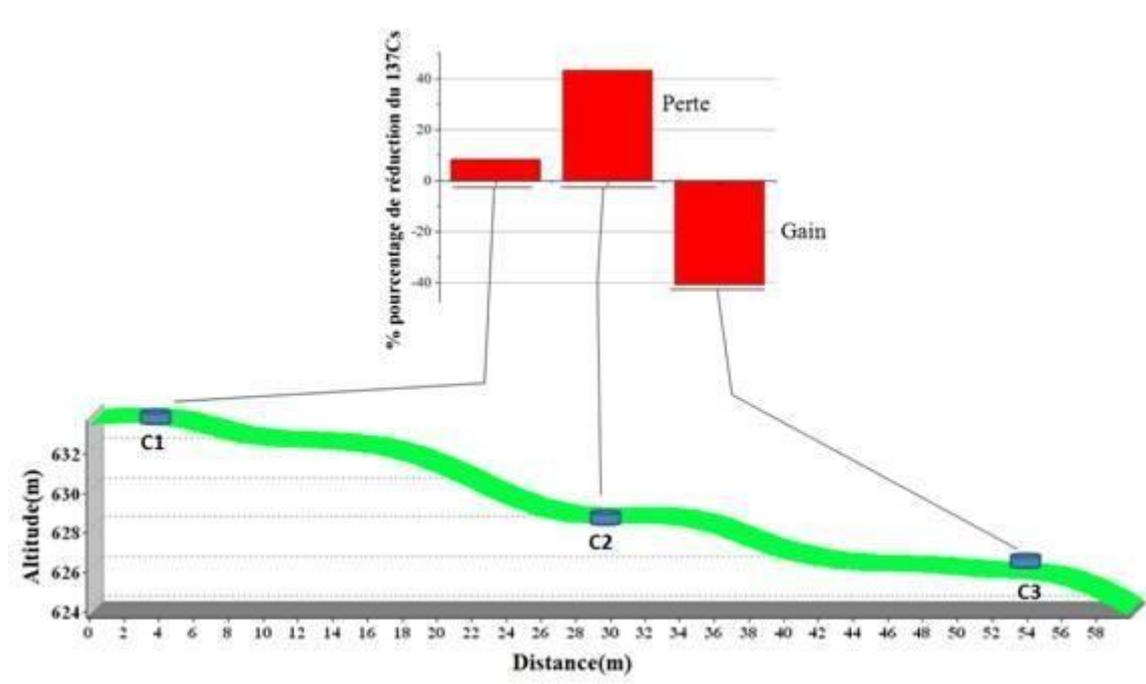


Figure 80: Pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau de transect T1.

Transect T2

Dans une direction N-S, les 3 carottes du transect T2 sont étalées sur une longueur de 60m, séparé de 30m. La figure 81 montre que le pourcentage de réduction du ^{137}Cs atteint une valeur de 10% et 60% au niveau de la première et le deuxième carotte. La troisième carotte située en aval à 60 m de la première carotte fait apparaître un gain de 40%.

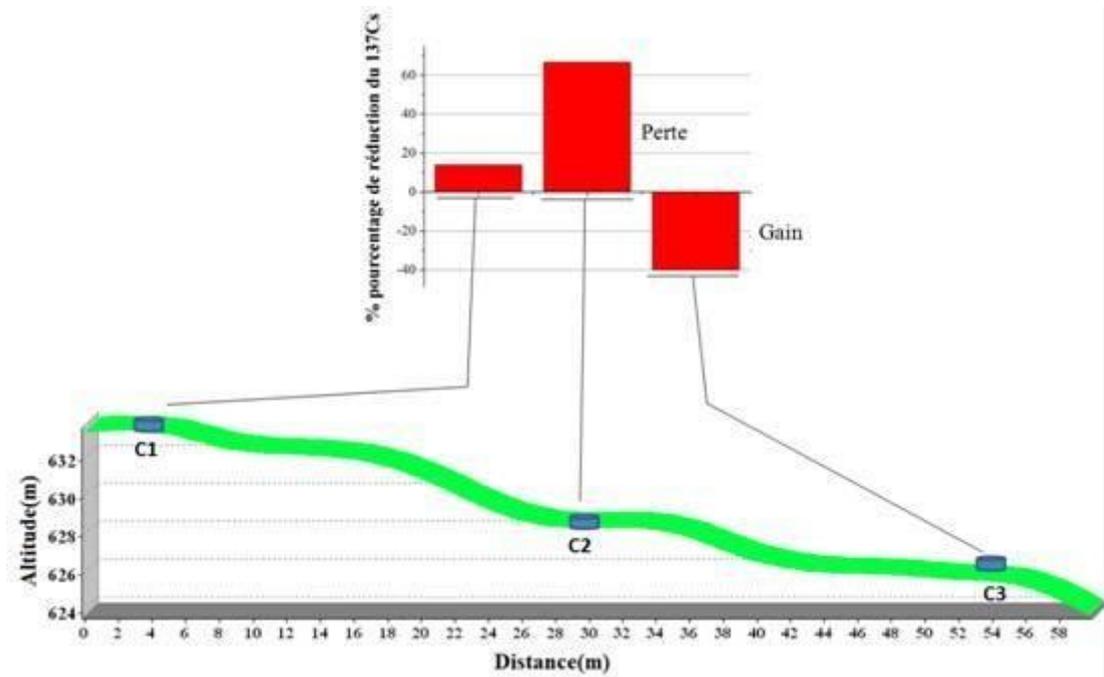


Figure 81: Pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau de transect T2

Transect T3

Pour le transect T3 (Figure 82) les pourcentages de réductions de ^{137}Cs sont remarquables avec un taux qui dépasse 60% en amont et un taux très élevé de gain de 93% sur une distance seulement de 60 m (zone de sédimentation en aval (dépôt)).

Ces variations (Gain-Perte) observées sur les trois transects et sur des distances courtes sont dues essentiellement à l'érosion favorisée par les conditions locales).

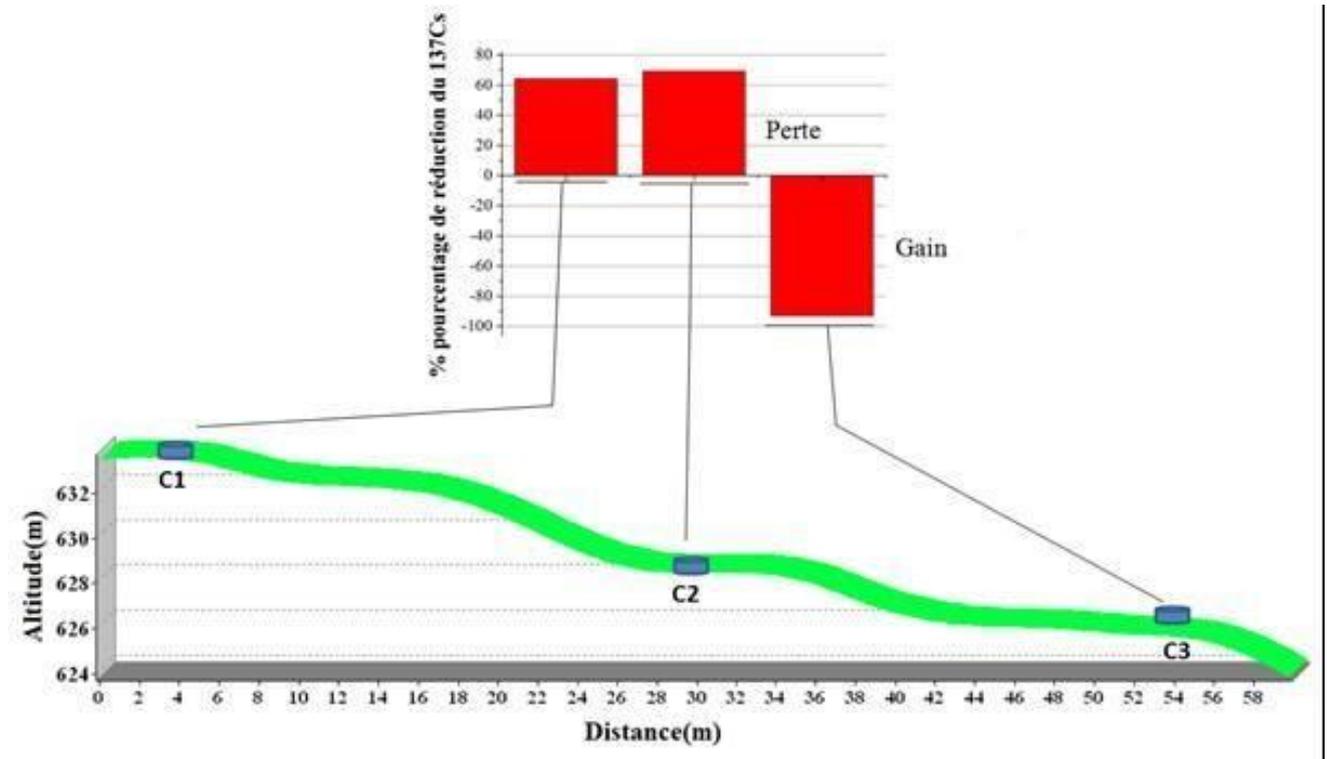


Figure 82: Pourcentage de réduction du ^{137}Cs au niveau de transect T3.

3. La profondeur de labour

La profondeur de labour de 30 cm est considérée comme constante sur la parcelle culturale.

4. Flux de dépôt du ^{137}Cs

Plusieurs modèles nécessitent des informations sur le flux de dépôt atmosphérique annuel de ^{137}Cs . En l'absence de telles informations, les schémas temporels locaux du flux de dépôt de ^{137}Cs peuvent être estimés à partir de ceux documentés dans d'autres stations de surveillance. Par exemple, dans l'hémisphère nord, on peut supposer que de tels schémas temporels sont similaires à ceux du dépôt total de ^{137}Cs dans l'hémisphère nord estimé à partir des données enregistrées à différentes stations de l'hémisphère nord (cf. Cambray et al. 1989).

Toutes les données de flux annuel commencent à 1954. Deux données hypothétiques de flux de dépôt de ^{137}Cs , pour l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud, ont été incluses pour vos références (le ^{137}Cs dérivé de Tchernobyl n'est pas inclus). Dans les zones où des retombées de ^{137}Cs dérivé de Tchernobyl ont été reçues et si son flux de dépôt est connu, cela peut être ajouté à l'ensemble de données.

5. Facteur de correction de taille des particules

Le facteur de correction de taille des particules utilisé par certains modèles de conversion suggère de tenir compte de la sélectivité de taille des grains dans les processus d'érosion et de sédimentation. Pour un site d'érosion, il est fonction du rapport entre la concentration de sédiment ^{137}Cs mobilisé à celle du sol initial (He et Walling, 1996).

Selon (Zhang et al. 1999), pour les sites d'érosion, les valeurs de P sont généralement inférieures à 1, car les retombées du ^{137}Cs restent en surface du sol pendant un laps de temps avant de migrer plus profondément et une proportion peut être enlevée par l'érosion avant l'incorporation dans le sol. Comme l'érosion dépend de l'énergie du ruissellement, elle est sélective des particules fines et comme le ^{137}Cs est préférentiellement adsorbé par la fraction la plus fine, ce facteur est d'une grande importance.

V. Quantification des pertes - Conversion

Sur le site témoin, le sol est supposé n'avoir connu aucun déplacement de particules. Depuis 1963, l'activité totale de référence est de 496.33 Bq/m^2 . Les sites qui présentent une activité totale inférieure au site témoin sont considérés comme des sites d'érosion et les sites qui présentent une activité totale supérieure au site de référence sont considérés comme des zones d'accumulation.

1. Le modèle proportionnel

Le modèle proportionnel est facile à utiliser, mais fournit fréquemment des résultats peu fiables car il ne représente pas tous les processus importants impliqués (Mabit et al. 2008 ; Alewell et al. 2013).

Il suppose, à tort, que la concentration des sédiments érodés reste constante dans le temps. En effet, les hypothèses clés de ce modèle constituent une simplification considérable des processus réels liés au comportement du sol. L'accumulation de ^{137}Cs a lieu pendant plusieurs années et certaines des retombées restent à la surface du sol avant d'être incorporées dans le profil du sol par culture. Si certains des ^{137}Cs accumulés à la surface sont éliminés par

érosion avant l'incorporation dans le profil, les estimations de la perte de sol fournies par le modèle vont surestimer les taux réels de perte de sol.

De même, cependant, puisque ce modèle ne tient pas compte de la dilution des concentrations de ^{137}Cs dans le sol dans la couche de charrue en raison de l'incorporation de sols en dessous de la profondeur de la charrue initiale après abaissement de la surface par érosion, les résultats obtenus sont susceptibles de sous estimer taux de perte de sol.

2. Le modèle masse balance 1

Il est également largement utilisé et il tente de surmonter certaines limites du modèle proportionnel en modélisant les changements dans le contenu du profil du sol par le temps en réponse aux intrusions. En effet, ce modèle prend en compte la réduction progressive de la concentration du sol dans la couche de labour, en raison de l'élimination des sols superficiels par l'érosion et l'incorporation de sols négligeables au-dessous de la profondeur de la charrue initiale et représente donc une amélioration importante par rapport au modèle proportionnel.

Ce modèle est également facile à utiliser et ne nécessite que des informations sur la profondeur de labour et l'inventaire de référence local. Cependant, ce modèle ne prend pas en compte le potentiel d'élimination des retombées fraîchement déposées avant leurs incorporations dans la couche de charrue, ce qui peut se produire pendant les précipitations qui produisent un écoulement de surface et, par conséquent, une érosion.

L'hypothèse selon laquelle l'apport de retombées totales a eu lieu en 1963 est également une simplification excessive. (Walling et al, 2003) Des modèles plus raffinés tels que les modèles MB II et MB III devraient fournir des estimations fiables des taux de redistribution des sols, mais ils nécessitent des paramètres supplémentaires et plus d'informations sur le comportement du Cs-137 dans le sol.

3. Transects T1

La Figure 83 montre les pertes au niveau de transect T1. Les carottes du premier transect (1 e t2) montrent une perte du sol estimée à 3.94 et 22.20 t. ha⁻¹ .an⁻¹ en utilisant le modèle proportionnel. Par contre en utilisant le modèle de masse balance 1 MB-1, la perte du sol a été estimée à 4.11 et 28.94 t. ha⁻¹ .an⁻¹).

En ce qui concerne la carotte 3, l'application des modèles de conversion nous donne des résultats négatifs, ce qui confirme qu'il ya eu un gain de sol. L'accumulation du sol est estimée à $-19,56 \text{ t. ha}^{-1} .\text{an}^{-1}$ par le modèle proportionnel. Par contre en utilisant le modèle de bilan de masse MBM-1, la perte du sol a été estimée à $-16,45 \text{ t. ha}^{-1} .\text{an}^{-1}$.

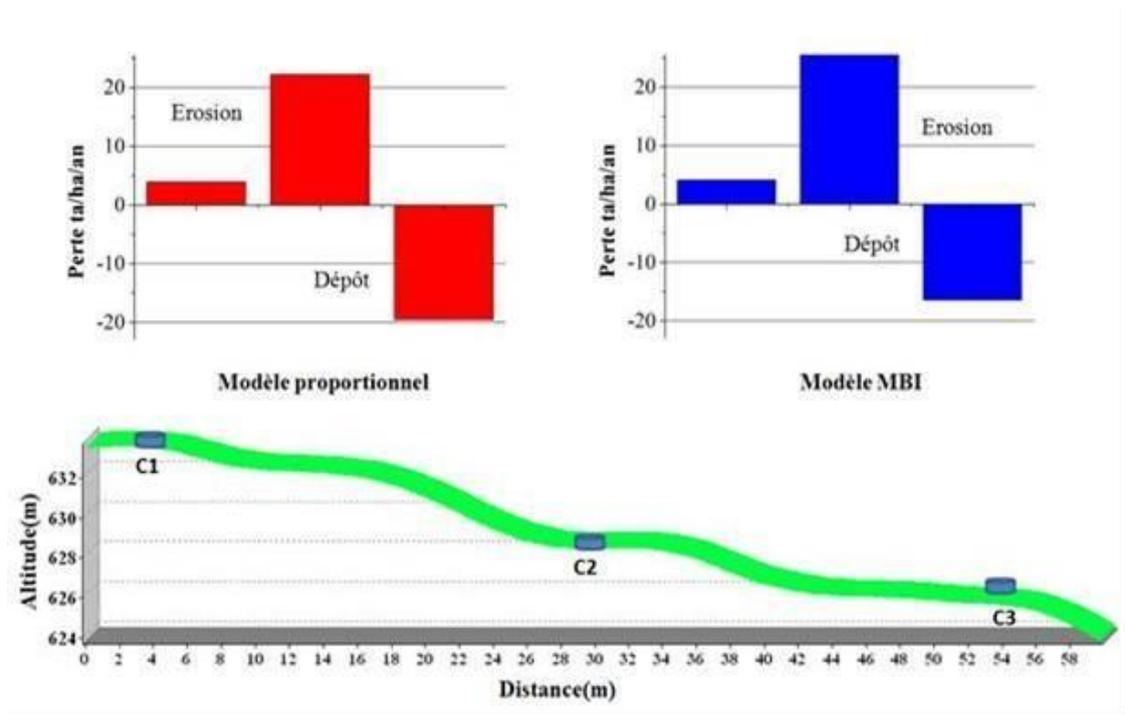


Figure 83: Balance des sédiments par application des modèles proportionnel et MBM I (Transect T1)

4. Transects T2

Pour le transect T2 (Figure 84) les premières carottes (1 et 2) montrent que les pertes atteignent $7,68$ et $13,62 \text{ t. ha}^{-1} .\text{an}^{-1}$ par le modèle proportionnel. Par contre en utilisant le modèle de masse balance 1 MB-1, la perte du sol a été estimée à $8,52$ et $16,63 \text{ t. ha}^{-1} .\text{an}^{-1}$.

La troisième carotte, située en aval à une distance de 60m de la première carotte, elle montre des taux de perte du sol de $-67,95 \text{ t. ha}^{-1} .\text{an}^{-1}$ en utilisant le modèle proportionnel. Par contre en utilisant le modèle de bilan de masse MBM-1, la perte du sol a été estimée à $-39,95 \text{ t. ha}^{-1} .\text{an}^{-1}$. Cette carotte présente un enrichissement donc un dépôt, c'est une zone de sédimentation.

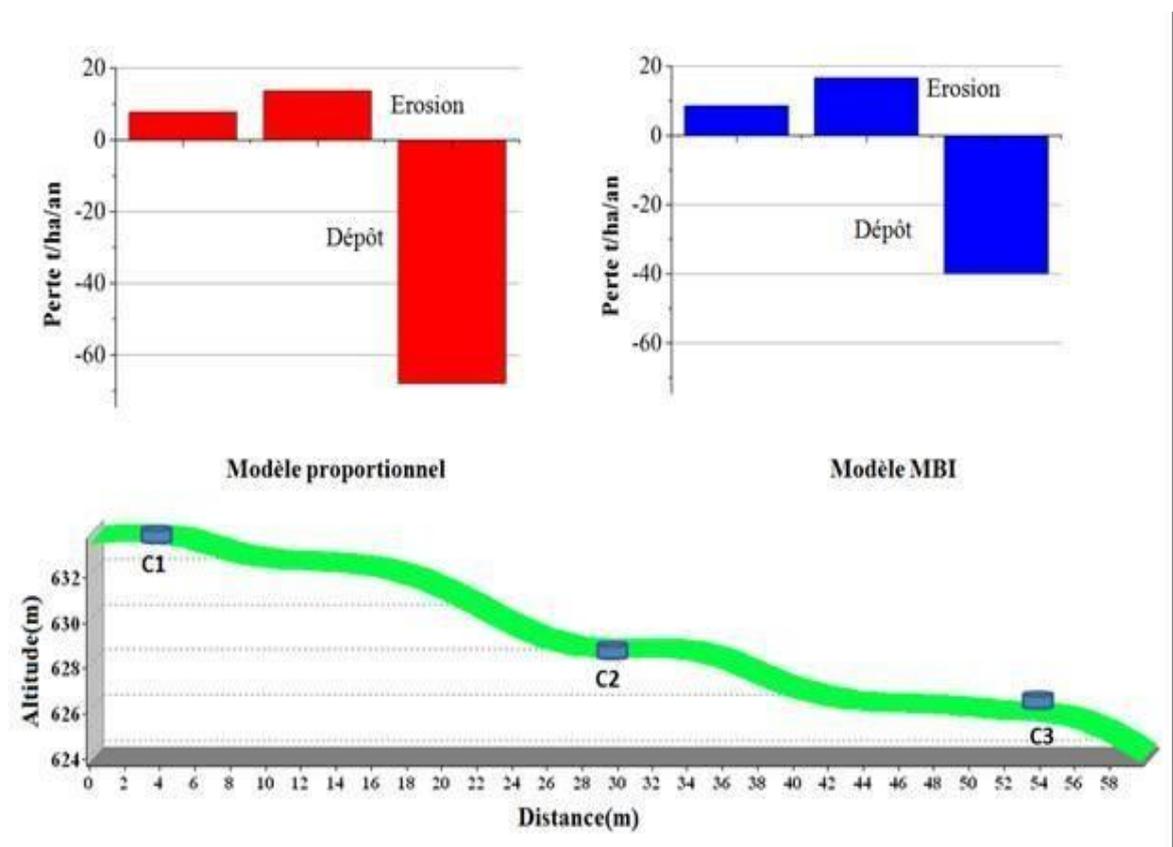


Figure 84: Balance des sédiments par application des modèles proportionnel et MBI (Transect T2).

5. Transects T3

En ce qui concerne le transect T3 (Figure 85), la première carotte montre que les pertes atteignent $8.10 \text{ t. ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ en utilisant le modèle proportionnel. Par contre en utilisant le modèle de masse balance 1 MB-1, la perte du sol a été estimée à $9.04 \text{ t. ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$.

En contrepartie, les carottes C2 et C3 montre que les pertes atteignent à -26.02 et $-55.62 \text{ t. ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ par le modèle proportionnel. Par contre en utilisant le modèle de masse balance 1 MB-1, la perte du sol a été estimée à -20.10 et $-35.04 \text{ t. ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$.

Les variations observées confirment les conditions suggérées pour le bilan réduction/gain de ^{137}Cs décrites plus haut.

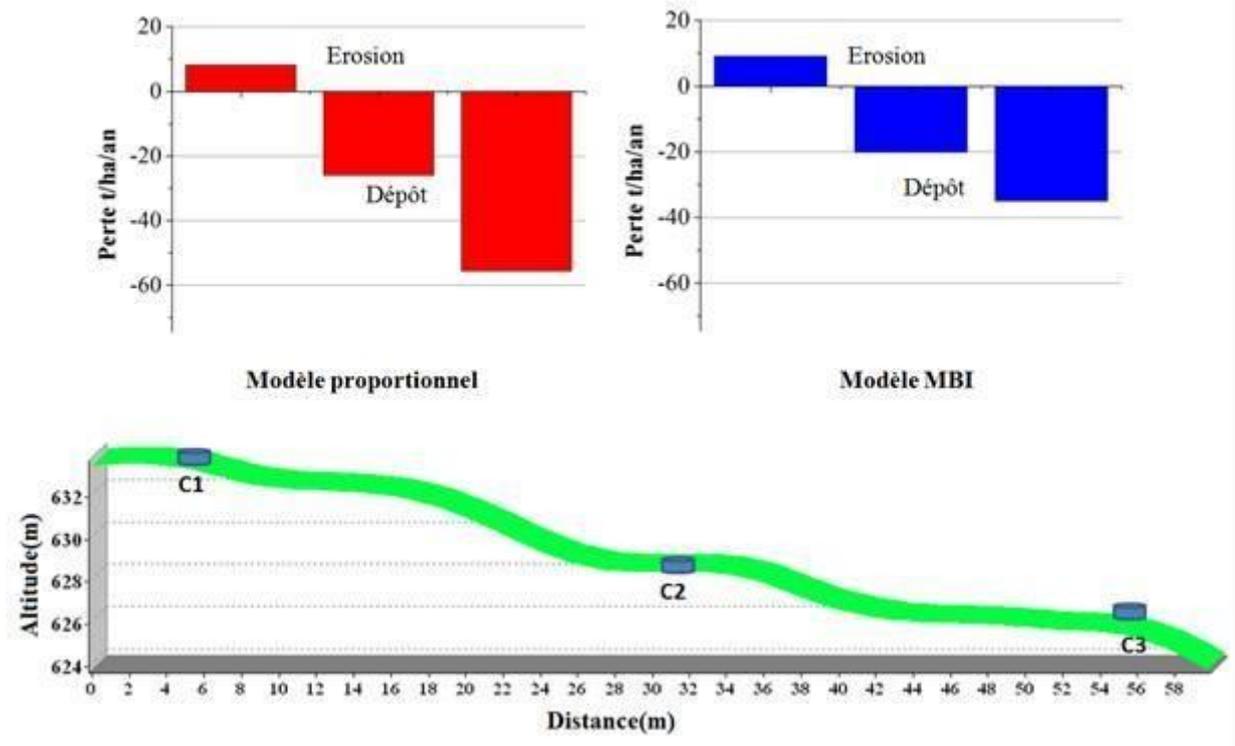


Figure 85: Balance des sédiments par application des modèles proportionnel et MBM I (Transect T3)

La Figure 86 montre l'analyse de comparaison des résultats des deux modèles de conversion. Elle montre que le modèle proportionnel et MBM I se rapproche en termes de valeurs et de distribution. L'utilisation de ces modèles ont donné des résultats un peu semblables. Les résultats obtenus ne sont pas loin de ceux obtenus par les parcelles d'érosion.



Figure 86: Analyse de comparaison des résultats des modèles de conversion.

Conclusions

Cette étude a été menée pour comprendre et quantifier les stocks actuels de ^{137}Cs et d'estimer l'érosion. Aussi pour la compréhension des relations qui existe entre les stocks actuels de ^{137}Cs et les caractéristiques physico-chimiques et physiographiques des sols. Dix carottes réparties en trois transects ont été prélevées. Les analyses ont porté sur l'activité du ^{137}Cs , la granulométrie et la matière organique (le carbone).

La quantité du ^{137}Cs dans les sols a montré une corrélation positive significative surtout avec les argiles, et une corrélation plutôt faible avec la matière organique.

Les résultats de cette étude ont permis de comprendre les effets des propriétés physicochimiques du sol et des facteurs physiographiques sur le comportement du ^{137}Cs au niveau du nord ouest algérien et de montrer l'avantage de l'utilisation de ce radio-isotope comme traceur de l'érosion.

Les résultats d'application du modèle proportionnel et du modèle MBM I, révèlent des pertes à l'amont du Transect T1 de 3.94 à 22.20 t. ha⁻¹.an⁻¹ et 4.11 à 28.94 t. ha⁻¹.an⁻¹, à l'aval, notamment à 60 m de distance où les résultats montrent des gains qui atteignent 19.56 et 16.45 t. ha⁻¹.an⁻¹. Au niveau du transect T2, on note des pertes à l'amont de 7.68 à 13.62 t. ha⁻¹.an⁻¹ et 8.52 à 16.63 t.ha⁻¹.an⁻¹. A l'aval, les résultats montrent des gains qui atteignent 67.95 et 39.95 t. ha⁻¹.an⁻¹. En ce qui concerne le transect T3, on note des pertes à l'amont de 8.10 et 9.04 t. ha⁻¹.an⁻¹. À l'aval, notamment à 30 m de distance, elles montrent des gains qui atteignent 26.02 à 55.62 t.ha⁻¹.an⁻¹ et 20.10 à 35.04 t. ha⁻¹.an⁻¹. En comparaison avec des études réalisées au niveau de l'Algérie, Azeboudj et al., (2017) ont trouvé au niveau du bassin d'Isser-Tlemcen, des résultats proches (21.9 à 29.2 t/ha/an) de ceux que nous avons trouvé.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'étude du phénomène d'érosion présente un axe de recherche en développement constant, les zones étant de plus en plus variées et les exigences de la maîtrise des aléas étant de plus en plus fortes. En Algérie, ces aléas engendrent des pertes très coûteuses pour l'économie nationale et son développement.

La communauté scientifique a abordé le processus d'érosion selon son propre point de vue et son échelle de travail, apportant avec elle son savoir faire et son approche. Cela a conduit à une connaissance riche et diversifiée de l'érosion mais aussi morcelée et qui manque globalement de cohérence.

Des efforts d'évaluation de l'aléa ont été menés lors des dernières années dans l'Algérie septentrionale, mais le phénomène ne cesse de s'accroître le plus souvent aux endroits censés être déjà étudiés et définis comme étant stable. Cela vient du fait que dans la plupart des cas, seules des approches qualitatives directes basées sur la connaissance de l'analyse qui ont été utilisées pour déterminer la sensibilité des terres à l'érosion.

L'objectif de ce travail est la quantification de l'érosion par l'utilisation de nouvelle approche : utilisation des isotopes nucléaires. Dans ce travail deux types d'approches ont été utilisées : le modèle RUSLE pour évaluer et cartographier l'érosion hydrique et l'utilisation du ^{137}Cs pour la quantification de l'érosion. Le bassin versant de l'Oued Fergoug qui a fait l'objet d'étude, est caractérisé par une grande irrégularité dans les précipitations, de fortes pentes, une lithologie essentiellement marneuse et une couverture végétale très faible ce qui le rend très vulnérable à l'érosion.

La modélisation des facteurs impliqués dans l'érosion hydrique des sols a permis de quantifier et de spatialiser le phénomène d'érosion. Les résultats du diagnostic des pertes en sols issus du modèle RUSLE, montrent que le bassin versant enregistre des pertes allant de 0,65 à 45,50 t/ha/an. Les classes d'aléa très fort et fort, dépassant les $10.01\text{t ha}^{-1}\text{ an}^{-1}$, se localisent dans la partie centrale et coïncidant parfaitement avec des altitudes et des pentes moyennes à fortes.

À partir de cette étude, on peut dire que les facteurs qui régissent l'érosion sont presque les mêmes dans tout les monts de Beni-Chougrane: des pentes généralement forte et longues, des roches tendres et un couvert très faible en voie de dégradation. En ce qui concerne la méthode utilisée on remarque que ce modèle a permis de réaliser un bon diagnostic de l'état de l'érosion en déterminant à la fois des paramètres quantitatifs et qualitatifs et avec des données qui sont plus ou moins simple.

L'approche basée sur l'utilisation du ^{137}Cs a été mise en œuvre pour surmonter les différentes contraintes et limites rencontrées dans les différentes approches conventionnelles. Elle a permis de quantifier les taux d'érosion de manière plus rapide et moins coûteuse. De plus, cela a également permis de bien comprendre la distribution des isotopes dans les versants et de mieux comprendre comment se déroule le processus érosif. Les modèles de bilan massique proportionnel et simplifié ont donné de bons résultats qui sont comparables à ceux obtenus par de nombreux auteurs dans les zones cultivées du sud de la Méditerranée.

Le taux d'érosion obtenu dans certains sites situés en terrain en pente, a partir de l'utilisation du ^{137}Cs se situe entre 3,94 et 22.20 t/ha/an selon le modèle Proportionnel et entre 4.11 et 28.94 t/ha/an selon le modèle Mass bal. 1. Les différences observées entre les taux d'érosion obtenu par l'utilisation du ^{137}Cs et ceux obtenu par l'approche des parcelles expérimentales (chiffres réels issus des mesures de terrain) s'expliquent par le fait que les parcelles expérimentales ne prennent en compte que l'érosion en nappe, alors que la méthode Cs-137 donne une évaluation globale de l'érosion au niveau du talus.

Dans le site de référence, les résultats obtenus montrent que le site a été bien choisit et qu'il peut effectivement être considéré comme site de référence dans l'utilisation de la technique du ^{137}Cs .

Dans le site cultivé, les résultats d'analyse ont montré une distribution spatiale du ^{137}Cs qui est un indice de l'érosion. On a pu déterminer, par ces résultats, des zones d'érosion et des zones de dépôt. En effet, le diagnostic a montré que les points situés en amont ont subi une érosion, alors que les points situés en aval ont subi une sédimentation, un apport de sédiments. L'avantage de la technique du ^{137}Cs est sa précision, sa rapidité, et son cout très faible. Le procédé utilisé permet la collecte d'échantillons de sol au cours d'une visite de terrain sans la nécessité de surveiller les processus d'érosion et de sédimentation sur une longue période de temps. Une limitation importante est le temps requis pour l'analyse au laboratoire.

Les résultats ont permis aussi de comprendre les relations existantes entre les propriétés du sol (propriétés physico-chimiques et carbone) et le ^{137}Cs au niveau du sol.

En conclusion, un grand travail reste à faire pour pouvoir lutter efficacement contre le phénomène d'érosion qui menace le pays et dont les conséquences sont de plus en plus apparentes. Le phénomène, étant naturel, variable dans le temps et dans l'espace et fonction de plusieurs facteurs et paramètres qui changent eux aussi et qui interagissent entre eux, nécessitant un grand travail de recherche et une mise à jour continuelle pour bien cerner les problèmes et les conséquences et par suite, proposer aux décideurs les meilleures solutions.

Références Bibliographiques

Références bibliographiques

- A. E. F. C. S.**, 1999. Plan National d'Aménagement des Bassins Versant (P. N. A. B. V.) : Administration des Eaux et Forêts et de la Conservation des Sols, p.17.
- ABHS.**, 2012. Agence Hydraulique du Bassin de Sebou. Appel d'offre n° 31/2012. Royaume Du Maroc.
- AEE.** 2001. Environmental Signals. Copenhague (Danemark), Agence européenne de l'environnement.
- Agoumi A., Senoussi M., Yacoubi A., Fakhredine L., Sayouty B., Mokssit N., Chikri R.**, (1999): Changements climatiques et ressources en eau – Publié dans Hydrogéologie appliquée. Tome 12 vol 11, 163–182.
- Alejandro M., Omasa k.**, 2007. Estimation of vegetation parameter for modeling soil erosion using linear Spectral Mixture Analysis of Landsat ETM data. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 62 (2007) 309–324
- Anspaugh L.R., Catlin R.J., Goldman M.**, 1988. The global impact of the Chernobyl reactor accident, Science, 242, 1513–1519.
- Arabi M.**, 1991. Influence de quatre systèmes de production sur le ruissèlement et l'érosion en milieu méditerranéen à Médéa (Algérie). Thèse doctorat Université de Grenoble III. 273 p.
- Arnoldus H.M.J.** 1980. Methodology used to determine the maximum average soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco : Soils Bulletin FAO, Vol. 34 : pp. 39-48.
- Auzet A.V., Boiffin J., Papy F., Ludwig B., Maucorps J.**, 1993. Rill erosion as a function of characteristics of cultivated catchments in the North of France. Catena ; 20 : 41-62.
- Avery S.V.**, 1996. Fate of caesium in the environment: distribution between the abiotic and biotic components of aquatic and terrestrial ecosystems. J Environ Radioactiv, 30(2): 139-172.
- Azenfar A.**, 1993. Conjugaison de la méthode isotopique du césium-137, des techniques magnétiques et des système d'information géographique pour l'élaboration de la carte d'érosion nette dans une partie du bassin versant d'Ait Youb (cas du sous bassin de Boufoul). Mem. De 3e cycle, E. N. F. I. Salé.
- Bagnouls F., Gaussen H.**, 1957. Les climats biologiques et leur classification, Annales de Géographie, 66 (355), (1957) 193-220.
- Bagnouls F., Gaussen H.**, 1957. Les climats biologiques et leur classification, Annales de Géographie, 66 (355), (1957) 193-220.
- Bartholomé E.**, 1993. Télédétection et cartographie. Éd. AUPELF-UREF. Les Presses de l'Université du Québec. 1993. p. 187-201
- Baskaran M., Coleman C.H., Santschi P.H.**, 1993. Atmospheric depositional fluxes of ⁷Be and ²¹⁰Pb at Galveston and College Station, Texas, Journal of Geophysical Research, 98, 20555–20571.

- Basher L. R.**, 2000. Surface erosion assessment using ^{137}Cs : examples from New Zealand, *Acta Geologica Hispanica*, 35, 219 – 228.
- Basher L.R., Matthews K.M.**, 1993. Relationship Between ^{137}Cs In Some Undisturbed New Zealand Soils And Rainfall, *Australian Journal Of Soil Research*, 31, 655-663.
- Baver L.D.**, 1956. *Soil Physics*, third ed. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Benkhaled A., Remini B.**, 2003. Analyse de la relation de puissance : débit solide – débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie). *Revue des Sciences de l'eau* 16(3) : 333-356.
- Bernard C., Mabit L., Laverdiere M.R., Wischrek S.**, 1998. Césium 137 et érosion des sols *Cahiers Agricultures*, Volume 7, N° 3 pp 179-186.
- Bhuyan S.J., Kalita P.K., Janssen, K.A., Barnes P.A.**, 2002. Soil loss predictions with three erosion simulation models. *Environmental Modelling & Software* 17. pp : 137-146.
- Boiffin J.**, 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies –Thèse Doc-Ing. INA Paris; 320 pages + annexes.
- Borrelli P., Märker M., Panagos P., Schütt B.**, 2014. Modeling soil erosion and river sediment yield for an intermountain drainage basin of the Central Apennines, Italy. *Catena*. p45–58
- Bonte P.**, 1992. Les retombées de la radioactivité anthropogénique comme outil de l'étude de l'environnement terrestre. Rapport de fin de contrat du Secrétariat Général de la Défense Nationale, SGDN/STS/VST/3 n°26, 79 p.
- Bonte P.**, 1996. Radioactivité et sciences de la Terre, *Clefs C.E.A.*, 34, 56-62.
- Bonn F.**, 1998. La spatialisation des modèles d'érosion des sols à l'aide de la télédétection et des SIG: Possibilités, erreurs et limites. *Cahiers Sécheresse*, Volume 9, n°3, pp. 185 - 192.
- Bouhlassa S.**, 1992. Quantification de l'érosion par les techniques isotopiques. Actes de l'Atelier National pour la définition d'un programme de recherche sur l'aménagement intégré des bassins versants, E. N. F. I. Salé, 21 – 23 avril, Maroc, 10 p.
- Boukheir R.**, 2002. Etude des risques d'érosion hydrique des sols par télédétection et SIG. Application à une région représentative du Liban. Paris : Institut national agronomique, Paris Grignon, Thèse de Doctorat en sciences biologiques fondamentales appliquées, 262 p
- Carter M.W., Moghissi A.A.**, 1977. Three decades of nuclear testing, *Health Physics*, 33, 55- 71.
- Chebbani R.**, 1996. Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser (Tlemcen).Thèse de magister. INA. Alger. 135p.
- Cerdan O.**, 2001. Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés. Thèse Univ. Orléans.
- Clauzon G., Vaudou J.**, 1969. Observations sur les effets de la pluie en Provence. *Annales de Géographie*, 13 (4), pp. 390-405.

- Colle C., Roussel-Debet S.,** 1994. Influence des procédés agro-alimentaires sur les teneurs en radioéléments des aliments. CEC Radiation Protection 1990-91. Final report Euratom 15295, 636- 639.
- Collinet J., Zante P.,** 2002. Le ravinement sur marnes gypseuses en Tunisie semi-aride. Bulletin du Réseau Érosion, vol. 21 : 301-319.
- Cornell R.,** 1993. Adsorption of cesium on minerals: a review. J Radioanal Nuc Chem Art, 171(2): 483-500.
- Coughtrey P., Thorne M.C.,** 1983. Radionuclide distribution and transport in terrestrial and aquatic ecosystems. A critical review of data, Vol. 1. Balkema, Rotterdam, 321-424
- Dakiche A. Avril.,** 1996. Bassin versant de la Macta, synthèse bibliographique, inventaire des données. Institut National des ressources Hydrauliques (A.N.R.H.).
- De Jong S.M.,** 1994. Application of reflective remote sensing for land degradation studies in a mediterranean environment. University of Utrecht. p120
- De jong E., villar H., bettany J.R.,** 1982. Preliminary investigations on the use of ¹³⁷Cs to estimate erosion in Saskatchewan, Canadian Journal of Soil Science, 62, 673-683.
- Delhoume J.P.,** 1981. Etudes en milieu méditerranéen semi-aride : ruissellement et érosion en zone montagneuse de Tunisie centrale (Djebel Semmama). Campagnes 1975 à 1979. Tunis, Orstom/DRE, 187 p.
- Demmak A.,** 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie. Thèse de Doc. Ing. Paris VI ; 323p.,
- Duffa C., Danic F.,** 2006. Entraînement et redistribution des radionucléides sur le bassin versant de la Peyne. Direction De L'environnement Et De L'intervention Service d'Étude et de Surveillance de la Radioactivité dans l'Environnement. p. 19.
- Eberhardt L. L. et Thomas J. M.,** 1991. Designing environmental field studies. Ecological Monographs, 61, pp. 532 – 73.
- Eimberck M.,** 1990. Facteurs d'érodibilité des sols limoneux : réflexions à partir du cas du Pays de Caux ». Cahiers ORSTOM, série Pédologie, vol. XXV, n°1-2 : 81-94.
- EL Hage Hassan H., Touchart L., Faour G.,** 2013. La sensibilité potentielle du sol à l'érosion hydrique dans l'ouest de la Bekaa au Liban. M@ppemonde 109 (1), 1-17.
- Emberger L.,** 1955. Une classification biogéographique des climats : Rec. Trav. Lab. Bot. Géol. Fac. Se. Vol. 7 : 11 : pp. 3-43.
- Emberger L.,** 1931: Notice phytogéographique sur une partie de la Meseta marocaine septentrionale : Publ. du Gouv. Chérifien, Inst. Scient, et Direct, des Eaux du Gouv. Chérifien, Inst. Scient, et Direct, des Eaux et Forêts, p. 36.
- Ezzine I.,** 1998. Comparaison des trois modèles d'érosion en utilisant des techniques géomatiques (Télétection et SIG) : Application du bassin versant TLETA (Tangérois). IAV Hassan II. 120p

- FAO.**, 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols
- FAO.**, 1983. Garder la terre en vie. L'érosion des sols, ses causes et ses remèdes. Bulletin pédologique, 50 ; 62p.
- FAO.**, 2005. Utilisation des engrais par culture en Algérie. Première édition, Rome, Italie, 56p.
- Farres J.P.**, 1987. The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Catena* ; 14 : 119-30.
- Fernandez C., Wu J.Q., McCool D.K., Stockle C.O.**, 2003. Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE, and SEDD. [Revue] // *J Soil Water Conserv.* Vol. 58. - pp. 128– 136.
- Fournier**, 1969. L'érosion hydrique et le climat, *Bull. Techn. Inf Météorologie et agriculture*, n°237, 111–115
- Fox D., Carrega P., Morschel J., Emsellem K.**, 2008. La dégradation des sols dans le monde. [<http://unt.unice.fr/uoh/degsol/index.php>]
- Foulquier B.L., Garnier-Laplace J., Descamps B., Lambrechts A., Pally M.**, 1989. Exemples d'impact radioécologique de centrales nucléaires sur des cours d'eau français, *Hydroécologie Appliquée*, 3 (2), 149–208.
- Forsyth T. J.**, 1994. The use of cesium-137 measurements of soil erosion and farmers perceptions to indicate land degradation amongst shifting cultivators in northern Thailand. *Mountain Research and Development*, 14, pp. 229 – 244
- Fredericks D.J., Norris V., Perrens S.J.**, 1988. Estimating erosion using Caesium-137 in soil: Measurement caesium-137 activity in soil. In : *Sediment budgets, Proceedings of the Porto Alegre Symposium, Décembre 1988, I.A.H.S. Publication n°174, 225-231.*
- Fu B.J., Zhao W.W., Chen L.D, Zhang Q.J., Lu Y.H., Gulinck H., Poesen J.**, 2005. Assessment of soil erosion at large watershed scale using RUSLE and GIS: a case study in the Loess Plateau of China. *Land Degrad Dev.* 16(1): p 73–85
- Garouani A., Chen H., Lewis L., Triback A., Abahrour M.**, 2008. Cartographie de l'utilisation du sol et de l'érosion à partir d'images satellitaires et du SIG IDRISI au Nord Est du Maroc, *Téledétection*, vol 8, n°3, p 193-201
- Gartet A.**, 2005. Dégradation spécifique et transports solides dans le bassin de l'Oued Lebène (Préif central, Maroc septentrional). *Papeles de Geografía*, 41–42, 85–100
- Gliz M., Remini B., Anteur D., Makhlof M.**, 2015. Vulnerability of soils in the watershed of Wadi El Hammam to water erosion (Algeria). *JWater Land Dev* 24(1):3–10
- Govers G., Lobb D. A., Quine T.A.**, 1999. Tillage erosion and translocation : emergence of new paradigme in soil erosion research : *Soil Tillage Research*, Vol. 51 : pp. 167-174.

- Govers G., Quine A., Desmet B.P. J. J., Walling, D. E.,** 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land : Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 21 : pp. 929–946.
- Henin S.,** 1976. Cours de physique du sol. 2 tomes. Editest-ORSTOM.
- Haan C., Barfiel B.J., Hayes J.C.,** 1994. Design Hydrology and sedimentology for small catchments. 356p
- Heusch B., Millies L.,** 1971. Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. Mine et Géologie, Rabat, 33, 21–39
- Heusch B.,** 1970. Estimation et contrôle de l'érosion hydrique. Soc. Sc. Nat. Phys, Maroc, spécial, 41-54.
- Henin, Gobillot.,** 1950. L'érosion en France : Bulletin Technique d'Information, Vol. 50 : pp. 431-433.
- Hudson N.W.,** 1981. Soil conservation. Batsford, UK, 2d edition, 320 p.
- Hyeon S.,** 2006. Évaluer la distribution spatiale des taux de perte de sol sur les différentes occupations des sols. 80p
- ICONA.,** 1997. Paisajes erosivos en el Sureste Espanol. Proyecto Lucdeme : Monografias 26. Instituto Nacional para la Conservacion de la Naturaleza. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion.Madrid, 1997.
- Jarraud M.,** 2005. Le climat et la dégradation des sols, Organisation météorologique mondiale, OMM-N° 989, ISBN 92-63-20989-8 Genève 2 – Suisse.
- Jim P., Eli F., Erin P.,** 2012. Calculating Slope Length Factor (LS) in the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). 9p
- Jones D., Kowalski D., Shaw R.,** 1996. Calculating Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) Estimates on Department of Defense Lands: A Review of RUSLE Factors and.Center for Ecological Management of Military Lands Department of Forest Science, Colorado State University. P 184
- Kanwar J.S.** 1982. Managing soil ressources to meet the challenge to humankind : Presidential address of 12th Int. Congress of Soil Science, New Delhi, India. 8-16 February 1982. Plenary Session paper, 1982. - pp. 1-32.
- Karydas., Key C.H, Benson N.C.,** 2006. Landscape assessment: Sampling and analysis methods: Firemon: Fire effects monitoring and inventory system. General Technical Report. USDA Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Fort Collins CO., RMRS-GTR-164-CD. p172
- Khanchoul K.,** 2006. Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants de l'extrême Nord-est algérien. Thèse de Doctorat d'état, Université d'Annaba, p 296.

- Kinnel Kuo K.T., Sekiyama A., Mihara M.,** 2016. Determining C factor of universal soil loss equation (USLE) based on remote sensing. *International Journal of Environmental and Rural Development*. p72
- Kiss J.J., De Jong E., Rostad H.P.W.,** 1986. An assessment of soil erosion in West-Central Saskatchewan using Cesium-137, *Canadian Journal of Soil Science*, 66, 591-600.
- Jensen J.R., Fang Q., Minhe j.,** 2000. Predictive modelling of coniferous forest age using statistical and artificial neural network approaches applied to remote sensor data. *International Journal of Remote Sensing*, 20 : p2805-2822
- Laouina A., Nafaa R., Chaker M.,** 2000. Gestion des eaux et des terres et dégradation dans les collines de Ksar Kebir, Marpc. *Bull. réseau Erosion*, 19, 18p.
- Lahlou Y.,** 1997. Erosion dans le bassin versant du barrage Sidi Driss : méthodologie d'approche et quantification (cas du sous bassin versant Mhasser). Thèse de DES, Faculté des Sciences de Rabat, 161p.
- Lazzari M., Gioia D., Piccarreta M., Danese M., Lanorte A.,** 2015. Sediment yield and erosion rate estimation in the mountain catchments of the Camastra artificial reservoir (Southern Italy): a comparison between different empirical methods. *Catena*. p323–339.
- Lance J.C., Mc Intyre S.C., Naney J.W., Rousseva S.S.,** 1986. Measurements of sediment movement at low erosion rates using Cesium-137, *Soil Science Society of America Journal*, 50, 1303-1309.
- Lin W.T, Lin C.Y, Chou W.C.,** 2006. Assessment of vegetation recovery and soil erosion at landslides caused by a catastrophic earthquake: a case study in Central Taiwan. *Ecol Eng* 28(1):79–89.
- Livens F.R, Loveland P.J.,** 1998. The influence of soil properties on the properties on the environmental mobility of caesium-137 in Cumbria. *Soil Use Manage*, 4:69-75
- Lufafa A., Tenywa M.M., Isabirye M., Majaliwa M.J.G., Woomer P.L.,** 2003. Prediction of soil erosion in a Lake Victoria basin catchment using a GIS-based universal soil loss model. *Agric Syst*. p883–894
- Longmore M. E., O'leary B. M., Rose C. W., Chandica A. L.,** 1983. Mapping erosion and accumulation with the fallout isotope caesium-137. *Aust. J. Soil Res.* 21, 373-385.
- Martin C.,** 1975. L'érosion des sols sur les roches métamorphiques en milieu méditerranéen provençal. *Rev. Géomorphologie Dynamique*, 24, pp. 49-63.
- Matsuda I.,** 2004. River Morphology and Channel Processes, in *Fresh Surface Water*, [Ed. James C.I. Dooge], in *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, [Section du livre]. - Oxford, UK, Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, [<http://www.eolss.net>].

- Mathieu R., King C., Le Bissonais Y.,** 1993. Contribution de données multitemporelles Spot à l'identification des risques d'érosion. L'exemple des sols limoneux du nord de la France. Cah Orstom Sér Pédologie ; 28 (1) : 81-94.
- Mabit L., Bernard C., Laverdière M. R.,** 2007. Étude de la dégradation des sols par l'érosion hydrique à l'échelle des bassins versants en utilisant la méthode du ¹³⁷Cs : Agrosolution, Vol. 18 : 1 : p. 16.
- Mabit L., Benmansour M., Walling D.E.,** 2008. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides and ⁷Be for assessing soil erosion and sedimentation : Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 99 : pp. 1799–1807.
- Martz L.W., De Jong E.,** 1991. Using Cesium-137 and landform classification to develop net soil erosion budget for small Canadian prairie watershed, Catena, 18, 289-308.
- Martz L.W., De Jong E.,** 1987. Using Cesium-137 to assess the variability of net soil erosion and its association with topography in Canadian prairie landscape, Catena, 14, 439-451.
- Matheron G.,** 1963. Principles of Geostatistics [Revue] // Economic Geol. - 1963. - p. 57.
- Matheron G.,** 1989. Estimating and Choosing [Revue] // Springer-Verlag, Berlin.
- Matheron G.,** 1962. Traité de Géostatistique appliquée. Tome 1 [Revue] // Éditions Technip, Paris, p. 334.
- Mabit L., Bernard Cl., Laverdière M.R., Wicherek S.,** 1998. Spatialisation et cartographie des risques érosifs à l'échelle d'un bassin versant agricole par radioisotopes, Etude et gestion des sols, 5 (3), (1998) 171-180.
- Mazour M.,** 2004. Etude de facteurs de risque de ruissellement et de l'érosion en nappe et conservation de l'eau et du sol dans le bassin versant de l'Isser, Tlemcen, Algérie. - Thèse de Doctorat, Université de Tlemcen. 184p
- Mazour M.,** 1992. Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant d'Isser : Tlemcen, Algérie. Bull. Réseau Erosion 12 : 300-313
- McCool D. K., Foster G. R., Mutchler C. K., Meyer L. D.,** 1989. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation. Trans. ASAE n°32, pp. 1571-1576.
- McHenry, J.R.,** 1968. Use of tracer technique in soil erosion research [Revue] // Trans. ASAE 11. pp. 619-625.
- Meddour R.,** 2010. bioclimatologie, phytogéographie et phytosociologie en algérie exemple des groupements forestiers et preforestiers de la kabylie djurdjurenne .page 44.
- Meddi M.,** 1992. hydro pluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina Algérie. Thèse de Doctorat, Univ Louis pasteur Strasbourg France 1992 ; 390 p.
- Morsli B.,** 2015. Ruissellement et érosion en zone de montagne, analyse des facteurs conditionnels cas des Monts de Beni Chougrane –Algérie. Thèse de Doctorat, Univ. Tlemcen, Algérie, 170p.

- Montgomery J. A., Busacca A.J., Frasier B. E., Mc Cool D. K., 1997.** Evaluating soil movement using caesium-137 and the Revised Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, 61, pp. 571 – 579.
- Moufaddal K., 2002.** Les premiers résultats des parcelles de mesure des pertes en terre dans le bassin versant de oued Nakhla dans le Rif occidental (Nord du Maroc). *Bulletin Réseau Erosion* 21, p. 244-254.
- Musy A., Higy C., 2000.** Hydrologie appliquée, Polycopié HYDRAM, EPFL, Lausanne Nicou R., Ouattara B. et Somé L., 1990 : Effets des techniques d'économie de l'eau à l'parcelle sur les cultures céréalières (sorgho, maïs, mil) au Burkina Faso. *L'agronomie tropicale*, 45 (1) : 43-57.
- MUSY A., 2005.** Cours d'Hydrologie Générale, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL).
- Mutchler C.K., Murphree C.E., McGregor K.C., 1988.** Laboratory and field plots for soil erosion studies. In *Soil erosion research methods* La1 Edit. Soil and Water Conservation Society, Ankeny, Iowa : 9-36.
- Moukhchane M., 1999.** Contribution à l'étude de l'érosion hydrique dans le Rif occidental. Applications des méthodes expérimentales du ¹³⁷Cs et de la susceptibilité magnétique aux bassins versant Nakhla, Elhachef et Smir . Thèse d'état Faculté des Sciences de Tétouan, Maroc, 260p.
- Anderson, D. E. Walling, Bates., IL MANQUE L'ANNEE**(Eds) *Floodplain processes* pp. 399 – 439. New York ; John Wiley and Sons.
- Naimi M., Tayaa M., Ouzizi S., Choukr-Lah R., Kerby M., 2002.** Estimation d ravinement dans le BV du Nakhla, Rif, Maroc. *Bulletin Réseau Erosion* 21, p. 232-243
- Navas A., López-Vicente M., Gaspar L., Palazón L., Quijano L., 2014.** Établissement du budget de sédiments en fonction de traceur pour préserver les zones humides dans les agroécosystèmes de montagne méditerranéenne (NE Espagne). [*Revue*] // *Science of the Total Environment*. pp. 132–143.
- Nearing M.A., Govers G., Norton L.D., 1999.** Variability in soil erosion data from replicated plots. *SSSA J.* 63(6). pp : 1829-1835.
- Nearing M.A., Foster G.R., Lane L.J., Finkner S.C., 1989.** A process-based soil erosion model for USDA-water erosion prediction project technology. *Trans. ASAE* 32. pp : 1587–1593.
- Ouvry J.-F., 1992.** L'évolution de la grande culture et l'érosion des terres dans le Pays de Caux). *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 2:107–113.

- Pennock D. J., Lemmen D.S., De Jong E.,** 1995. Cesium-137 measured erosion rates for soils of five parent-material groups in southern Saskatchewan. *Cvan. Journal of Science*, 75, pp. 205 – 210.
- Pennock D. J., de Jong E.,** 1990. Spatial pattern of soil redistribution in Boroll landscape, Southern Saskatchewan. *Canada. Soil Science*, 150, pp. 867 – 873.
- Poinsot C., Baeyens B., Bradbury M.H.,** 1999. Experimental and modelling studies of caesium sorption on illite. *Geochim Cosmochim Acta*, 63(19-20): 3217-3227.
- Quine T.A., Walling D. E., Chakela Q. K., Mandiringana O. T., Zhang X.,** 1999. Rates and patterns of tillage and water erosion on terraces and contour strips : evidence from caesium-137 measurements. *Catena*, 36, pp. 115 – 142.
- Quine T.A., Desmet. J, Govers. G., Vandaele. K., Walling. D.,** 1994. A comparison of the roles of tillage and water erosion in landform development and sediment export on agricultural land near Leuven. Belgium. In *Variability in stream Erosion and Sediment Transport*. [Livre]. Proceedings of the Canberra Symposium, IAHS Publication. N : 224. IAHS, Wallingford, pp. 77-86.
- Renard F. G.R., Weesies GA., 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). *Agriculture Handbook No.703*. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture Research Service; p. 348
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., Porter J.P.,** 1991. RUSLE : Revised Universal Soil Loss Equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46p.
- Rigol A., Vidal M., Rauret G.,** 2002. An overview of the effect of organic matter on soil radiocaesium interaction: implications in root uptake. *J Environ Radioactiv*, 58(2-3): 191-216.
- Rigol A., Vidal M., Rauret G.,** 2002. An overview of the effect of organic matter on soil radiocaesium interaction: implications in root uptake. *J Environ Radioactiv*, 58(2-3): 191-216.
- Ritchie J.C., Mc Henry J.R.,** 1973. Determination of fallout ¹³⁷Cs and naturally occurring gamma-ray emitters in sediment, *International Journal of Applied Radiation and Isotope*, 24, 575-578
- Ritchie J.C., McHenry J.R.,** 1975. Fallout Cs-137 : A tool in conservation research. *J. Soil Water Conserv. Vol. 30* : pp. 283-286.
- Ritchie J. C., McHenry J. R.,** 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns : a review. *Journal of environmental Quality*, 19 ; pp. 215 – 233.
- Ritchie J. C., Spraberry J. A., Mchenry J. R.,** 1974. Estimating soil erosion from the redistribution of fallout Cs-137. *Soil Science Society of America Proceeding*, 38, pp. 137 – 139.

- Ritchie J. C., McHenry J. R.,** 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 formeasuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterne : areview. *Journal of environmental Quality*, 19 ; pp. 215 – 233.
- Roche M.,** 1963. *Hydrologie de surface* [Livre]. - Paris : Office de la recherche scientifique et technique outre-mer - gauthier - Villars editeur.
- Roche M.,** 1963. *Hydrologie de surface*, Edition Gauthier-Villars, Paris.
- Roche M.,** 1963. *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars Editeur-Paris, 429 p., 204 fig.
- Roose É., Sabir M., Arabi M., Morsli B., Mazour M.,** 2012. Soixante années de recherches en coopération sur l'érosion hydrique et la lutte antiérosive au Maghreb ». *Physio-Géo* - vol VI. 27p.
- Roose 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. Première consultation : décembre 2001.
- Roose E.,** 1984. Érosion et conservation des sols: place de la recherche française en régions tempérées et tropicales. In : *Livre jubilaire du cinquantenaire de l'Association française pour l'étude du sol*. 331-3.
- Roose É., Sabir M., Arabi M., Morsli B., Mazour M.,** 2012. Soixante années de recherches en coopération sur l'érosion hydrique et la lutte antiérosive au Maghreb ». *Physio-Géo* - vol VI. 27p.
- Roose E., Barthes B.,** 2001. Organic matter management for soil conservation and productivity restoration in Africa: a contribution from francophone research. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 61:159-170.
- Roose E., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazour M., Morsli B.,** 1996. Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification de la production agricole Par la GCES : synthèse des campagnes 1984-95 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. *Cah. ORSTOM Pédologie.*, Paris, 28, 2 : 289-308.
- Roose E.,** 1993. Dix sept années de mesure expérimentale de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de base Côte d'Ivoire, *ORSTOM Abidjan*, 125p.
- Ryan J.,** 1982. A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. *Publication del'Université Américaine de Beyrouth*, n° 69, p. 15-38.
- Sadiki A., Saidati B., Jamal A., Faleh A.,** 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*, 2004, n°26, p. 69-79
- Soudi Z., Hamimed A., Donze F.,** 2011. Cartographie du risque de dégradation des terres en région semi-aride. Cas des Monts de Beni-Chougrane dans le Tell occidental algérien. *Geo-Eco-Trop* 18 (1), 85-102.

- Schum M.**, 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badland at Perth Amboy, New Jersey. : Bulletin of Geological Society of America, 67, 597-646.
- Shimada Y., Morisawa S., Inoue Y.**, 1994. A numerical model for the analysis and evaluation of global ¹³⁷Cs fallout, Health Physics, 70, 171-179.
- Sinniger R., J.L., Boillat G., De Cesare, Beyer N. (eds.)**, 1996. Ruissellement et érosion de surface. Comptes-rendus du séminaire du 24 octobre à l'EPFL, Rapport LCH, 19 p.
- Stour S., Agoumi A., Snoussi M.**, 2002. Changements climatiques et Elévation du Niveau de la Mer» Revue Marocaine de Génie Civil N97 2002.
- Scherr S.J., Yadav S.**, 1996. Land Degradation in the Developing World: Implications for Food, Agriculture, and the Environment to 2020. Food, Agriculture, and the Environment Discussion Paper 14, FAO.
- Smith F.B., Clark M.J.**, 1986. Radionuclide deposition from the Chernobyl cloud, Nature, 322, 690-691.
- Staunton S.**, 1994. Adsorption of radiocaesium on various soils: interpretation and consequences of the effect of soil: solution ratio and solution composition on the distribution coefficient. Eur J Soil Sci,45: 409-418.
- Sogon S.**, 1999. Erosion des sols cultivés et transport des matières en suspension dans un bassin versant de Brie. Application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques. Thèse Univ. Paris 1.
- Taabni M.**, 1998. Aménagement, lutte contre l'érosion des terres et pratiques paysannes dans les montagnes telliennes du nord ouest algérien. BRE 18. : 348 - 363.
- Thornes J.B., 1995.** Mediterranean desertification and the vegetation cover. In: Fantechi R.
- Touaibia B., 2000.** Erosion - Transport Solide - Envasement de barrage. Cas du bassin versant de l'Oued Mina dans la Wilaya de Relizane. Thèse de Doctorat d'Etat. Ecole Nationale Supérieure des Sciences Agronomiques (Ex : INA). El-harrach. Alger. 200p.
- 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 pour obtenir le grade de Docteur De L'école Nationale Supérieure D'hydraulique.
- Toy J.T., Foster R.G., 1998.** Guidelines for the use of the revised universal soil loss equation (RUSLE).
- Turekian K.K., Y. Nozaki., L.K. Benninger., 1977.** Geochemistry IAHS Publ. 215:329-338.
- Tribak A.**, 1988. L'érosion du Préfif oriental : contribution à l'étude de la dynamique actuelle dans quelques bassins préfifains au nord de Taza (Maroc). Thèse de l'université Joseph- Fourier (Grenoble 1), 258 p.

- Van der Knijff J., Jones R.J.A., Montanarella L.,** 2002. Soil erosion risk assessment in Italy. In: Rubio JL, Morgan RPC, Asins S, Andreu V, editors. Proceedings of the third international congress man and soil at the third millennium. Logrono (Spain): Geoforma Ediciones; p. 1903–1913
- Vatandaşlar C., Yavuz M.,** 2017. Modeling cover management factor of RUSLE using very high-resolution satellite imagery in a semiarid watershed. *Environ Earth Sci.* 76(2):267.
- Verger P., Bard D., Chesser R., Baker R., Crie H.,** 1996. Dix ans après Tchernobyl, La Recherche, 286, 28–33.
- Wahlstrom E., Loague K., Kyriakidis P.,** 1999. Insular Scale Hydrologic Response Kaho'olawe, Hawaii. Hydrologic response : Kaho'olawe, Hawaii. *Journal of Environmental. Quality*, vol, 28. pp : 481-492.
- Walling D.E., He Q.,** 1997. Models for converting ¹³⁷Cs measurements to estimates of soil redistribution rates on cultivated and uncultivated soils (including software for model implementation) - UK : Report to IAEA, University of dexter.
- Walling D.E.,** 1988. Erosion and sediment yield research some recent perspectives, *Journal of Hydrology*, 100, 113-141.
- Walling D.E.,** 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.*655. - 1983. - pp. 209-237.
- Walling D.E., J.C. Woodward. , Nicholas A.P.,** 2003. A multidioact. 37:127–142. parameter approach to fingerprinting suspended sediment sources.

- Wang X., Dong W., Li Z., Du J., Tao Z.,** 2000. Sorption and desorption of radiocesium on red earth and its solid components: relative contribution and hysteresis. *Appl Radiat Isotopes*, 52(4): 813-819.
- Wallbrink P.J., Murray A.S.,** 1993. Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes, *Hydrological Processes*, 7, 297–304.
- Walling D.E.** 1982. Physical hydrology, *Progress in Physical Geography*, 6, 122-133.
- Wall G.J., D.R. Coote, E.A., Pringle, Shelton I.J. (éditeurs),** 2002. RUSLE-CAN Équation universelle révisée des pertes de sol pour application au Canada. Manuel pour l'évaluation des pertes de sol causées par l'érosion hydrique au Canada. Direction générale de la recherche, Agriculture et Agroalimentaire Canada, No de contribution AAC2244F, 117 p.
- Walling D. E., He Q.,** 1999a. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium- 137 measurement. *Journal of Environment Quality*, 28, 611 – 622.
- Walling D. E., He Q., Nicholas A. P.,** 1996. Floodplain as suspended sediment sinks. In
- Walling D. E., He Q.,** 1999. Improved models for estimating soil erosion rates fromcesium-137 measurement. *Journal of Environment Quality*, 28, 611 – 622.
- Walling D. E.,Quine T. A.,** 1993. Use of caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation : Handbook of the application of the caesium-137 technique. Exeter : UK Overseas Development Administration, Department of Geography. Univrsity of Exeter.
- Wallbrink P. J., Olley J. M., Murray A. S.,** 1994. Measuring soil movement using 137Cs :implications of reference site variability. In L. J. Olive R. J. Loughran et J. A. Kesby (Eds) *Variability in stream erosion and sediment transport IAHS publication* ,224, pp. 95 – 102. Wallingford : IAHS Press.
- Wackernagel H.,** 2003. *Multivariate Geostatistics, An Introduction with Applications*, Springer-Verlag, Berlin. Vol. 3. - p. 387.
- Walling D. E., Quine T. A.,** 1990). Calibration of 137Cs measurements to provide quantitative rate data. *Land Degradation and Rehabilitation*, 2, pp. 161 – 175
- Wischmeier W. H.,** 1974. New developments in estimating water erosion. 29e MeetingSoil Cons. Soc. Amer. Syracuse, New York, 179–186
- Wischmeier W. H., Smith D. D.,** 1958. Rainfall enegy and ist relationship tosoil loss. *Trans. AGU* 39, pp285-291.
- Williams J.R.,** 1975. Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources*, ARS-S-40, US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, pp. 244-252.
- Wise S.W.,** 1980. Caesium-137 and lead-210: a review of the technique and application to geomorphology, pp. 109-127. In: R.A. Cullingford, D.A. Davidson, and J. Lewin (eds.), *Timescales in geomorphology*, Wiley, London.

Zhang X., Higgitt D. L., Walling D. E., 1990. A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrological Sciences Journal*, n° 35, pp. 267-276.