

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE
FACULTE DE GENIE CIVIL
LABORATOIRE LEGHYD



THESE DE DOCTORAT EN SCIENCES

Présentée pour l'obtention du grade de DOCTEUR

En GENIE CIVIL

Spécialité : Hydraulique

Par:

MOUSSOUNI Abderzak

THEME

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'EFFETS DES
CARACTERISTIQUES DE LA PLUIE ET LES
PARAMETRES HYDRAULIQUES DE RUISSELLEMENT
SUR LES CARACTERISTIQUES DU SOL**

Soutenue publiquement, le 05/12/2019, devant le jury composé de:

M ^r SAFRI Abdelhamid	Professeur	à L'USTHB	Président
M ^r BOUHADEF Malek	Professeur	à L'USTHB	Directeur de thèse
M ^r BERMAD Abdelmalek	Professeur	à L'ENP	Examineur
M ^r LEFKIR Abdelouahab	Maître de Conférences. A	à L'ENSTP	Examineur
M ^r MOUZAI Liatim	Professeur	à L'USTHB	Invité

Remerciements

Avant tout, je remercie le bon Dieu qui a illuminé mon chemin et qui m'a donné le courage et la patience pour élaborer ce modeste travail.

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma profonde gratitude et mes vifs remerciements au directeur de thèse monsieur Malek Bouhadeb; professeur à l'USTHB, et monsieur Mouzai Liatim; professeur à l'USTHB, pour avoir contribué à l'élaboration de ce travail et pour leurs prestigieux conseils et leurs entière disponibilité.

Mes vifs remerciements vont à monsieur Safri Abdelhamid, Professeur à l'USTHB, d'avoir accepté d'honorer la présidence du jury.

Je remercie vivement monsieur Lefkir Abdelouahab; maitre de conférences à l'ENSTP et monsieur Bermad Abdelmalek; professeur à l'ENP d'avoir accepté d'examiner ce modeste travail et d'apporter leurs remarques enrichissantes.

Je tiens également à exprimer et à témoigner ma reconnaissance pour tous les membres du laboratoire LEGHYD de l'USTHB pour avoir participé au montage du dispositif expérimental.

Que mes proches trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour leur soutien sans faille et leur grande patience, ainsi que la sollicitation de leur indulgence (ma famille en particulier) pour tout le temps que je n'ai pu leur consacrer et qui leur a été dérobé par le présent travail.

Un grand merci à tous mes amis et mes collègues, pour leurs soutiens à mon égard. Et en particulier Maaliou Aziz qui a contribué à la réalisation de mes expériences en laboratoire.

Il se peut que j'aie oublié quelques personnes qui m'ont aidé tout au long de ce travail. Qu'ils retrouvent ici mes meilleures reconnaissances et mes sincères et profondes excuses.

ملخص

يمثل هذا العمل دراسة لتأثيرات خصائص هطول الأمطار ومعايير الجريان الهيدروليكي على خصائص التربة. المعلمات التآكلية لهطول الأمطار مثل شدة هطول الأمطار ، والطاقة الحركية لقطرات المطر ، والقوة التآكلية ومعلمات الجريان السطحي والجريان السطحي ، مثل سرعة التدفق ، وعمق التدفق ، تمت دراسة التدفق ، النظام ، قوة التدفق وخصائص التربة مثل الملمس ، التركيب ، المنحدر ، قابلية التعرية وتركيز الرواسب. لتنفيذ هذا العمل ، أجريت دراسة تجريبية في مخبر باستخدام جهاز محاكاة المطر. تم تأسيس العلاقات المختلفة بين المعلمات التآكلية مثل شدة هطول الأمطار والطاقة الحركية لقطرات المطر وقوة التآكل برقم رينولدز ورقم فرود وقوة التدفق والتركيز. في الرواسب. هذا سمح لنا أن نفهم بشكل أفضل سلوك خصائص الجريان السطحي وتركيز الرواسب كدالة لهذه المعلمات التآكل

Résumé

Le présent travail représente une étude des effets des caractéristiques de la pluie et des paramètres hydrauliques du ruissellement sur les caractéristiques du sol. Les paramètres érosifs de la pluie tels que l'intensité de pluie, l'énergie cinétique des gouttes de pluie, la force érosive et la puissance érosive et les paramètres de ruissellement tels que la vitesse d'écoulement, la profondeur d'écoulement, le débit, le régime, la puissance de l'écoulement et pour les caractéristiques du sol tels que texture, structure, pente, érodibilité et la concentration en sédiments ont fait l'objet de cette étude. Pour mener à bien ce travail une étude expérimentale a été réalisée au niveau du laboratoire LEGHYD à l'aide d'un simulateur de pluie. On a établi les différentes relations reliant les paramètres érosifs, tels que l'intensité de la pluie, l'énergie cinétique des gouttes de pluie et la puissance érosive avec le nombre de Reynolds, le nombre de Froude, la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments. Cela nous a permis de mieux comprendre le comportement de ces caractéristiques de ruissellement et la concentration en sédiment en fonction de ces paramètres érosifs.

Mots clés : Simulateur de pluie, Intensité de pluie, Indice d'érosivité, Concentration en sédiment, régime d'écoulement.

Abstract

The purpose of this work is to study in the laboratory the effects of rainfall and runoff on soil erosion. The two characteristic parameters of runoff and soil erosion were studied, such as flow velocity, flow depth, flow of mixture, stream power for surface runoff, and characteristics of soil surface erosion, such as surface roughness and sediment concentration. The study is carried out at the LEGHYD laboratory on a rainfall simulator. The relationships between the different parameters such as erosive rainfall intensity, kinetic energy of raindrops and the erosive power with the Reynolds number, Froude number, power flow and sediments concentration was established. This allowed us to better see the behavior of these characteristics of runoff and sediment concentration as a function of these parameters erosive.

Keywords : Rainfall simulator, Rainfall intensity, Rainfall power, Shear stress, Sediments concentration, soil erodibility.

SOMMAIRE

Introduction générale	1
Chapitre I Processus et formes de l'érosion hydrique du sol	
I.1. Introduction	5
I.2. Définition	5
I.3. Processus de l'érosion	5
I.3.1. Splash	6
I.3.1.1. Mécanisme de désagrégation	8
I.3.1.2. Croûte de battance	11
I.3.2. Ruissellement	12
I.3.3. Sédimentation (dépôt)	12
I.4. Formes d'érosion	13
I.4.1. Erosion en nappe	13
I.4.2. Erosion linéaire	14
I.4.2.1. Erosion en rigoles	14
I.4.2.2. Erosion en ravines	15
I.4.2.3. Erosion en ravins	17
I.4.3. Erosion en masse	17
I.5. Facteurs de l'érosion hydrique	17
I.5.1. Climat	17
I.5.2. Topographique	19
I.5.3. Sol	20
I.5.4. Couvert végétal	20
I.5.6. Facteur humain	21
I.6. Conclusion	21
Chapitre II Paramètres érosifs de la pluie	
II.1. Introduction	22
II.2. Intensité de pluie	22
II.3. Hauteur de pluie	25
II.4. Diamètre des gouttes de pluie	26
II.5. Vitesse de chute des gouttes de pluie	30
II.6. Energie cinétique des gouttes de pluie	35
II.6.1. Relation entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie et l'intensité de	36

pluie	
II.6.2. Formule utilisant la distribution de la taille complète des gouttes	39
II.6.2.1. Formule utilisant D_{50}	39
II.6.3. Relation entre l'énergie cinétique et la hauteur de pluie	40
II.7. Puissance érosive de la pluie	40
II.8. Force érosive de la pluie	42
II.9. Conclusion	43

Chapitre III Paramètres hydrauliques de ruissellement

III.1. Introduction	44
III.2 Vitesse moyenne de l'écoulement	45
III.3 Profondeur de l'écoulement	51
III.4. Contrainte de cisaillement	52
III.5 Puissance de ruissellement	54
III.6. Coefficient de frottement	56
III.6.1. Coefficient de rugosité	56
III.6.2. Coefficient de Darcy-Weisbach	58
III.7. Régime d'écoulement	58
III.7.1. Nombre de Reynolds	58
III.7.2. Nombre de Froude	60
III.8 Conclusion	60

Chapitre IV Caractéristiques du sol

IV.1. Introduction	61
IV.2. Texture	61
IV.3. Structure	62
IV.3. Matière organique du sol	63
IV.4. Érodibilité du sol	64
IV.4.1. Présentation su modèle WEP	65
IV.5. Concentration en sédiments	67
IV.6. Conclusion	68

Chapitre V Procédure expérimentale

V.1. Introduction	69
V.2 Description de l'appareil	69
V.3. Composition du simulateur	70
V.4. Bac du sol	74
V.5. Procédure expérimentale	75
V.5.1. Mesure de l'intensité de pluie	75
V.5.2. Sol	77
V.5.3. Préparation du sol	77
V.6. Mesure du débit et de la concentration en sédiments	77
V.7. Vitesse de ruissellement	78
V.8. Profondeur d'écoulement	79
V.9. Energie cinétique de la goutte de pluie	79
V.9.1. Mesure du diamètre médian des gouttes de pluie	79
V.9.1.1. Méthode des taches	80
V.10. Conclusion	81

Chapitre VI Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

VI.1 Introduction	82
VI.2 Relation entre les paramètres érosifs de la pluie	82
VI.2.1 Relation entre l'intensité de pluie et le diamètre médian des gouttes de pluie	82
VI.2.2 Relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique des gouttes de pluie	84
VI.2.3 Relation entre l'intensité de pluie et la puissance érosive	85
VI.2.4 Relation entre l'intensité de pluie et la force érosive de la pluie	86
VI.3. L'effet des paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol	87
VI.3.1. L'effet de l'intensité de pluie sur l'érodibilité du sol	87
VI.3.2. L'effet de diamètre médian des gouttes de pluie sur l'érodibilité du sol	89
VI.3.3. L'effet de la force érosive de la pluie sur l'érodibilité du sol	91
VI.3.4 L'effet de la puissance érosive de la pluie sur l'érodibilité du sol	93
VI.3.5. L'effet de l'intensité de pluie sur la concentration en sédiments	94
VI.3.6. L'effet de la force érosive de la pluie sur la concentration en	96

sédiments	
VI.3.7. L'effet de la puissance érosive de la pluie sur la concentration en sédiments	98
VI.4. Conclusion	100

Chapitre VII Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.1 Introduction	101
VII.2 Relation entre les paramètres hydrauliques de ruissellement	101
VII.2.1. Relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy-Weisbach	101
VII.2.2. Relation entre le nombre de Reynolds et le rapport n/h	104
VII.2.3. Relation entre le nombre de Froude et le rapport n/h	105
VII.2.4. Relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport n/h	106
VII.2.5. Relation entre la puissance de l'écoulement et le rapport n/h	108
VII.3. L'effet des paramètres de la pluie sur les paramètres de ruissellement	110
VII.3.1 L'effet de l'intensité de pluie sur la vitesse de ruissellement	110
VII.3.2. L'effet de l'intensité de pluie sur la profondeur de ruissellement	112
VII.3.3. L'effet de l'intensité de pluie sur le nombre de Froude	113
VII.3.4. L'effet de l'intensité de pluie sur le nombre de Reynolds	114
VII.3.5. L'effet de l'intensité de pluie I sur le coefficient de Darcy Weisbach f	116
VII.3.6. L'effet de l'intensité de pluie I sur le coefficient de Manning n	117
VII.4. L'effet des paramètres de ruissellement sur les caractéristiques du sol	121
VII.4.1. L'effet des paramètres de ruissellement sur l'érodibilité du sol	121
VII.4.1.1. L'effet de la contrainte de cisaillement sur l'érodibilité du sol	121
VII.4.1.2. L'effet de la vitesse moyenne de l'écoulement sur l'érodibilité du sol	124
VII.4.1.3. L'effet de la profondeur de l'écoulement sur l'érodibilité du sol	126
VII.4.2. L'effet des paramètres hydrauliques de ruissellement sur la concentration en sédiments	128
VII.4.2.1 L'effet de la vitesse moyenne de l'écoulement sur la concentration en sédiments	128

VII.4.2.2. L'effet de la Profondeur de l'écoulement sur la concentration en sédiments	130
VII.4.2.3. L'effet de la puissance de l'écoulement sur la concentration en sédiments	133
VII.4.3. Relation entre les paramètres hydrauliques de ruissellement et le taux d'érosion	134
VII.4.3.1. L'effet de nombre de Reynolds sur le taux d'érosion	134
VII.4.3.2. Relation entre le nombre de Froude et le taux d'érosion	137
VII.4.3.3. Relation entre le rapport n/h et le taux d'érosion	139
VII.5. L'effet de pente de sol sur le taux d'érosion	141
VII.6 Modèle d'érosion en nappe (Sheet Erosion)	143
VII.6.1 Equation du modèle	144
VII.7. Conclusion	145
Conclusion générale	147
Références bibliographiques	150

LISTE DES FIGURES

Figure I.1. Processus de l'érosion hydrique	6
Figure I.2. Détachement et rejaillissement des particules de sol sous l'impact des gouttes de pluie.	7
Figure I.3. Mécanisme de désagrégation des mottes.	9
Figure I.4. Désagrégation par compression de l'air piégé.	10
Figure I.5. Distribution des formes d'érosion sur un bassin.	13
Figure I.6. Ravine en V sur matériaux homogènes.	15
Figure I.7. Ravine en U sur matériaux hétérogènes	16
Figure I.8. Ravine en tunnel sur argile gonflante, gypse et matière solubles.	16
Figure II.1. Relation entre taux d'érosion et l'intensité de pluie.	24
Figure II.2. Relation entre la concentration en sédiment et l'intensité de pluie.	24
Figure II.3. Relation entre la vitesse terminale et le diamètre des gouttes de pluie (<i>van Boxel, 1997</i>).	30
Figure II.4. Relation logarithmique entre la vitesse et le diamètre des gouttes de pluie.	31
Figure II.5. Vitesse de chute en fonction de diamètre des gouttes de pluie	33
Figure II.6. Relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique de pluie	38
Figure III.1. Principales variables du ruissellement d'après Julien et Simons .	45
Figure III.2. Profil de vitesse d'un écoulement laminaire	47
Figure III.3. Relation entre la vitesse de l'écoulement en rigole en fonction de débit en surface avec une variation de taux de roche.	48
Figure III.4. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement en fonction de débit d'écoulement.	49
Figure III.5. Relation entre le taux de sédiments et la vitesse d'écoulement.	49
Figure III.6. Relation entre la capacité de transport des sédiments mesurés et le débit unitaire pour différentes pente.	50
Figure III.7. Relation entre la capacité de transport mesurée et la vitesse moyenne de l'écoulement pour différente pente.	50
Figure V.1. Simulateur de pluie (vue a)	72
Figure V.2. Simulateur de pluie (vue b)	73
Figure VI.1 Diamètre médian des gouttes en fonction de l'intensité de pluie	82
Figure VI.2 Relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique de la pluie	85

Figure VI.3 Relation entre la puissance érosive et l'intensité de pluie	86
Figure VI.4. Relation entre la force érosive et l'intensité de pluie	87
Figure VI.5. Relation entre l'intensité de pluie et l'érodibilité d'un sol limoneux	87
Figure VI.6. Relation entre l'intensité de pluie et l'érodibilité d'un sol sablonneux	88
Figure VI.7. Relation entre l'érodibilité du sol et le diamètre médian des gouttes de pluie d'un sol limoneux	89
Figure VI.8. Relation entre l'érodibilité du sol et le diamètre médian des gouttes de pluie d'un sol sableux	90
Figure VI.9. Relation entre la force érosive de la pluie et l'érodibilité d'un sol limoneux	91
Figure VI.10. Relation entre la force érosive de la pluie et l'érodibilité d'un sol sablonneux.	91
Figure VI.11. Relation entre la puissance érosive de la pluie et l'érodibilité du sol d'un sol limoneux.	93
Figure VI.12. Relation entre la puissance érosive de la pluie et l'érodibilité du sol d'un sol sablonneux.	94
Figure VI.13. Relation entre l'intensité de pluie et la concentration en sédiments d'un sol limoneux	95
Figure VI.14. Relation entre l'intensité de pluie et la concentration en sédiments d'un sol Sablonneux	95
Figure VI.15. Relation entre la force érosive de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol limoneux	97
Figure VI.16. Relation entre la force érosive de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux	97
Figure VI.17. Relation entre puissance de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.	98
Figure VI.18. Relation entre la puissance de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux	98
Figure VII.1 Relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol limoneux	101
Figure VII.2. Relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol Sablonneux.	102
Figure VII.3 Relation entre Re et n/h d'un sol limoneux.	104
Figure VII.4. Relation entre Re et n/h d'un sol sablonneux	104
Figure VII.5 Relation entre le nombre de Froude et le rapport entre n/h d'un sol	105

limoneux	
Figure VII.6 Relation entre le nombre de Froude et le rapport entre n/h d'un sol sablonneux	106
Figure VII.7. Relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport entre n/h d'un sol limoneux.	107
Figure VII.8. Relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport entre n/h d'un sol sablonneux.	107
Figure VII.9. Relation entre la puissance de l'écoulement et le rapport entre n/h d'un sol limoneux.	108
Figure VII.10. Relation entre la puissance de l'écoulement et le rapport entre n/h d'un sol Sablonneux	108
Figure VII.11. Relation entre l'intensité de pluie sur la vitesse moyenne de ruissellement d'un sol limoneux.	111
Figure VII.12. Relation entre l'intensité de pluie sur la vitesse moyenne de ruissellement d'un sol sablonneux	111
Figure VII.13. Relation entre l'intensité de pluie sur la profondeur de ruissellement d'un sol limoneux	112
Figure VII.14. Relation entre l'intensité de pluie sur la profondeur de ruissellement d'un sol sablonneux	112
Figure VII.15. Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Froude d'un sol limoneux	113
Figure VII.16. Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Froude d'un sol sablonneux	114
Figure VII.17 Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Reynolds d'un sol limoneux	115
Figure VII.18 Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Reynolds d'un sol sablonneux.	115
Figure VII.19. Relation entre l'intensité de pluie sur le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol limoneux	119
Figure VII.20 Relation entre l'intensité de pluie et le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol sablonneux	116
Figure VII.21. Relation entre l'intensité de pluie sur le coefficient de Manning d'un sol limoneux	117

Figure VII.22. Relation entre l'intensité de pluie sur le coefficient de Manning d'un sol Sablonneux	117
Figure VII.23. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 3%.	121
Figure VII.24. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 4%.	122
Figure VII.25. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 5%.	122
Figure VII.26. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 7%.	122
Figure VII.27. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol limoneux	125
Figure VII.28. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol Sablonneux.	125
Figure VII.29. Relation entre la profondeur de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol limoneux.	127
Figure VII.30. Relation entre la profondeur de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol Sablonneux	127
Figure VII.31 Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.	129
Figure VII.32. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux.	129
Figure VII.33. Relation entre la profondeur de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.	130
Figure VII.34. Relation entre la profondeur de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux	131
Figure VII.35. Relation entre la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol limoneux	133
Figure VII.36. Relation entre la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux.	133
Figure VII.37. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Reynolds d'un sol limoneux.	135
Figure VII.38. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Reynolds d'un sol	135

sablonneux.

Figure VII.39. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Froude d'un sol limoneux. 137

Figure VII.40. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Froude d'un sol sablonneux. 137

Figure VII.41 Relation entre le taux d'érosion et le rapport n/h d'un sol limoneux. 139

Figure VII.42. Relation entre le taux d'érosion et le rapport n/h d'un sol sablonneux. 139

Figure VII.43. Effet de la pente de sol sur le taux d'érosion d'un sol limoneux. 141

Figure VII.44. Effet de la pente de sol sur le taux d'érosion d'un sol sablonneux. 141

LISTE DES PHOTOS

Photo V.1. Simulateur de pluie EID340 71

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 Principales caractéristiques des différents mécanismes de désagrégation.	9
Tableau II.1. Modèles appliqués pour prévoir le taux d'érosion en nappe (Wu et al., 2017b).	25
Tableau II.2. Relation entre le détachement par splash et les paramètres érosifs de la pluie.	28
Tableau II.3. Les coefficients a et b de l'équation II.1 publiés par les chercheurs.	29
Tableau II.4. Relation entre le diamètre des gouttes de pluie et l'intensité de pluie	30
Tableau II.5. Relations de la vitesse de chute des gouttes de pluie.	33
Tableau II.6. Relation entre la vitesse de chute et le diamètre des gouttes de pluie	34
Tableau II.7. Vitesse terminale et énergie cinétique des gouttes de pluie de divers rayons.	35
Tableau II.8. Relation entre l'énergie cinétique ($KE, J m^{-2} mm^{-1}$) et l'intensité des pluies ($I, mm h^{-1}$) pour différents pays.	38
Tableau II.9. Relation entre l'énergie cinétique ($KE, MJ ha mm^{-1}$) et l'intensité des pluies ($I, mm h^{-1}$).	40
Tableau II.10. Valeurs des paramètres N_0 et λ pour divers type de pluie.	42
Tableau V.1. Représentation des intensités de pluie et les coefficients d'uniformité.	76
Tableau V.2. Analyses physiques des sols utilisés	77
Tableau VI.1 Caractéristiques de pluie pour différentes intensités.	82
Tableau VI.2. Comparaison des erreurs calculées	84
Tableau VI.3. Fonctions et coefficients de détermination du sol limoneux et sablonneux	88
Tableau VI.4 Fonctions et coefficients de corrélation de l'érodibilité du sol et le diamètre médian des gouttes de pluie.	90
Tableau VI.5. Fonctions et coefficients de corrélation de l'érodibilité du sol en fonction de la force érosive des gouttes de pluie	91
Tableau VI.6. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la puissance érosive de la pluie.	94

Tableau VI.7. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la force érosive des gouttes de pluie.	95
Tableau VI.8. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la force érosive des gouttes de pluie.	97
Tableau VI.9. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la puissance érosive de la pluie.	99
VII.1 Fonction et coefficient de détermination de nombre de Reynolds et du coefficient de Darcy Weisbach.	102
Tableau VII.2. Fonction et coefficient de détermination de nombre de Reynolds et du rapport n/h	104
Tableau VII.3. Fonction et coefficient de détermination entre Fr et n/h	106
Tableau VII.4. Fonction et coefficient de détermination entre τ et n/h	107
Tableau VII.5. Fonction et coefficient de détermination entre Ω et n/h	108
Tableau VII.6. Fonction et coefficient de détermination entre I et U_m	111
Tableau VII.7. Fonction et coefficient de détermination entre l'intensité I et la profondeur h .	112
Tableau VII.8. Fonction et coefficient de détermination entre I et Fr .	114
Tableau VII.9. Fonction et coefficient de détermination entre I et Re .	115
Tableau VII.10. Fonction et coefficient de détermination entre I et f .	116
Tableau VII.11. Fonction et coefficient de détermination entre I et n .	117
Tableau VII.12. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la contrainte de cisaillement.	122
Tableau VII.13. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.	125
Tableau VII.14. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.	127
Tableau VII.15. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.	130
Tableau VII.16. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.	113
Tableau VII.17. Fonctions et coefficients de détermination de la	134

concentration en sédiments en fonction de la puissance de l'écoulement.	
Tableau VII.18. Fonctions et coefficients de détermination du taux d'érosion et le nombre de Reynolds.	136
Tableau VII.19. Fonctions et coefficients de détermination du taux d'érosion et le nombre de Froude.	138
Tableau VII.20. Fonctions et coefficients de détermination du taux d'érosion et le rapport n/h .	120
Tableau VII.21. Fonctions et coefficients de détermination entre la pente et le taux d'érosion.	140
Tableau VII.22. Modèle d'érosion en nappe	145

LISTE DES SYMBOLES

Symbole	Signification	Unité
A	surface	m ²
b	Largeur de la section mouillée	m
Cd	Coefficient de résistance à l'entraînement.	
Cs	Concentration en sédiments	kg m ⁻³
Cu	Coefficient d'uniformité de Christiansen	
d	diamètre des gouttes de pluie	mm
D ₅₀	Diamètre médian des gouttes de pluie	mm
Ds	Poids total de l'érosion par splash	g
D _t	Diamètre des taches des gouttes de pluie	mm
Di	Taux d'érosion interrigole	t ha ⁻¹ an ⁻¹
F	Force érosive de la pluie	Kg s m ⁻²
Fr	Nombre de Froude	
f	Coefficient de Darcy-Weisbach	
g	Accélération de pesanteur	m s ⁻²
H	Hauteur des pluies	mm
Hm	Hauteur moyenne des pluies	mm
h	Profondeur de l'écoulement	m
I	Intensité de pluie	mm h ⁻¹
K	Erodibilité du sol	kg m ⁻⁴ s
KE*		J m ⁻² mm ⁻¹
KE	Energie cinétique des pluies	J m ⁻² mm ⁻¹
KE ₀	Energie cinétique critique des précipitations	J m ⁻² mm ⁻¹
L	Longueur de la surface érodée	m
m	masse des gouttes	kg
N	Nombre de mesures	
n	Coefficient de rugosité de Manning	
PE	Puissance érosive de la pluie	W m ⁻²
p	Périmètre mouillé	m
Q	Débit unitaire de l'écoulement	m ⁻³ s ⁻¹
qe	Débit unitaire d'écoulement	m ² s ⁻¹
qmél	Débit de mélange eau sédiment par unité de largeur	m ² s ⁻¹
qs	Débit volumique unitaire solide	kg m ⁻¹ s ⁻¹
Re	Nombre de Reynolds	
S	Gradient de pente	m m ⁻¹
Sf	Facteur de pente.	
t	Durée de l'avers	s
Um	Vitesse moyenne de l'écoulement	m s ⁻¹
Us	Vitesse de l'écoulement à la surface libre	m s ⁻¹

V	Vitesse de chute des gouttes de pluie	m s^{-1}
Vt	Vitesse terminale des gouttes de pluie	m s^{-1}
X	Longueur de ruissellement	m
Z	Epaisseur de la lame d'eau	m
θ	angle de la pente en degré	°
ν	viscosité cinématique de l'eau claire	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
ρ_w	Densité volumique de l'eau	kg m^{-3}
ρ_a	Densité volumique de l'air	kg m^{-3}
$\rho_{\text{mél}}$	masse volumique du mélange eau sédiments	kg m^{-3}
τ	Contrainte de cisaillement du sol	kPa
Ω	Puissance de l'écoulement	
Ω_u	Puissance unitaire de l'écoulement	m s^{-1}
Ω_{eff}	est la puissance effective de l'écoulement	$\text{N}^{1.5} \text{s}^{-1.5} \text{m}^{-2.17}$

Introduction générale

L'érosion hydrique est l'une des causes essentielles de la dégradation des sols agricoles mondiaux (Mabit *et al.*, 1998). La zone méditerranéenne a la réputation d'être sujet à des risques érosifs très élevés (Hudson, 1987). Les enjeux liés au phénomène érosif sont essentiellement perçus à deux niveaux : en amont, où l'érosion se traduit par la dégradation des sols et l'amenuisement de la productivité des terres, et, en aval, où l'érosion provoque l'envasement et la destruction des infrastructures. En Algérie, le problème de la dégradation de l'eau et du sol demeure une préoccupation majeure. Pour Touaibia (1999), l'érosion spécifique moyenne annuelle en Algérie varie entre 2000 à 4000 t/km². L'Algérie est classée parmi les pays aux sols les plus érodibles du monde (Touaibia, 2010). Environ 6 millions d'hectares sont exposés aujourd'hui à l'érosion active et en moyenne 120 millions de tonnes de sédiments sont emportés annuellement par les eaux (Heddadj, 1997). Meguenni et Reminni (2008) ont signalé que l'Algérie dispose de 120 petits et grands barrages en exploitation, d'une capacité de 7 milliards de m³ d'eau, avec un volume régularisé de 3 milliards de m³ par année. Un cumul de vase d'environ un milliard de m³ s'est déposée au fond de ces barrages. Ces valeurs élevées ne sont que la conséquence de la dégradation de l'ensemble des bassins versants de l'Algérie du nord. Ils ont cité aussi que le transport solide en Algérie enregistre les valeurs les plus élevées de la planète. Les quantités de terres transportées en suspension, susceptibles de se déposer dans le littoral méditerranéen des côtes algériennes, sont estimées à 47 millions tonnes par an (Probst *et al.*, 1992). La subsistance des populations est de plus en plus menacée par l'accélération de l'érosion (Sari, 1977). L'érosion continue de poser de sérieux problèmes aux collectivités locales et aux populations rurales : dégradation des terres, envasement des barrages, destructions d'infrastructures, inondations et diminution de l'épaisseur de la fertilité de la couche arable dont la gravité dépend de la vitesse d'érosion et de l'épaisseur du sol. C'est devenu un phénomène très répandu et tellement grave qu'on peut le médiatiser de catastrophe (Morsli *et al.*, 2012) La maîtrise de l'érosion est devenue donc un enjeu prioritaire.

L'analyse de ces valeurs et les déclarations faites par les différents chercheurs sur le phénomène d'érosion et les efforts fournis s'attachent surtout à l'érosion en ravines. Par contre, l'érosion en nappe reste inconnue et négligée par la plupart des chercheurs. Bien que l'érosion hydrique ait été étudiée pendant de longues années en Algérie, cela n'a pas empêché le fait que beaucoup de choses restent inconnues, les

problèmes déterminants de l'érosion étant multiples. Malgré ces travaux de recherche, l'Algérie se caractérise encore par la faiblesse de sa connaissance sur l'érodibilité des sols. Cela nous amène à réagir et à intervenir, et ce par l'étude du processus de l'érosion en nappe avec l'effet de l'impact des gouttes de pluie.

Pour étudier ce phénomène, une investigation expérimentale est menée au laboratoire pour mieux comprendre le mécanisme de l'érosion en nappe et les principaux paramètres responsables de ce phénomène, à savoir les paramètres d'érosivité de la pluie, de ruissellement et les caractéristiques du sol.

L'érosion en nappe a été définie en tant que processus de détachement et de transport de particules de sol par les agents érosifs (Ellison 1944, 1947a, b, c). C'est l'énergie des gouttes de pluie appliquée à toute la surface du sol ; le transport des sédiments détachés s'effectue par le ruissellement en nappe et entraîne la dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface. C'est le stade initial de la dégradation des sols. De ce fait, elle est peu visible d'une année à l'autre puisqu'une érosion importante de 15 t/ha/an à 30 t/ha/an correspond à une perte de hauteur de 1mm à 2 mm (Roose, 1973). Cependant, combinée à l'érosion mécanique sèche et à la dégradation de la macroporosité suite à la minéralisation accélérée des matières organiques, ou par simple tassement par les outils, l'érosion en nappe peut entraîner un décapage de la majorité de l'horizon humifère en quelques dizaines d'années. Le signe le plus connu de l'érosion en nappe est donc la présence de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés, les plus agressés des champs. Le deuxième symptôme est la remontée des cailloux en surface par les outils de travail du sol. Les paysans disent que "les cailloux poussent" ! Il s'agit en réalité d'une fonte de l'horizon humifère et d'un travail profond du sol qui remonte en surface les cailloux. Après quelques pluies, les terres fines sont entraînées par les pluies, soit par drainage en profondeur, soit par érosion sélective, tandis que les cailloux, trop lourds pour être emportés, s'accumulent à la surface du sol (Roose, 1973 et Poesen, 1988).

Le détachement est provoqué par les forces appliquées sur les particules de sol par les agents érosifs, qui sont principalement des gouttes de pluie, et l'écoulement de surface (Owoputi et Stolte, 1995). Le potentiel érosif de la pluie est désigné par le terme général d'érosivité (Bergsma *et al.*, 1996). Gabet et Dunne (2003) ont affirmé que la plupart des recherches sur ce processus se sont fondées sur l'analyse de certains paramètres pour prévoir le détachement de sédiments. L'érosivité des pluies dépend,

d'une part, de l'intensité et, d'autre part, des caractéristiques des gouttes de pluie comme la taille, la vitesse, la forme, l'angle d'impact (Riezebos et Epema, 1985 ; Salles *et al.*, 2000). Généralement, le détachement par les gouttes de pluie est exprimé en fonction de leur énergie cinétique (Quansah, 1981 ; Poesen, 1985). Wischmeier (1959) a identifié les paramètres les plus étroitement liés à l'érosion. L'intensité, l'énergie cinétique et le diamètre des gouttes de pluie, la vitesse et la profondeur de ruissellement sont des paramètres liés à l'érosion et au ruissellement.

Les caractéristiques hydrauliques de l'écoulement telles que la profondeur, la vitesse d'écoulement, le nombre de Reynolds, le nombre de Froude, la contrainte de cisaillement, la puissance de l'écoulement et le coefficient de frottement de Darcy – Weisbach ont été utilisées pour déterminer l'érosion des sols dans des modèles de prévision de l'érosion (Govers 1992; Elliot Lafren 1993; Nearing *et al.* 1997 ; Leonard et Richard 2004 ; Zhang *et al.* 2009 ; Ali *et al.* 2012 ; Guo *et al.*, 2017). Les principales variables qui contrôlent l'action du ruissellement sur le détachement et le transport de particules sont la pente, la vitesse et l'épaisseur de l'écoulement (Gimenez & Govers, 2002). La puissance de l'écoulement est le meilleur prédicateur dominant du transport solide (Nearing *et al.*, 1997). Ce paramètre a été relié à l'érosion du sol sous forme de puissance de l'écoulement, puissance unitaire de l'écoulement et puissance effective de l'écoulement (Rose *et al.* 1983; Knapen *et al.* 2007).

Ces paramètres érosifs de la pluie et de ruissellement affectent considérablement la concentration en sédiments et, par conséquent, l'érodibilité du sol. Bryan *et al.* (1989) ont signalé que la susceptibilité globale des sols face aux processus érosifs est désignée par le terme générique d'érodibilité. Bryan *et al.*, (1989) ont rapporté que différentes propriétés déterminent l'érodibilité du sol pour chaque sous processus érosionnel et l'érodibilité peut seulement être définie précisément pour des processus identifiés et des forces érosives. La quantité de sol érodé augmente avec le gradient de pente (Fox et Bryan, 1999; Kinnell, 2000). Elle dépend essentiellement de la texture et de la structure du sol. C'est aussi une mesure de la capacité du sol à résister aux forces de ruissellement (Ozoko et Edeani, 2015).

Dans ce contexte, l'objectif général de ce travail est de voir d'une part le comportement de deux types de sols agricoles, basé sur les essais expérimentaux au

laboratoire à l'aide d'un simulateur de pluie et, d'autre part, d'analyser des paramètres érosifs de ruissellement et de la pluie afin d'appréhender les relations existant entre ces paramètres et leurs effets sur la concentration en sédiments et l'érodibilité du sol. On cherchera des lois de production d'érosion qui relient les caractéristiques de pluie et de ruissellement à la concentration en sédiments et l'érodibilité du sol.

Ce travail est structuré de la façon suivante :

La première partie est consacrée à la recherche bibliographique ; elle est constituée de quatre chapitres. Le premier chapitre est une présentation des processus et mécanisme de l'érosion hydrique du sol. Le deuxième et le troisième chapitre traitent des études menées sur les paramètres érosifs de la pluie et de ruissellement et le développement d'une nouvelle approche de certains paramètres érosifs. Le quatrième chapitre a trait aux études menées sur les caractéristiques du sol, à savoir la concentration en sédiments et l'érodibilité, ainsi que les différents modèles d'érosion hydrique du sol.

La deuxième partie est consacrée à la procédure expérimentale, aux résultats et à leur interprétation. Elle est constituée de trois chapitres. Le premier chapitre présente la démarche expérimentale adoptée pour étudier les phénomènes provoqués par la pluie. Le simulateur de pluie peut reproduire, sur une surface réduite, une averse dont les paramètres hydrologiques sont les plus proches de ceux observés dans la nature. Le deuxième chapitre est consacré à la présentation de l'effet des paramètres érosifs de pluie sur les caractéristiques du sol. Le troisième chapitre a trait à l'étude des paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol. Il y est présenté l'étude de la relation entre les paramètres de ruissellement et leurs effets sur la concentration en sédiments et l'érodibilité du sol.

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

I.1.Introduction

Ce chapitre sert à présenter les notions essentielles sur les principaux mécanismes (détachement des particules du sol, leur transport et enfin leur sédimentation) et formes de l'érosion hydrique ainsi que les agents moteurs de ces différents processus. Les processus hydro-érosifs sont très complexes et présentent une importante variabilité dans l'espace et dans le temps, leur étude s'avère importante en vue d'une meilleure compréhension de ces divers processus.

I.2. Définition

Érosion vient du verbe latin 'erodere' qui signifie ronger, brouter, corroder (Rampon, 1987). Il peut dénaturer la terre en décapant l'horizon humifère, le plus fertile et le plus vivant, et en arrachant sélectivement les éléments nutritifs, les particules fines et les matières organiques capables à la fois de stocker l'eau utile et les nutriments, et de nourrir les éléments vivants dans le sol. Gréco (1966) définit l'érosion comme étant un phénomène spatial et temporel, consistant en un arrachage, un transport et un dépôt des particules du sol sous l'effet d'agent externe : pluie, vent, température, action anthropique, etc....

Pour Lozet et Clement, (1986) l'érosion est l'action exercée par les agents climatiques ou naturels (vent, pluie, rivière, etc....), souvent amplifiée par l'action de l'homme (déforestation, surpâturage) et qui a pour effet d'enlever la couche superficielle des sols et des roches meubles.

I.3. Processus de l'érosion

L'érosion hydrique du sol se définit par trois processus, le détachement, appelé par les anglo-saxons Splash, et le transport de particules de sol de son emplacement d'origine par différents agents vers un lieu de dépôt. Donc, le phénomène est représenté par trois étapes, le premier, Splash, détache les particules du sol par l'impact des gouttes de pluie, le deuxième processus est le transport de ces particules par le ruissellement lamellaire sur les surfaces et par le ruissellement concentré ou écoulement dans les rigoles, ravines et ravins. Le troisième processus est le dépôt des particules transportées. La description des trois phases est représentée sur la figure I.1.

Quelle que soit l'échelle d'étude, du mètre carré au bassin versant de centaines de milliers de km², on retrouve partout ces trois phases de l'érosion mais avec des

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

intensités différentes. Cependant, il est à signaler que la pluie et le ruissellement sont à l'origine du détachement, du transport et du dépôt des particules détachées. Ellison (1944, 1947a, b, c) et Kinnell (2000, 2001, 2006) ont signalé qu'il existe quatre systèmes de détachement et de transport de l'érosion en nappe; ces quatre sont le détachement du sol par les précipitations, le transport par les précipitations, le détachement par ruissellement et le transport par ruissellement; et que ces systèmes sont distincts mais interdépendants.

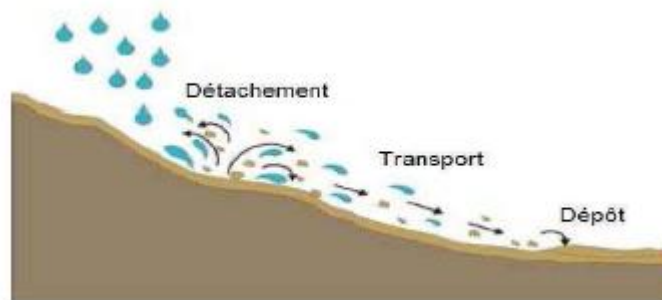


Figure I.1. Processus de l'érosion hydrique (Li *et al.*, 2017)

I.3.1. Splash

Le détachement de particules de sol par Splash peut être considéré comme la première étape de l'érosion en nappe (Wu *et al.*, 2019 ; Fernández-Raga *et al.*, 2017; Hu *et al.*, 2016; Kinnell, 2005). Ce phénomène compacte, arrache et éjecte les particules du sol (voir figure I.2). Le choc des gouttes sur le sol provoque le détachement et la projection des particules dans toutes les directions à des distances comprises entre quelques millimètres et plusieurs dizaines de centimètres. Le taux de détachement par le splash est lié à l'énergie cinétique de la pluie, le type de sol et la tailles des gouttes (De Ploey et Savat 1968). La force exercée par l'impact d'une goutte d'eau sur la surface du sol possède des composantes normale et tangentielle à cette surface. La composante normale contribue à compacter le sol. La composante tangentielle est plus faible et elle est entièrement transmise au sol (phénomène de cisaillement) (Souter *et al.*, 2007). Les gouttes de pluie affectent le processus d'érosion en nappe de deux manières. Premièrement, l'effet de la force des gouttes de pluie initie le détachement des particules; cet impact des gouttes de pluie sur le détachement des sédiments a été démontré à la fois en laboratoire et sur le terrain (Li *et al.*, 2018b, Holden et Burt, 2002, Klove, 1998). Deuxièmement, l'impact des gouttes de pluie est important pour affecter l'écoulement de surface et le transport des

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

sédiments, car les profondeurs des écoulements de surface sont généralement peu profondes, de l'ordre de quelques millimètres (Holden *et al.*, 2008, Holden et Burt, 2002).

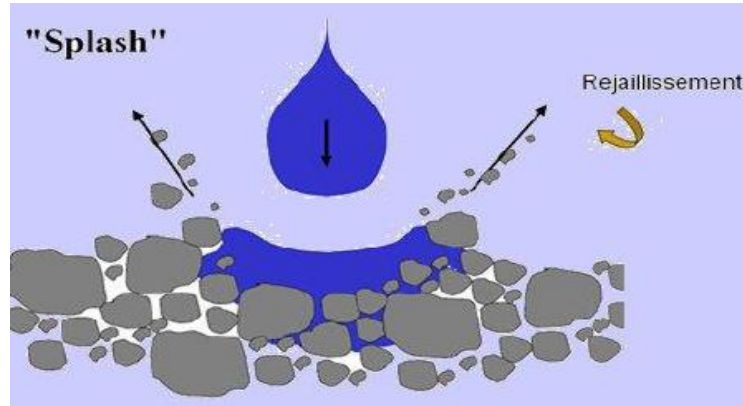


Figure I.2. Détachement et rejaillissement des particules de sol sous l'impact des gouttes de pluie (Legout *et al.*, 2005a).

L'érosion du sol par l'effet de splash était définie par Ellisson (1944) comme deux processus séparés et successifs qui sont le détachement de particules solides suivi par le transport de ces dernières. Ces deux sous processus sont contrôlés par le rapport de collision entre les caractéristiques de pluie et celles de la surface de sol. L'impact des gouttes de pluie a deux conséquences principales: la dégradation des agrégats de sol en surface et le mouvement des particules fines (Legout *et al.*, 2005a, 2005b). Le détachement des particules de sol lors de l'impact des gouttes d'eau affecte de façon privilégiée les sables fins. Les particules plus grosses sont en effet plus résistantes en raison de leur poids, alors que les argiles, plus fines, sont liées par des forces de nature électrostatique dont la rupture requiert davantage d'énergie (Souter *et al.*, 2007).

Ces gouttes de pluie tombent sur le sol formant des cratères ou des cavités de forme et de taille contrastées. La profondeur des cratères, qui est égale à la profondeur de la pénétration de l'énergie de la goutte de pluie, est fonction de la vitesse, de la taille et de la forme de la goutte de pluie.

Roose (1985) a cité que le splash désagrège les mottes de terre, les pores se colmatent et l'infiltration diminue à mesure que se forme une pellicule de battance.

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

Labattances gouttes de pluie envoient des gouttelettes et des particules dans toutes les directions mais, sur les pentes, la distance parcourue vers l'amont est inférieure à la distance parcourue vers l'aval, si bien que dans l'ensemble, les particules migrent par sauts vers l'aval. Les expériences de Christoï (1960) citées dans Roose (1994) à la station IRHO de Niangoloko, au sud du Burkina Faso ont montré que les particules de sol peuvent sauter jusqu'à 50 cm de haut et jusqu'à plus de 2 m de distance durant les gros orages de fin de saison sèche.

I.3.1.1. Mécanisme de désagrégation

La désagrégation par l'eau est la déstructuration, lorsqu'un sol est soumis à la pluie, des agrégats présents en surface et la production de fragments de sol plus fins (agrégats ou particules élémentaires). La désagrégation est un aboutissement obligatoire du déséquilibre, qui s'établit lors de l'affaiblissement des forces de liaison par rapport à une augmentation des forces de rupture dues au piégeage de l'air au sein de l'agrégat au cours de l'humectation (Emerson, 1954). Mais aussi l'effet mécanique de la force d'impact des gouttes de pluies sur les particules du sol (Nearing et Bradford, 1985).

Quatre principaux mécanismes de désagrégation ont été identifiés (Le Bissonnais, 1990 et 1996).

- L'éclatement
- La désagrégation mécanique due à l'impact des gouttes de pluie
- La désagrégation par gonflement différentiel
- La dispersion physico-chimique

Le Bissonnais (2000) a résumé les quatre principaux mécanismes dans le tableau I.1 et la figure I.3 concourent à la destruction des agrégats.

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

Tableau I.1. Principales caractéristiques des différents mécanismes de désagrégation.

Mécanisme	Eclatement	Désagrégation mécanique	Désagrégation par gonflement différentiel	Dispersion physico chimique
Nature des forces en jeu	Pression interne de l'air piégé lors de l'humectation	Impact des gouttes de pluie	Pression interne par gonflement différentiel de l'argile	Réduction des forces d'attraction entre les particules
Intensité de la désagrégation	Totale	Cumulative	Partielle	Totale
Propriétés du sol en jeu	Porosité, mouillabilité, cohésion interne	Cohésion humide (argile, M. O., Oxydes)	Gonflement potentiel cohésion d'humectation	Statut ionique, minéralogique de l'argile
Particules résultantes	Petits micro agrégats (<500µm)	Particules élémentaires et micro-agrégats	Macro et micro agrégats	Particules élémentaires

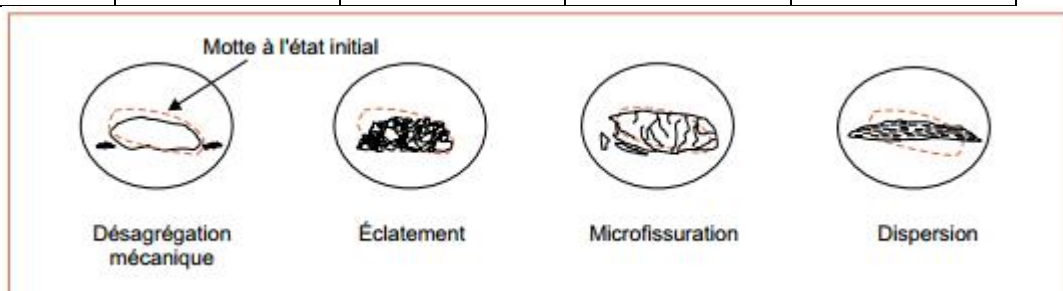


Figure I.3. Mécanisme de désagrégation des mottes (*Le Bissonnais, 2000*).

a. Eclatement

Il se produit lorsque des agrégats secs sont immergés dans l'eau ou réhumectés (Hénin *et al.*, 1958; Emerson, 1967). L'éclatement se produit même sans agitation, bien que celle-ci augmente la désagrégation. Il diminue lorsque la teneur initiale en eau des agrégats augmente du fait de la diminution du volume d'air piégé. Les sols argileux sont donc moins sujets à l'éclatement. En effet, leur porosité est

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

réduite et ils retiennent plus d'eau pour une contrainte hydrique donnée (Le Bissonnais, 1990). L'éclatement produit des particules élémentaires et des microagrégats de petite taille ($< 500 \mu\text{m}$). Un éclatement partiel peut intervenir lorsque les agrégats sont partiellement saturés, ou que la vitesse d'humectation est lente. Dans ce cas, les particules produites sont plus grossières. Au final on peut dire que l'éclatement dépend du volume d'air piégé, donc de la teneur en eau initiale des agrégats et de leur porosité. La figure I.4 représente la désagrégation par compression de l'air piégé.

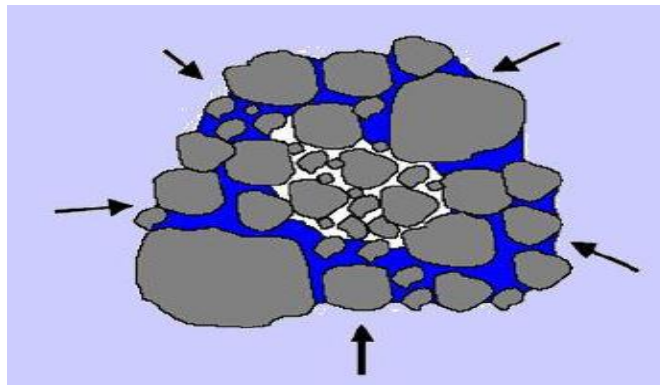


Figure I.4. Désagrégation par compression de l'air piégé (Legout *et al.*, 2005a).

b. Désagrégation mécanique due à l'impact des gouttes de pluie

L'impact d'une goutte d'eau peut provoquer à la fois une déstructuration des agrégats et un détachement de particules. Ce mécanisme nécessite une pluie d'une certaine énergie, variable selon les sols. Il joue un rôle prédominant à partir du moment où les sols sont saturés, du fait de la diminution de résistance mécanique des agrégats et du changement de nature des chocs liés au ralentissement de l'infiltration (Le Bissonnais et Souder, 1995). L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée mais est transformée en force de cisaillement qui provoque détachement et splash (Al-Durrah et Bradford, 1982). La figure 1 représente la désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie.

c. Désagrégation par gonflement différentiel

Ce mécanisme intervient lors des cycles d'humectation-dessiccation des sols argileux, entraînent une microfissuration des agrégats (Le Bissonnais, 1990), et

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

contribuent donc à réduire leur diamètre moyen, avec cependant des conséquences directs moins importantes que les autres mécanismes.

d. Dispersion physico-chimique

La dispersion physico-chimique résulte de la réduction des forces d'attraction entre les particules colloïdales lors de l'humectation (Emerson et Greenland, 1990). La dispersion est le mécanisme de désagrégation le plus efficace, car il concerne les particules élémentaires et a un effet catalyseur sur les autres mécanismes (Bresson et Boiffin, 1990). Elle dépend de la taille et de la valence des cations présents, qui peuvent former des ponts entre les particules chargées négativement. Dans les sols, cette dispersion est surtout liée à la présence de sodium échangeable monovalent, alors que l'ion calcium, divalent, favorise plutôt la stabilité (Shainberg, 1992).

I.3.1.2. Croûte de battance

La succion de l'impact des gouttes de pluie sur la subsurface, désagrégation et le détachement, son action peut être à l'origine d'un déplacement et fragments issus de la désagrégation à la surface du sol, cela conduit à la fermeture de la surface du sol et à la forte réduction de la capacité des sols à l'infiltration en formant une croûte de battance, ce qui accroît le ruissellement et l'érosion des sols. Le Bissonais et Souder (1995) ont affirmé que l'action combinée de détachement et déplacement du splash des gouttes d'eau est probablement la raison pour laquelle on l'a souvent considéré comme le seul processus à l'origine de la battance et de l'érosion ; cependant il ne faut pas oublier le fait que pour de nombreux sols, la désagrégation et la battance peuvent intervenir, même sans l'impact des gouttes, sous le simple effet de l'humectation (éclatement, dispersion). Il existe une relation entre la sensibilité à l'érosion, la désagrégation et la battance (De Ploey et Poesen, 1985 ; Bradford *et al.*, 1987), mais elle est complexe, multiforme et probablement difficile à mettre en équation (Le Bissonais et Souder, 1995).

On peut distinguer deux principaux types morphologiques de croûte (Casenave et Valentin, 1989 ; Valentin et Bresson, 1992). Les croûtes structurales résultent d'une réorganisation insitu des fragments et particules produits par éclatement et désagrégation mécanique, sans déplacements importants, ni tri granulométrique. La conséquence majeure de la formation des croûtes est la réduction de la capacité d'infiltration à la surface du sol. Les fragments et particules de dimension $<100 \mu\text{m}$ résultant de la désagrégation jouent un rôle important dans cette évolution des

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

propriétés hydrodynamiques en réduisant la taille des pores présents à la surface du sol (Loch, 1994; Le Bissonnais *et al.*, 1989). Les croûtes sédimentaires se trouvent dans les dépressions et les croûtes structurales sur les reliefs. Cette variabilité spatiale influence le taux d'infiltration ; quand l'épaisseur de la lame d'eau à la surface augmente et qu'elle submerge des croûtes à conductivité hydraulique plus importante (Fox *et al.*, 1998). Le rôle des croûtes sédimentaires est donc accru par les écoulements de faibles profondeurs. Sur les sols limoneux, Boiffin et Monnier (1985) ont montré que la formation des croûtes résulte d'une combinaison de processus comprenant le détachement des particules, le déplacement et le colmatage interstitiel ainsi que la compaction par le choc des gouttes de pluie.

I.3.2. Ruissellement

Le ruissellement consiste à transporter les particules du sol d'un point à l'autre, sur des distances plus ou moins importantes suivant la pente du terrain. Il commence dès que l'intensité de la pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Son importance dépend en particulier des facteurs suivants : la nature du sol, l'infiltration, la rugosité du sol, la pente et longueur de pente, le couvert végétal. Selon Chebbani *et al.* (1999) après 22 mm de pluie si le sol est sec ou après 4 mm si le sol est humide, encroûté ou compact. Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, 1998).

Dans la lame d'eau peu épaisse qui s'écoule à la surface lors d'un événement érosif, les fragments de sol sont transportés par suspension, saltation et traction (Moss *et al.*, 1980).

Quand la charge en sédiments est inférieure à la capacité de transport de l'écoulement, les particules de sol peuvent être ainsi transportées. Quand la charge est supérieure à la capacité de transport, les sédiments en excès se déposent. L'exportation des sédiments par le ruissellement est grandement influencée par le fait que la lame d'eau soit soumise ou non à l'impact des gouttes de pluie. Pour un écoulement en nappe peu épais (érosion diffuse), la pluie tend à augmenter la concentration et la granulométrie de la charge solide exportée (Chaplot & Le Bissonnais, 2000 ; Beuselinck *et al.*, 2002).

I.3.3. Sédimentation (dépôt)

La sédimentation est le processus suivant lequel les matériaux en suspensions dans l'eau se déposent. Les particules arrachées du sol se déposent entre le lieu

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

d'origine et l'aval en fonction de leur dimension, de leur densité et de la capacité de transport du ruissellement. Les particules les plus grossières sont les premières à sédimenter, les plus fines étant transportées plus loin.

I.4. Formes d'érosion

Shinohara (2018) a cité qu'il existe quatre type d'érosion du sol : le Splash, l'érosion en nappe, l'érosion en rigole et l'érosion en ravine. Souter *et al.* (2007) ont signalé que le ruissellement superficiels, le principal facteur de déplacement des particules de sol, peut prendre l'une des formes suivantes : écoulement large d'une hauteur relativement uniforme (érosion en nappe) ; écoulement préférentiel dans des structures peu profondes, susceptible d'être éliminées par les intempéries ou le travail du sol (érosion en rigole), ou écoulement dans des structures plus marquées et plus durables (érosion en ravines). (Voir figure I.5).

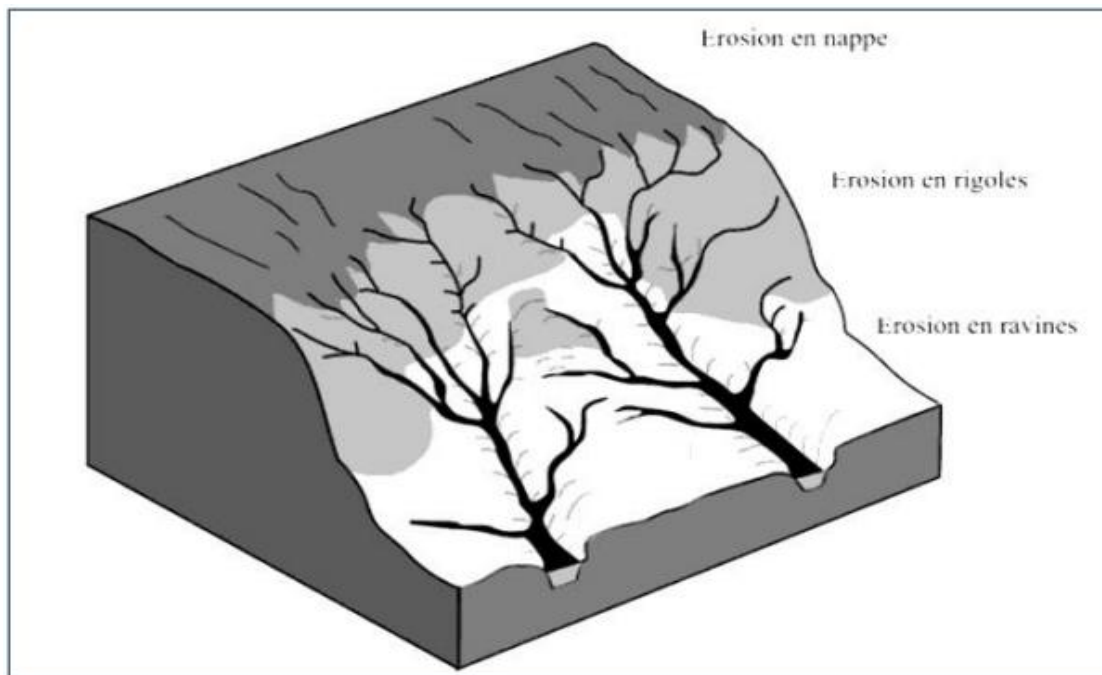


Figure I.5. Distribution des formes d'érosion sur un bassin (Souter *et al.*, 2007).

I.4.1. Erosion en nappe

L'érosion en nappe, également nommé érosion diffuse, érosion superficielle, érosion en feuille, érosion laminaire et érosion inter-rigole, est le stade initial de la dégradation des sols par l'érosion hydrique. Elle est caractérisée par une eau de ruissellement sans griffe, sans rigole (rill) et sans ravinement (gully) visible. Elle provoque l'enlèvement plus ou moins uniforme d'une mince couche de sol par l'impact de gouttes de pluie sur toute la surface du sol et le transport des particules

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

détachées s'effectue par le ruissellement en nappe (Kinnell, 2005). Selon Arnold *et al.* (1989), cette forme d'érosion résulte de l'effet combiné de la pluie et du ruissellement qui éclabousse le sol, détruit sa structure et déplace les particules sous l'action de l'écoulement de surface. Elle se produit assez uniformément sur la pente et peut passer inaperçue jusqu'à ce que le sol arable soit perdu.

Li *et al.* (2018b) ont constaté que, sans l'impact des gouttes de pluie, l'écoulement en nappe peu profond avait une faible capacité d'entraînement et avec l'impact des gouttes de pluie l'érosion en nappe est augmentée de 47%.

I.4.2. Erosion linéaire

L'érosion linéaire apparaît lorsque le ruissellement en nappe s'organise, il creuse des formes de plus en plus profondes. Elle est exprimée par tous les creusements linéaires qui entaillent la surface du sol suivant diverses formes et dimensions (rigoles, ravines, ravins).

I.4.2.1. Erosion en rigoles

L'érosion en rigole résulte de la concentration du ruissellement en petits canaux assez bien définis. L'apparition de cette érosion, qualifiée aussi d'érosion en griffes, résulte d'une mauvaise exploitation des terres, du surpâturage, par exemple, ou de travaux culturaux mal faits. Ludwig *et al.* (1996) ont démontré que le déterminant de la variabilité de l'érosion en rigoles est la proportion de surfaces aptes à émettre un ruissellement. L'érosion en rigole indique que le ruissellement s'est organisé, qu'il a pris de la vitesse et acquis une énergie cinétique capable d'entailler le sol, et d'emporter des particules de plus en plus grosses (Roose, 1994). Selon ce même auteur, on parle de griffes, lorsque les petits canaux ont quelques centimètres de profondeur, et de rigoles lorsque les canaux dépassent 10 cm de profondeur, mais sont encore effaçables par les techniques culturales. L'érosion en rigoles sont affectés par la résistance du sol et l'écoulement concentré (Govers *et al.*, 2007, Knapen *et al.*, 2007). Bien que des recherches récentes se soient concentrées sur les mécanismes de l'érosion en nappe et l'érosion en rigole (Li *et al.*, 2018b, Li *et al.*, 2018a), on en sait peu sur le seuil des conditions hydrauliques pour la transition des processus inter-rigole au rigole. Selon Lorez Bermudez et Rugnon (1996), les rigoles sont des incisions élémentaires, le plus souvent non hiérarchisées, qui apparaissent pendant une averse à la suite d'une concentration locale de l'eau guidée, canalisée, par le micro modèle, le réseau des arbustes, les façons culturelles (labourages au contraire

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

du sens de la pente). Ils ont signalé aussi que les dimensions sont modérées, de quelques centimètres à 50 cm de profondeur, de 20-30 cm à 200 cm de largeur et de 1-2 mètres à 20-30 mètres de longueur.

1.4.2.2. Erosion en ravines

Ce type d'entaille témoigne un degré d'agressivité supérieure grâce à une concentration plus forte et une vitesse plus grande de l'eau, sur une durée plus longue (Riou, 1990 cité dans Lorez Bermudez et Rognon, 1996). Selon Lorez Bermudez et Rognon (1996), les ravines sont souvent localisées au pied des versants, si la pente est suffisante, et dans les zones fortement dégradées. Les dimensions peuvent déjà être importantes, une profondeur entre 0,5 à 2 mètres, une largeur de quelques mètres et une longueur de 30, 50, 100 ou plus mètres.

Plusieurs systèmes de classification des ravines sont possibles en fonction des objectifs poursuivis (Roose *et al.*, 1999). Les mêmes auteurs ont observé cinq types de ravines en relation avec leur fonctionnement et la cohésion du manteau pédologique ou lithologique.

a- Ravines en V

Se développent sur des matériaux homogènes comme les altérites d'argilite, de schiste et de marne (figure I.6).

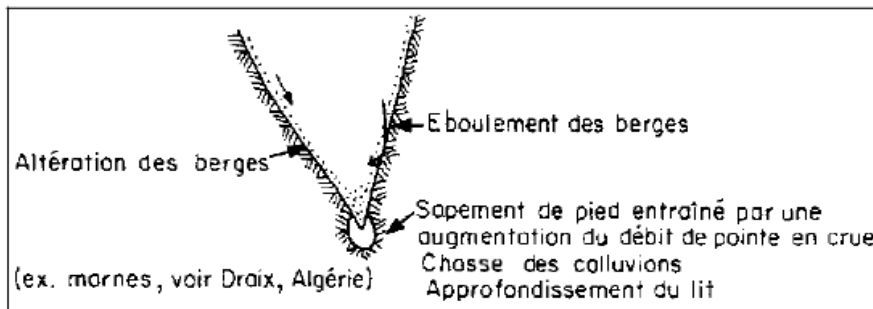


Figure I.6. Ravine en V sur matériaux homogènes (Roose *et al.*, 1999).

b- Ravines en U

Se développent sur matériaux hétérogènes comme les couvertures pédologiques (formes juvéniles) et les croûtes calcaires (figure I.7).

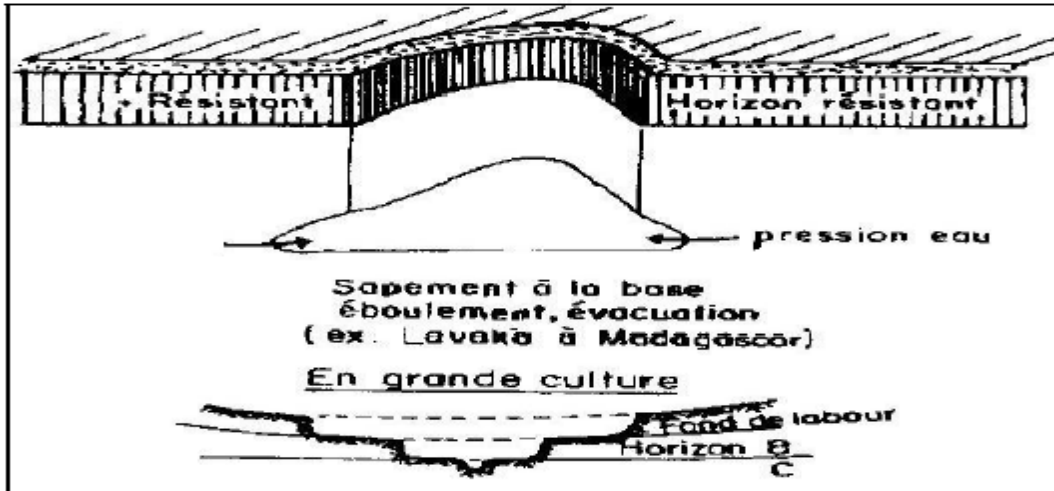


Figure I.7. Ravine en U sur matériaux hétérogène (Roose et al., 1999).

c- Ravines en tunnels

Se forment dans des matériaux riches en argiles gonflantes et les marnes contenant des sels solubles (gypses) (figure I.8).

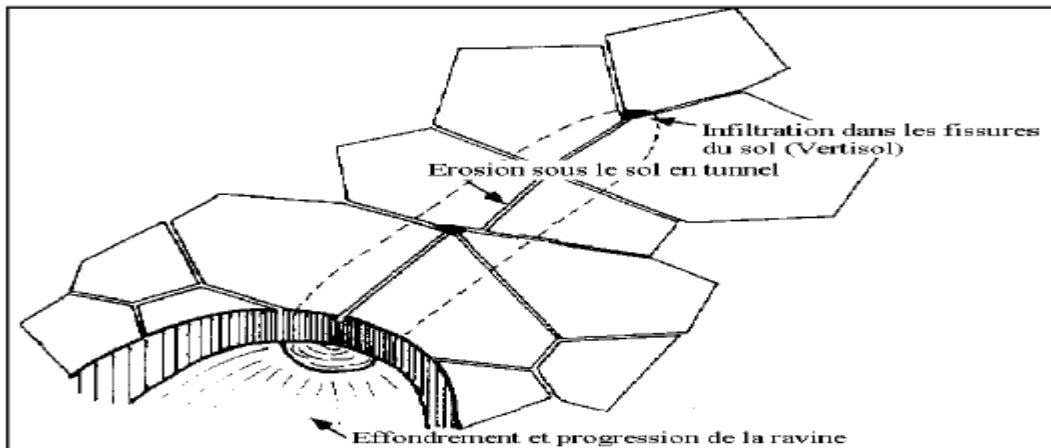


Figure I.8. Ravine en tunnel sur argile gonflante, gypse et matière solubles (Roose et al., 1999).

d- Ravines en relation avec les mouvements en masse

Se développe entre les processus de ravinement et de mouvements en masse. (Si le ruissellement domine, les ravines marqueront l'évolution des versants. Par contre si l'infiltration domine, les risques de glissement augmentent. Il se rencontre dans les paysages à pentes convexes du Maghreb au-delà de 45 à 60% de pente.

e- Ravines remontantes

Les ravines ne se développent pas toujours en relation avec l'abondance du ruissellement venant de l'amont : elles peuvent dépendre de l'appel au vide créé par le

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

creusement d'une route ou d'une rivière ou de la pression de la nappe à l'endroit d'une source (ruissellement hypodermique).

1.4.2.3. Erosion en ravins

L'érosion en ravin apparaît lorsque les types précédents s'exaspèrent et que les entailles s'approfondissent considérablement (Riou, 1990 cité dans Lorez Bermudez et Rugnon, 1996). Planchon *et al.*, (1987) différencient les ravins (profondeur supérieure à 1 m), les ravineaux (profondeur supérieure à 15 cm) et les griffes. Schumm (1956, 1962) et Savat & De Ploey (1982) distinguent les ravins pérennes, des rigoles qui ne sont qu'éphémères et disparaissant suite aux labours ou au cours du cycle saisonnier de sédimentation-érosion. Lorez Bermudez et Rugnon (1996) ont signalé que les dimensions peuvent être très importantes : profondeur supérieure à 2-3m et jusqu'à 12-15 m ; largeur de 10 à 20m, et longueur de plusieurs centaines de mètres. Ses traces ne peuvent pas être effacées par le labourage et même pas par les machines agricoles.

1.4.3. Erosion en masse

L'érosion par mouvement de masse ou érosion en masse se manifeste par des coulées boueuses, glissement de terrain. Elle dépend de la gravité et des forces de frottement internes, de l'humectation du terrain et de la surface de glissement (lubrification).

1.5. Facteurs de l'érosion hydrique

Les processus érosifs dépendent d'une multiplicité de facteurs interagissant entre eux, et sont de ce fait complexes à modéliser. Les facteurs de l'érosion sont les données naturelles au sens large à prendre en compte pour étudier les phénomènes érosifs. Le climat, la lithologie, le sol, la pente, le couvert végétal et les techniques culturales sont les facteurs qui régissent l'érosion du sol (Roose, 1994).

1.5.1. Climat

Le climat est un facteur important qui conditionne d'une façon directe le mécanisme de l'érosion. En plus de l'influence du vent de la température, la pluie représente le facteur climatique le plus déterminant de l'érosion hydrique. Plus les pluies sont abondantes et intenses, plus elles libèrent une énergie cinétique et développent une agressivité destructrice des agrégats : ceux-ci seront d'autant plus fragiles que le sol est très sec (explosion des agrégats) ou très humide (faible cohésion) : l'impact des gouttes de pluie peut briser et disperser les agrégats, les particules les plus fines de sol (sables

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

fins, limons, argiles et matières organiques) peuvent facilement être emportées par le ruissellement.

Les paramètres climatiques doivent être pris en considération lors de l'évaluation du problème de l'érosion hydrique. Il s'agit principalement des caractéristiques des précipitations : répartition spatiale et temporelle des pluviosités, intensité, durée et fréquence des précipitations, temps écoulé entre deux événements, forme. L'érosivité de la pluie appelée aussi indice d'agressivité climatique tient compte des interactions entre ces caractéristiques.

Le dépouillement du pluviogramme de chaque averse est une opération minutieuse et demande beaucoup de temps, et comme on ne dispose pas toujours de toutes les informations sur l'intensité des pluies, de nombreux auteurs (Fournier, 1960; Arnoldus, 1980; Rango et Arnoldus, 1987) ont tenté de simplifier l'estimation de l'indice d'érosivité des pluies.

Il existe un seuil d'intensité au-dessous duquel le ruissellement ne se forme pas. L'indice classique de Wischmeier pour quantifier l'érosion des sols aux U.S.A., place cette limite pour une intensité moyenne de 25 mm/h pendant au moins 30 minutes (Wischmeier, 1959). Les chercheurs ne font pas tous l'unanimité sur l'intensité limite du ruissellement. Cette valeur a été remise en question par les auteurs européens qui ont montré que le ruissellement pouvant apparaître pour des valeurs seuils bien plus faibles (2 à 10 mm/h). Cette intensité limite trouve sa variabilité dans le degré d'humectation du sol et de la dégradation de la surface du sol avant le début de la pluie ainsi que des caractéristiques des situations locales (Lafforgue et Naah, 1976; Casenave et Valentin, 1989). Lal (1976) pense que l'intensité maximale instantanée en 7 mn ou en 15 mn, est encore mieux corrélée avec l'érosion que l'intensité en 30 mn. Ceci peut être vrai localement mais pas forcément partout (De Noni et Viennot, 1991).

Même si les pluies ne sont pas toutes ruisselantes, elles laissent tout de même des traces en dégradant la surface du sol, favorisant la naissance de croûtes peu perméables et accélèrent le ruissellement lors des prochaines averses. Les précipitations peuvent se faire sous forme d'averses violentes qui entraînent un ruissellement important. En climat méditerranéen, les précipitations journalières peuvent atteindre ou dépasser les 100 mm et des intensités instantanées de 5

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

mm/minute (Roose, 1994). Les pluies d'orage peuvent s'accompagner de fortes intensités.

I.5.2. Topographique

Plusieurs chercheurs ont mis en évidence l'effet de la topographie sur l'érosion. Nombreux sont ceux qui ont montré que la topographie agit sur le ruissellement et les pertes en sol par deux composantes (Borst et Woodbrun, 1940 ; Wischmeier et Smith, 1978) : la longueur de la pente car plus la pente est longue, plus les eaux ont tendance à se concentrer graduellement dans les fissures ou rainures, ce qui entraîne un apport considérable en eau et en sédiments ; le degré de la pente car plus le degré de l'inclinaison des versants est important, plus l'énergie cinétique de l'écoulement et la détachabilité des particules du sol sont importantes. La pente intervient dans les phénomènes d'érosion en fonction de sa forme, de son inclinaison et de sa longueur (Roose, 1994 ; Fox & Bryan, 1999). Dans le domaine des pentes faibles, l'inclinaison des pentes augmente le volume ruisselé, mais sur forte pente on observe un meilleur drainage interne et la formation plus lente des pellicules de battance, lesquelles sont détruites au fur et à mesure de leur formation par l'énergie du ruissellement (Heusch, 1970 ; Roose, 1977).

Dans le modèle USLE (Equation Universelle des pertes en sol), le facteur topographique (SL) tient compte essentiellement de la longueur (L) et surtout de l'inclinaison de la pente (S)

Dans ce modèle, SL varie de 0.1 à 20 sur des pentes de 1 à 25 %, pentes les plus souvent cultivées. Pour les cultures sur des pentes plus fortes, le modèle a été prolongé, mais il s'avère que dans bon nombre de cas l'érosion n'augmente plus de façon exponentielle. L'effet de la longueur de pente est complexe. Sur 580 parcelles couplées en fonction de la longueur de pente, Wischmeier (1966) a observé dans 40 % des cas, une augmentation de l'érosion. Cela remet en cause l'utilisation systématique du facteur pente pour déterminer les risques de dégradation des sols. La forme de la pente a aussi son importance. Wischmeier (1966) a montré que les pertes en terre sur une pente concave sont inférieures à celle d'une pente convexe.

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

I.5.3.Sol

L'état de la surface du sol, à savoir l'encroûtement de surface, la rugosité et la couverture végétale ou les résidus ont une influence importante sur les taux d'infiltration, de ruissellement et de l'érosion (Papy et Douyer, 1991). Pour étudier les phénomènes de pertes en sols, en plus de la pente et du type de sol, qui sont des caractéristiques permanentes au cours d'une saison pluvieuse, les caractéristiques dynamiques les plus pertinentes pour décrire et classer ces unités en ce qui concerne l'érosion en nappe sont (Boiffin *et al.*, 1988 ; Bradford et Huang, 1994) :

- (i) l'encroûtement de surface (les faciès),
- (ii) la rugosité de surface,
- (iii) la végétation et les résidus de la couverture végétale,
- (iv) la présence de routes et de pistes ou chemins d'animaux.

I.5.4. Couvert végétal

Pour arrêter l'érosion, un couvert végétal est d'autant plus efficace qu'il absorbe l'énergie cinétique des gouttes de pluie, qu'il recouvre une forte proportion du sol durant des périodes où les pluies sont les plus agressives de l'année, qu'il ralentit l'écoulement du ruissellement et qu'il maintient une bonne porosité à la surface du sol. Cependant, il est difficile d'évoquer l'action protectrice d'un couvert végétal sans préciser les techniques culturales au sens le plus large.

Parmi les facteurs conditionnels de l'érosion, le couvert végétal est certainement le facteur le plus important. Il faut encore ajouter le rôle frein joué par les tiges des plantes, par les racines et surtout par la litière sur les nappes ruisselantes. En diminuant la vitesse de ruissellement, on augmente le temps d'infiltration et aussi son volume. Ce freinage par les végétaux est cependant plus efficace sur le piégeage de la charge solide que sur la réduction du volume ruisselé. Lorsque le sol est couvert de matorral ou d'herbes, l'érosion ne dépasse pas 0,2 à 2 t/ha/an (Laouina, 1992). Quelles que soient la pente, les techniques culturales, la fragilité du sol et l'agressivité climatique, un couvert végétal complet assure une excellente conservation de l'eau et du sol. Son influence prime celle de tous les autres facteurs. Le couvert végétal est le paramètre le plus important à notre disposition pour réduire les risques d'érosion (Roose, 1977; Hudson, 1992).

Chapitre I : Processus et formes de l'érosion hydrique du sol

I.5.6. Facteur humain

L'explication anthropique est souvent invoquée pour interpréter l'état dégradé du milieu et l'exagération actuelle des phénomènes érosifs. Le phénomène de l'érosion hydrique est un processus naturel dont l'ampleur s'est aggravée avec l'utilisation des sols par l'homme (Remy et Le Bissonnais, 1998).

Les aspects socio-économiques et l'effet des pratiques culturales ont un grand impact sur l'érosion et la conservation des sols. Autant l'homme peut par des sages techniques culturales et aménagements, stopper presque complètement l'érosion des sols, autant il peut la précipiter de manière effarante au point de ruiner totalement des régions entières. Avec les utilisations non contrôlées du sol, l'homme se situe au premier plan des facteurs de dégradation du sol. Les effets portent à la fois sur la végétation et sur le sol en détruisant le couvert végétal et la structure superficielle du sol. Les défrichements sur les forêts et les parcours naturels, le surpâturage, la mise en culture sans précaution des terres susceptibles à l'érosion en pente, les labours mécanisés dans le sens des grandes pentes et le non restitution au sol de ses éléments nutritifs enlevés par les cultures facilitent le ruissellement et par conséquent l'érosion ainsi que ses effets indésirables pour l'environnement et pour l'économie. D'après Roose (1994), l'érosion hydrique des sols résulte de l'interaction entre les facteurs statiques et les facteurs dynamiques. Les facteurs statiques sont reliés à la vulnérabilité des terrains. Celle-ci représente une caractéristique propre du milieu, dépendante de la nature du terrain et indépendante des facteurs dynamiques. Ces derniers sont les agents de pression qui peuvent être soit naturels (climat et couverture végétale), soit humains.

I.6. Conclusion

Ce chapitre nous a permis de mieux comprendre le processus et les formes de l'érosion hydrique du sol. Les précipitations et le ruissellement constituent les agents fondamentaux de l'érosion hydrique du sol. D'autres facteurs liés au climat, à la morphologie du site, au couvert végétal et l'état hydrique initial du sol sont à prendre en considération dans la description du phénomène et interviennent pour limiter ou accélérer le processus.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

II.1. Introduction

Les recherches sur le déclenchement du processus de l'érosion hydrique du sol sont basées sur certains paramètres érosifs de la pluie. Les Propriétés des précipitations, telles que forme et taille, intensité, l'énergie cinétique et ses diverses combinaisons exercent des effets importants sur l'érosion par splash (Jayawardena et Rezaur, 2000; Wei *et al.*, 2007; Luet *et al.*, 2008; Pieri *et al.*, 2009; Ziadat et Taimeh, 2013; Fu *et al.*, 2016). L'érosivité de pluie est la capacité de la pluie à causer l'érosion (Hudson, 1995). Elle est définie aussi comme l'habileté potentielle des pluies de causer l'érosion d'un champ non protégé (Pal et Al-Tabbaa, 2009). Lal (1990) (cité par Ferro *et al.*, 1999), la définit comme l'agressivité de la pluie à causer l'érosion. Pour Gabet et Dunne (2003), la plupart des recherches sur ce processus sont fondées sur l'analyse de certains paramètres des caractéristiques de pluie. Ces paramètres qui déclenchent le détachement et le transport des particules du sol sont, la hauteur de la pluie, de la taille des gouttes et de la vitesse terminale de chute (Nyssen *et al.*, 2005), par contre, pour Wischmeier et Smith (1958), Brooks et Spencer (1995) elle dépend de l'énergie cinétique et de l'intensité des pluies et la puissance érosive de la pluie (Bulot & Coppens, 1985). Selon Morgan (2005), l'érosivité de la pluie est fonction de son intensité et de sa durée, de la vitesse et le diamètre des gouttes de pluie. Ces paramètres seront développés dans ce chapitre afin d'appréhender leur agressivité sur le phénomène de l'érosion.

II.2. Intensité de pluie

L'intensité de pluie est définie comme étant la quantité de pluie par unité de temps (Babau, 1987). Hudson (1995) a cité que l'intensité de pluie est particulièrement important en tant que paramètre d'érosivité. Son rôle est double, elle détermine les modalités d'infiltration de l'eau dans le sol. Lorsqu'elle dépasse un certain seuil, il y a refus d'absorption et apparition du ruissellement. Elle intervient aussi dans le calcul de l'énergie cinétique et dans celui de tous les indices d'agressivité (Charreau, 1973). La pluie peut détacher beaucoup de particules en tombant à des intensités normales (Van Dijk *et al.*, 2002), et le principal facteur du phénomène de ruissellement, entraînant une dégradation rapide de la structure des sols en surface (Nicou *et al.*, 1990; Guillobez et Zougmore, 1991). L'érosion du sol croît nettement avec l'intensité de pluie et augmente avec la succession rapide des averses (Roose et Asseline, 1978). Les études réalisées par Wischmeier et Smith (1958),

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

concernant les mécanismes de l'érosion pluviale, permettent d'établir deux conclusions importantes sur l'effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration et l'érosion:

- les gouttes de pluies constituent un élément important de l'érosion pluviale des sols et elles entraînent une décomposition mécanique des agrégats et la formation de la croûte de battance qui imperméabilise la surface du sol et augmente le ruissellement ;
- l'agressivité de la pluie est proportionnelle à son énergie cinétique, elle dépend non seulement de la durée et l'intensité de la pluie, mais aussi du diamètre des gouttes.

L'importance de processus de l'érosion est liée à un certain nombre de facteurs tels que l'intensité de pluie (Wu *et al.*, 2017a ; Defersha et Melesse, 2012 ; Chaplot and Le Bissonnais, 2003; Kinnell,2000). Defersha et Melesse (2012) ont signalé que le paramètre important pour déterminer l'érosion en nappe et la concentration en sédiments est l'intensité de pluie et son effet sur la concentration en sédiments varié avec le type de sol. Pour Aksoy et Kavvas (2005), Lorsque l'intensité de pluie augmente la concentration en sédiments augmente et lorsque le débit augmente la concentration en sédiments diminue. Ils ont signalé aussi qu'au début, la concentration en sédiments est élevée et diminue jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint.

Nearing *et al.* (1989) ont trouvé qu'il existe une fonction de puissance entre le taux d'érosion en nappe et l'intensité de pluie et que le taux d'érosion varié directement avec le carré de l'intensité de pluie (I^2). Kinnell (1993a) a observé que le taux d'érosion en nappe varié directement avec l'intensité de pluie plutôt que le carré de l'intensité (I^2) lorsque des facteurs, tels que le débit, étaient également pris en compte. Cette observation coïncide avec les études des autres chercheurs (Beasley et Huggins, 1982 ; Zhang *et al.*, 1998 ; Bulygin *et al.*, 2002). Wu *et al.* (2017b) ont étudié l'effet de l'intensité de pluie sur le taux d'érosion en nappe pour différentes pente. Ont trouvé, voir figure II.1, que le taux d'érosion suit bien l'intensité de pluie.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

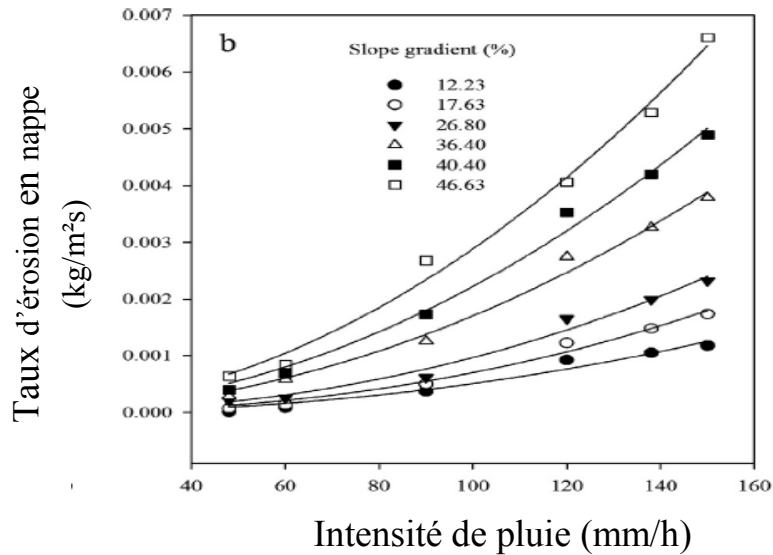


Figure II.1. Relation Taux d'érosion et l'intensité de pluie (*Wu et al., 2017b*).

Rahbari Sisakht *et al.* (2013) ont trouvé dans leur étude que l'évolution de la concentration en sédiments suit bien la loi logarithmique. La relation entre la concentration en sédiment et l'intensité de pluie est représentée sur la figure II.2.

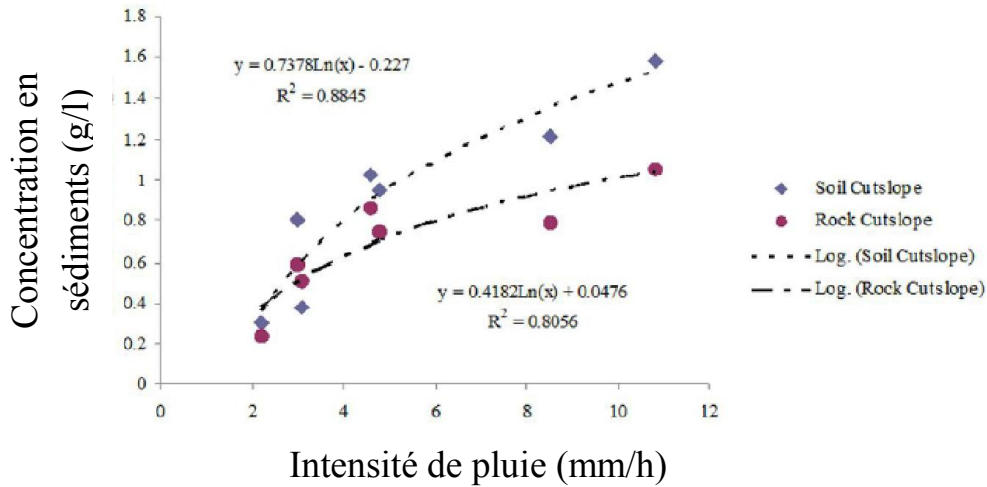


Figure II.2. Relation entre la concentration en sédiment et l'intensité de pluie *Rahbari Sisakht et al. (2013)*.

Les relations établies par différents chercheurs sont représentées dans le tableau II.1.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Tableau II.1. Modèles appliqués pour prévoir le taux d'érosion en nappe (Wu *et al.*, 2017b).

Modèle	Indice de pente	Intensité de pluie	Vitesse d'écoulement
$D_i = K_i I^2$ (Nerring <i>et al.</i> , 1989)	-	2	-
$D_i = K_i I Q S$ (Kinnel, 1993)	1	1	1
$D_i = K_i I Q S_f$ (Beasley and Huggins, 1982)	-	1	1
$D_i = K_i I Q^{0.5} S^{0.67}$ (Zhang <i>et al.</i> , 1998)	0.67	1	0.5
$D_i = K_i Q^{2.37} S^{0.43}$ (Fox and Bryan, 2000)	0.43	-	2.37
$D_i = K_i I Q S^{0.67}$ (Bulygin <i>et al.</i> , 2002)	0.67	1	1
$D_i = K_i I^{1.052} Q^{0.592}$ (Wei <i>et al.</i> , 2009)	-	1.052	0.59
$D_i = 7,5 \cdot 10^{-12} I^{3.04} S^{1.43}$ (Wu <i>et al.</i> , 2017b)	1.43	3.04	-

Où D_i est le taux d'érosion en nappe ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$), K_i est l'érodibilité du sol ($\text{kg m}^{-4}\text{s}$), I est l'intensité de pluie (m s^{-1}), U est la vitesse d'écoulement (m s^{-1}), S est le gradient de pente (m m^{-1}) et S_f est le facteur de pente.

II.3. Hauteur de pluie

La hauteur de pluie est parmi les paramètres qui interviennent dans l'action érosive des pluies. Elle peut être un bon estimateur de l'érosivité du sol par la pluie (Roose, 1981). Cependant la combinaison de la hauteur et de l'intensité maximale de pluie pendant une certaine durée (7 à 30 minutes selon les auteurs) apparaissent des seuils de déclenchement des phénomènes d'érosion : ces seuils varient selon les circonstances, en particulier en fonction de l'humidité préalable du sol avant l'averse et de l'aménagement de la surface du sol (rugosité, couvert végétal) (Roose, 1981). (splash) et le transport de particules solides, dus à l'impact d'une goutte d'eau, sont étudiés en termes d'énergie cinétique et de quantité de mouvement de la goutte caractérisée par sa densité, son diamètre, sa hauteur de chute, sa vitesse et sa surface d'impact (Mouzai et Bouhadeh, 2003). Riezebos et Epema (1984) ont étudié la relation entre la masse détachée avec la hauteur du chute de la goutte d'eau, ils ont trouvé qu'il y'a une diminution exponentielle de la masse détachée suivant la distance de distribution, et que l'exposant diminue de 0.1 jusqu'à 0,04 suivant la hauteur de chute de 0,1 m à 13 m. salles *et al.* (2000) ont trouvé un seuil de 1 mm de diamètre pour qu'une goutte de pluie puisse détacher et transporter les particules par splash. Van Dijk *et al.* (2002) ont trouvé un seuil de 0,8mm/h pour déplacer les agrégats. Roose

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

(1975-1976-1977) a constaté que la relation existante entre la hauteur des pluies journalières et l'indice d'érosivité R est :

- Une régression rectilinéaire ($R = ah + b$) entre cet indice d'érosivité et la hauteur des averses de type "mousson" tombant de juin à septembre.
- Une régression curvilinéaire ($\log R = f(\log h)$) pour les pluies orageuses.

La hauteur de chute des gouttes peut être petite avec un grand nombre de gouttes aura une forme prolate à l'impact. Cela expliquerait une érosion relativement intense sous la végétation observée par Riezebos et Nachenius (1981). Chapman (1948), Van Asch (1980) et Mosley (1982) ont fait état d'observations similaires.

Les grosses gouttes associées à de petites hauteurs de chute sont également générées par les simulateurs. Adams *et al.* (1957), Imeson (1977), Riezebos (1979) et Swenne et Riezebos (1979) ont décrit des simulateurs de terrain avec des hauteurs de chute de 1 à 1,5 m. Des hauteurs de chute encore plus petites sont utilisées dans les tests de chute de la stabilité des agrégats. Low (1954) utilisait 1 m, Smith et Cernuda (1950) utilisaient 60 cm, tandis que McCalla (1944) appliquait une hauteur de chute de 30 cm.

II.4. Diamètre des gouttes de pluie

Wu (2019) a cité que l'érosion hydrique du sol est un processus en deux phases qui consiste en détachement des particules par les gouttes de pluie et le transport par l'écoulement en nappe. Gao *et al.* (2005) ont suggéré que l'impact des gouttes de pluie contribue considérablement à l'érosion des sols en favorisant le détachement des sols et la perturbation du débit de l'eau.

Zachar (1982) cite que Ellison était le premier à penser que la goutte de pluie présente tous les aspects de l'effet érosif de la pluie.

Young et Wiersma (1973) ont analysé l'importance relative de l'impact des gouttes de pluie par rapport à l'action de l'eau qui s'écoule sur trois différentes textures du sol. Leur étude montre que l'impact des gouttes est la cause principale de la désagrégation des sols, tandis que l'écoulement transporte les particules déjà arrachées.

Selon Sempere *et al.* (1992), l'impact direct des gouttes de pluie sur le sol, ou sur une couche mince de l'eau au-dessus de la surface de sol, constitue la force principale de détachement de sol.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Ellison (1947) a analysé la relation de l'érosion par splash (D_s) avec la vitesse de chute des gouttes de pluie (V), le diamètre des gouttes de pluie (d) et l'intensité des précipitations (I).

Dans cette expérience les diamètres des gouttes de pluie étaient de 3,5mm et 5,1mm, les pentes sont de 6%, 10% et 16% et les intensités de pluie sont respectivement de 4,8 mm/h et 8,1 mm/h.

Al-Durrah et Bradford (1981) ont analysé la relation entre l'érosion due aux éclaboussures, l'énergie cinétique des précipitations (KE) et la contrainte de cisaillement (τ).

Dans cette expérience les diamètres des gouttes de pluie varié entre 3 ; 4,6 et 5,6mm pour une pente nulle.

Wu et Zhou (1991) ont établi la relation entre l'érosion par splash et l'intensité de pluie, pente et l'énergie cinétique des pluies. Dans cette expérience le gradient de pente varié de 17,62% à 57,7% et l'intensité de pluie varié de 49,43mm/h à 122,22 mm/h pour des diamètres inférieurs à 4mm.

Hu *et al.* (2016) ont établi une relation entre l'érosion par splash, l'énergie cinétique et le diamètre médian des gouttes de pluie. Dans cette expérience le gradient de pente est 17,62% et l'intensité de pluie varié 50mm/h et 100mm/h et le diamètre varie entre 2mm à 3mm.

Kinnel (1982) a étudié l'effet de la goutte d'eau sur le détachement pour différents diamètres de gouttes ; il a mentionné que le sol perdu par le splash varie linéairement avec le carré de la masse de la goutte. Kavian *et al.*(2018) ont affirmé que le simulateur de pluie est capable de créer des gouttes de diamètre compris entre 0,2 et 9,9 mm.

Les relations reliant le détachement par splash avec les paramètres érosifs de la pluie sont récapitulées dans le tableau II.2.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Tableau II.2. Relation entre le détachement par splash et les paramètres érosifs de la pluie.

Auteurs	Relation	Unités
Ellison (1947)	$D_s = 20,8K V^{4.33} d^{1.07} I^{0.65}$	Ds (g), V (m/s), d (mm), I(mm/h)
Al-Durrah et Bradford (1981)	$D_s = 0.36+0.007KE/\tau.$	Ds (mg), KE (J), τ (Kpa)
Wu et Zhou (1991)	$D_s = 5,985(KEI)^{0.544} S^{0.471}$	Ds (g), KE(J/m ²), I(mm/min), S(°)
Hu <i>et al.</i> (2016)	$D_s = 0,14KE^{2.65} D_{50}^{0.54}$	Ds (g), KE (J/m ² /mm), D ₅₀ (mm)
Sharma et Gupta (1989)	$D_s = K (KE - KE_0)$	D _s (mg), KE (mJ), KE ₀ (mJ).
Sharma et Gupta (1989)	$KE^* = 1-\exp(-2Hg/v_t^2)$	KE*
(Morgan, 1985 ; Meyer, 1981)	$D_s = k.KE^b$	D _s (mg) K (mg/mJ), KE (mJ) et b exposant adimensionnel.
Morgan <i>et al.</i> (1998)	$D_s = k KEe^{-zh}$	D _s (g/m ² s), KE _e (J/m ²), z est l'exposant de 0,9 à 3,1, h (m)

Plusieurs chercheurs (Laws et Person, 1943 ; Hudson, 1995 ; Uijlenhoet et Stricker, 1999 et Van Dijk *et al.*, 2002) ont établi des relations entre le diamètre des gouttes de pluie caractérisant celle-ci et son intensité ; la relation s'écrit :

$$D_{50} = aI^b$$

II.1

D'après cette relation, le diamètre médian des gouttes continuera à s'accroître en fonction de l'intensité des précipitations, bien que cela soit effectivement le cas dans le domaine de valeur étudié par Laws et Person. Les travaux de recherche ultérieurs réalisés à des intensités plus importantes ont mis en évidence qu'il n'en était plus ainsi en présence des fortes intensités propres aux orages tropicaux (Hudson, 1996). En fait, il existe à cet égard une explication physique très simple. Le diamètre des gouttes de pluie qui tombent ne dépasse pas une certaine valeur. En effet au-delà de cette limite, elles deviennent instables et se fractionnent en gouttes plus petites. On sait à présent que le diamètre médian atteint une valeur maximale, puis diminue (Hudson, 1996).

Van Dijk *et al.*, (2002) ont cité les coefficients de différentes méthodes utilisées dans la littérature. Ces valeurs sont citées dans le tableau II.3.

Tableau II.3. Les coefficients a et b de l'équation II.1 publiés par les chercheurs.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Auteurs	Location	Coefficient		Méthode	r ²	N	I mm/h
		a	b				
Laws et parsons (1943)	Washington D.C	1.28	0.173	flour	0.51	95	0.4-144
Atlas (1953) ^a	Ottawa, Canada	0.92	0.210	filter	?	?	<23
Brandt (1988)	Amazonia, Brazil	0.92	0.123	filter	?	134	?
Kelkar (1959)	Poona, India	0.80	0.270	filter	?	107	0.1-41
Zanchi et Torri (1980)	Firenze, Italy	0.98 ^b	0.292	flour	0.88	?	1-140
Van Dijk (unpubl.)	West Java	1.15	0.211	filter	0.71	21	0.3-124
Uijlenhoet et Stricker (1999) ^c	Canada ^c :N ₀ -Λ	1.08	0.210	theory	n.a	n.a	<23
	N ₀ - v	1.03	0.214				
	Λ-v	1.06	0.210				
	N ₀ -Z	0.93	0.229				
	Λ-Z	0.93	0.210				
	v-Z	0.95	0.258				

^a basé sur les données de Marshall et Palmer

(Van Dijk *et al.*, 2002)

^b $\alpha = 0.499T^{0.225}$. La valeur donnée pour α est pour T = 20°C.

^c Valeurs théoriques basées sur des données de Marshall *et al.*, (1947) et Marshall et Palmer (1948). I : Intensité de pluie (mm/h), N : Nombre de mesures.

Nyssen *et al.* (2005) rapportent que beaucoup de chercheurs trouvent la relation entre D₅₀ et l'intensité de pluie souvent à l'aide d'un modèle de puissance. Dans leurs études, ils montrent que le meilleur modèle peut être représenté par la régression logarithmique.

Les différentes relations du diamètre des gouttes de pluie sont illustrées dans le tableau II.4.

Tableau II.4. Relation entre le diamètre des gouttes de pluie et l'intensité de pluie

Auteurs	Equation
Nyssen <i>et al.</i> (2005)	$D_{50} = 0,54 \ln(I)+1,8.$
(Hu <i>et al.</i> , 2016)	$d=0,356D_t^{0.712}$
Laws (1943)	$D_{50} = 1,23I^{0.128}$
Brandt (1989)	$D_{50} = 1,466I^{0.123}$
Atlas (1953)	$D_{50} = 0.92I^{0.21}$
Willis, 1984	$D_{50} = 0.97 I^{0.158}$

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

II.5. Vitesse de chute des gouttes de pluie

La vitesse de chute d'une goutte, qui n'est pas constante durant toute la chute, dépend de sa masse, donc de son diamètre. Elle n'est pas constante durant toute la chute ; elle augmente pour atteindre une vitesse limite ou une vitesse terminale (Fournier, 1972). Kavian *et al.* (2018) ont cité que la vitesse de chute varie entre 0,8 à 9,2 m/s pour différentes classe de diamètre, à une hauteur de 0,5m au dessus du sol.

Utilisant des techniques plus raffinées, Laws (1941), Gunn et Kinzer (1949) ont déterminé le rapport entre la taille de goutte et la vitesse terminale. Ce rapport n'est pas linéaire parce que de grandes gouttes tendent à devenir plus aplaties par des forces de résistance pendant leur chute. Par suite de la résistance de l'air, il y a également une limite supérieure à la taille des gouttes de pluie au-dessus de laquelle elles deviennent instables et tendent à se casser encore. Cette limite semble être de l'ordre de 6 à 8 mm (par exemple Laws et Parson, 1943 ; Joss et Waldvogel, 1967 citée dans Van Dijk *et al.*, 2002).

La relation résultante entre la taille de la goutte et la vitesse terminale est habituellement décrite par une équation de la loi de puissance (Atlas et Ulbrich, 1977), bien que ces derniers, en particulier, montrent un ajustement plutôt faible aux données expérimentales (figure II.3).

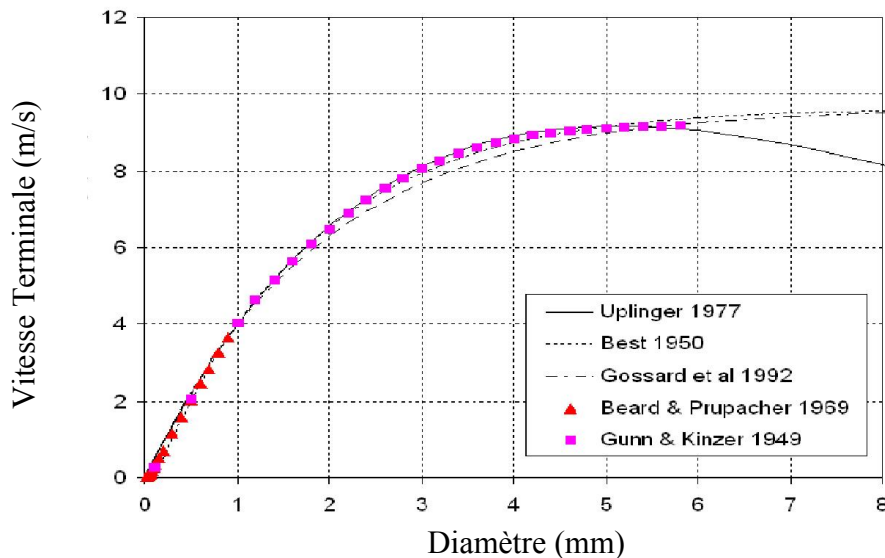


Figure II.3. Relation entre la vitesse terminale et le diamètre des gouttes de pluie (van Boxel, 1997).

Kavian *et al.* (2018) ont proposé une relation logarithmique entre la vitesse et le

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

diamètre des gouttes de pluie. La relation est représentée sur la figure II.4.

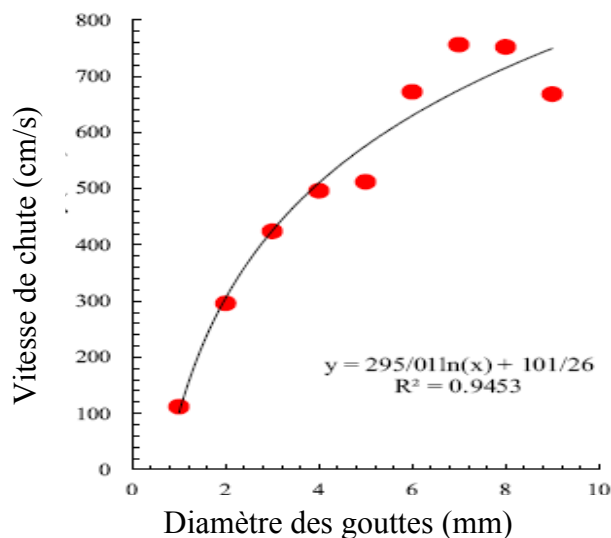


Figure II.4. Relation logarithmique entre la vitesse et le diamètre des gouttes de pluie
Kavian et al. (2018).

Des formules empiriques ont été élaborées par plusieurs chercheurs dans différentes conditions. Selon Van Boxel (1997), plusieurs chercheurs ont proposé une relation de puissance ($V = ad^b$) tel que Spilhaus (1948), Kessler et Wilks (1968), Liu et Orville (1969), Sekhon et Srivista (1971), Atlas et Ulbich (1977) et Grosh (1996).

En plus des propriétés du sol, le détachement du sol sous l'effet des gouttes de pluie est principalement influencé par les paramètres physiques des pluies, notamment la répartition de la taille des gouttes de pluie, la vitesse terminale, l'intensité de pluie et l'énergie cinétique ainsi que leurs diverses combinaisons (Park *et al.*, 1983; Sharma *et al.*, 1991; Fernández-Raga *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2015; Hu *et al.*, 2016). En règle générale, plus la vitesse de chute des gouttes de pluie sur la surface du sol est élevée, plus le sol est éclaboussé et plus le diamètre de la goutte de pluie est grand, plus le sol est érodé (Moss et Green, 1987). De nombreuses études antérieures ont porté sur les effets des paramètres physiques des précipitations sur l'érosion par éclaboussures. Ellison (1947) a développé une expression empirique de l'érosion par éclaboussures en fonction de la vitesse de chute des gouttes de pluie, diamètre de goutte et intensité de pluie.

Les relations de la vitesse de chute des gouttes de pluie sont représentées dans le tableau II.5.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Tableau 5. Relations de la vitesse de chute des gouttes de pluie.

Auteurs	Relation
(Hu <i>et al.</i> , 2016)	$v = \begin{cases} 0,496 \cdot \text{antilog}((28,32 + 6,524 \log_{10} 0,1d - (\log_{10} 0,1d)^2)^{1/2} - 3,995), < 1,9\text{mm} \\ (17,20 - 0,844d)(0,1d)^{1/2} d \geq 1,9\text{mm}, \end{cases}$
(Hu <i>et al.</i> , 2018)	$V = v_t \sqrt{1 - \exp\left(\frac{-2gH}{v_t^2}\right)}$
(Hu <i>et al.</i> , 2018)	$v_t = (17,2 - 0,844d)(0,1d)^{1/2}$
Ferro (2001)	$V = 9.5[1 - \exp(-6d)]$
Schmidt (1993)	$V = 6.6 I^{0,07}$
Zahar (1982)	$V = 10^{3\sqrt{d}}$
Uplinger (1981)	$V = 48,54 D_{50} e^{-1,95D_{50}}$
Smith et De Veaux (1992)	$V(D) = 3,87d^{0,67}$
Best (1950)	$V = 10.30 - 9.65 e^{-0.6d}$
Gossard (1992)	$V = 9.65 (1 - \exp(-0.35d)).$
Beard et Pruppacher (1969) et Beard (1976)	$V = 0.0561d^3 - 0.912d^2 + 5.03d - 0.254$
Bultot et Coppens (1985),	$V_t = \left[\frac{4gd}{3Cd} \left(\frac{\rho_w}{\rho_a} - 1 \right) \right]^{1/2}$
Gunz et Kinzer (1949) cité dans Arnaez <i>et al.</i> , 2007	$V = 2.9379 \ln(d) + 4.393$
Sharma et Gupta (1989)	$v_t = 3.05 + 2.32d - 0.223d^2$

La formule de Best (1950) donne de bons résultats lorsque le diamètre des gouttes est supérieur à 0,4mm, mais donne des vitesses négatives lorsque le diamètre est plus petit. Gossard (1992) a changé la formule de Best par une autre qui ne donne pas des valeurs négatives.

Laws (1941) a mentionné que la vitesse d'une goutte d'eau peut atteindre 9m/s pour les gouttes de 6mm pour une chute de 7m à 20m. La vitesse terminale de la goutte d'eau suivant la hauteur de chute est représentée sur la figure II.5.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

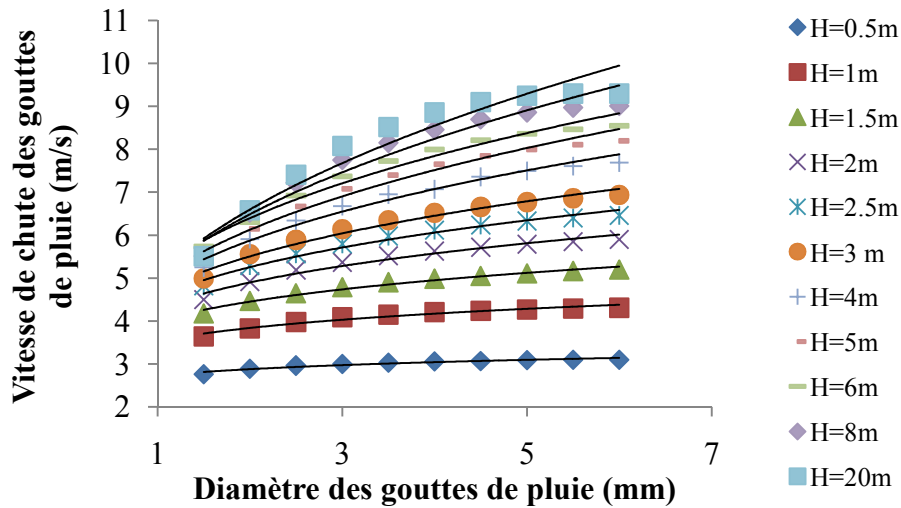


Figure II.5 Vitesse de chute en fonction de diamètre des gouttes de pluie.

Les équations reliant la vitesse de chute et le diamètre des gouttes de pluie sont représentées dans le tableau II.6.

Tableau II.6. Relation entre la vitesse de chute et le diamètre des gouttes de pluie.

Equation	R ²	H (m)
$V = 2.72 D^{0.079}$	0.93	0.5
$V = 3.53 D^{0.12}$	0.96	1
$V = 4.01 D^{0.15}$	0.98	1.5
$V = 4.30 D^{0.19}$	0.97	2
$V = 4.56 D^{0.21}$	0.98	2.5
$V = 4.7 D^{0.23}$	0.97	3
$V = 4.87 D^{0.27}$	0.98	4
$V = 4.99 D^{0.30}$	0.97	5
$V = 5.22 D^{0.29}$	0.98	6
$V = 5.11 D^{0.35}$	0.95	8
$V = 5.09 D^{0.37}$	0.93	20

Beard et Pruppacher (1969) et Beard (1976) ont établi des expressions physiques pour la vitesse terminale des gouttes de pluie du diamètre équivalent de 19 μ m à 7mm, qui décrivent très bien les données expérimentales de Laws et Parsons (1943) et les chercheurs précédents (par exemple Gunn et Kinzer, 1949). Cependant, l'application pratique de ces équations est limitée par le fait qu'elle exige le calcul du

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

nombre de Reynolds (Re), qui est une fonction, plutôt compliquée, des densités de l'air et du fluide, de la viscosité dynamique et de la tension superficielle. L'évaluation des équations proposées par Beard et Pruppacher (1969) et Beard (1976) prouve que dans des conditions standard, la pression atmosphérique (1 bar), la température de l'air (20°C) et pour des tailles de goutte de 0,1 à 7 mm, ces équations sont bien rapprochées par l'équation polynômiale du troisième. Des changements dans la température de l'air et particulièrement la pression atmosphérique, qui sont associés à une élévation d'altitude sont connus pour influencer la vitesse terminale de chute.

Selon Bultot et Coppens (1985), la vitesse terminale de chute d'une goutte de pluie résulte de l'équilibre entre la force gravitationnelle et la résistance de l'air. Ils ont attribué habituellement à C_d des valeurs comprises entre 0.24 et 0.48 (Mason, 1957) (d'après Ve Te Chow *et al.*, 1987).

Cette relation ne fournit qu'une valeur approchée de la vitesse terminale de chute d'une goutte de pluie du fait que celle-ci n'est pas réellement une sphère.

Bultot et Coppens (1985) donnent les valeurs de la vitesse terminale de chute et de l'énergie cinétique de gouttes de pluie de divers rayons. La vitesse terminale croît évidemment avec le rayon. Les plus grosses gouttes ont une vitesse de l'ordre de 9ms^{-1} . Quant à l'énergie cinétique, elle augmente considérablement avec la grosseur des gouttes. Ces valeurs sont représentées dans le tableau II.7.

Tableau II.7. Vitesse terminale et énergie cinétique des gouttes de pluie de divers rayons.

Rayon des gouttes (mm)	Vitesse terminale (m s^{-1})	Energie cinétique (Joules)
0.25	2.75	2.5×10^{-7}
0.50	3.89	3.9×10^{-6}
0.75	4.77	2.0×10^{-5}
1.00	5.50	6.3×10^{-5}
1.50	6.74	3.2×10^{-4}
2.00	7.78	1.0×10^{-3}
2.50	8.70	2.5×10^{-3}
2.75	9.12	3.6×10^{-3}

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

II.6. Energie cinétique des gouttes de pluie

L'énergie cinétique des pluies (KE) est le paramètre physique clé des précipitations (Wu, 2019). C'est l'un des facteurs qui influe sur l'érosion hydrique du sol (Al-Durrah et Bradford, 1981, Sharma et Gupta, 1989; Morgan *et al.*, 1998; Hu *et al.*, 2016). Elle est transformée en une force de cisaillement qui provoque le détachement et l'effet splash (Al-Durrah et Bradford, 1982). Morgane (2005) a signalé que l'expression la plus appropriée de l'érosivité de la pluie est un indice basé sur l'énergie cinétique de la pluie.

Cette grandeur est importante à connaître puisqu'elle conditionne le travail mécanique réalisé par la pluie et se trouve en relation avec les pertes de sol mesurées sur les parcelles expérimentales. Son calcul est nettement plus complexe. En effet, il faut en principe connaître à la fois la masse et la vitesse de chacune des gouttes de pluie et ensuite effectuer la somme des énergies de chacune des gouttes pour connaître l'énergie totale d'une pluie. Il est donc important d'étudier les caractéristiques de la pluie (Charreau, 1973). Pour Zachar (1982), c'est un facteur de base dans la détermination de l'érosion par la pluie.

La cause première de l'érosion est l'énergie cinétique des gouttes de pluie, qui disperse les particules formant les agrégats et les mottes (Roose, 1981 ; Roose et Lelong, 1976). C'est un facteur important de détachement de sol (Fornis *et al.*, 2004). Dans tous les cas, le paramètre le plus important qui influence l'érosion par éclaboussures est l'énergie cinétique des gouttes de pluie (Fernández-Raga *et al.*, 2010; Vaezi *et al.*, 2017).

L'énergie cinétique des gouttes de pluie représente toute l'énergie disponible pour le détachement et le transport par lerejaillissement de la pluie. (Van Dijk *et al.*, 2002 ; Quansah, 1981; Poesen, 1985).

Bien qu'il soit largement reconnu que la connaissance de l'énergie cinétique des pluies est de grande importance pour les études d'érosion de sol, sa détermination par une mesure directe n'est pas aussi courante que la mesure directe de l'intensité de pluie. En effet, la mesure directe de l'énergie cinétique de pluies exige les instruments sophistiqués et coûteux (Fornis *et al.*, 2004). L'action des gouttes de pluie, conjuguée à celle de la gravité, a pour conséquence de détruire la rugosité du sol et de le niveler (Abrahams *et al.*, 1994).

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Pour déterminer cette énergie des gouttes de pluie, il faut mesurer la taille des gouttes de pluie et la vitesse de chute (Hu *et al.*, 2016 ; Morgane, 2005). L'agression de cette énergie peut être considérable si le sol n'est pas protégé par un couvert végétal qui absorbe une partie de cette énergie, laquelle se calcule comme suit :

$$KE = 0.5mv^2$$

II.2.

Avec :

KE : énergie cinétique spécifique ($J.m^{-2}.mm^{-1}$)

m : masse des gouttes (kg)

V : vitesse de chute des gouttes (m/s)

Sharma et Gupta (1989) ont analysé la relation entre l'érosion par splash, l'énergie cinétique des pluies et l'énergie cinétique critiques des précipitations, ils ont établi l'équation représentée dans le tableau II.2. Dans cette expérience, le diamètre des gouttes de pluie variait de 3,6 à 5,0 mm et le sable utilisé à une pente 0%.

Morgan *et al.* (1998) ont analysé la relation entre le taux des éclaboussures, l'énergie cinétique des précipitations et la profondeur de l'écoulement. Ils ont établi une équation utilisée dans EUROSEM (modèle européen d'érosion des sols) représenté dans le tableau II.2. L'influence de la pente sur le détachement des particules de sol est négligée dans EUROSEM.

Hu *et al.* (2018) ont signalé que le diamètre des gouttes de pluie est le paramètre clé pour déterminer l'énergie cinétique de la pluie. Et que l'énergie cinétique totale de la pluie peut être calculée par l'équation suivante :

$$KE = \frac{N.e}{A} \cdot 10^4$$

II.3

Avec KE (J/m^2min) est l'énergie cinétique totale de la pluie par unité de surface et de temps, N est le nombre de goutte de pluie en une minute et A (m^2) est la surface d'impact des gouttes de pluie.

II.6.1. Relation entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie et l'intensité de pluie

La connaissance de la relation entre l'intensité des précipitations et l'énergie cinétique et ses variations dans le temps et dans l'espace est importante pour la prévision de l'érosion (Van Dijk *et al.*, 2002). Selon Kinnell (1981), Il y a deux

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

formes d'énergie cinétique de pluie qui peut être liée à l'intensité des de pluie. La première est le taux de dépense d'énergie cinétique de pluie (KE_{time}), qui a des unités d'énergie / surface / temps. La seconde est la quantité d'énergie cinétique de pluie dépensée par la quantité unitaire de pluie (KE_{mm}). KE_{mm} a des unités d'énergie / surface / profondeur lorsque la pluie est exprimée en profondeur. Ainsi KE_{mm} est relié à KE_{time} par la relation représenté dans le tableau II.8.

Les trois modèles mathématiques les plus communs employés pour la relier à l'intensité des pluies sont le modèle exponentiel, le modèle de Hudson (1965) et le modèle logarithmique.

Les formes respectives de ces modèles sont présentées dans le tableau II.8.

Kinnell (1981) a proposé que le modèle exponentiel décrivant le rapport de KE-I mieux que la forme logarithmique. Il est possible d'établir des relations générales entre l'énergie cinétique et l'intensité des pluies. Plusieurs chercheurs (Wischmeier et Smith, 1978 aux U.S.A ; Park *et al.*, 1980; Brandt, 1990 ; Zanchi et Torri, 1980 en Italie centrale ; Onaga *et al.*, 1988 à Okinawa au Japon ; Hudson, 1965 au Zimbabwe ; Coutinho et Tomas au Portugal ; Rosewell, 1986 en Australie ; Jayawardena et Rezaur, 2000 à Hong Kong ; Van Dijk, 2002 ; Fronis *et al.*, 2004) ont établi des relations à partir des simulations de précipitations ou des expériences sur le terrain. Ces relations sont représentées dans le tableau II.8.

Tableau II.8. Relation entre l'énergie cinétique (KE , $J\ m^{-2}\ mm^{-1}$) et l'intensité des pluies (I , $mm\ h^{-1}$) pour différents pays.

Auteurs	Formules
Wischmeier et Smith (1978)	$KE = 11,87 + 8,73 \log I$
Brandt in Morgan <i>et al.</i> (1998)	$KE = 8,95 + 8,44 \log I$
Zanchi et Torri (1980)	$KE = 9,81 + 11,25 \log I$
Onaga <i>et al.</i> par Morgan (1988)	$KE = 9,81 + 10,60 \log I$
Hudson (1965)	$KE = 29,8 - (127/I)$
Coutinho et Tomas (1995)	$KE = 35,9[1-0,56\exp(-0,034I)]$
Rosewell (1986)	$KE = 29,0[1-0,6\exp(-0,04I)]$
Jayawardena et Rezaur (2000)	$KE = 36,8[1-0,69\exp(-0,038I)]$
Van Dijk (2002)	$KE = 28,3[1-0,52\exp(-0,042I)]$
Kinnell (1981)	$KE_{mm} = c\ KE_{time}\ I^{-1}$
Hudson (1965)	$KE = u + w \log I$ $KE = b - cI^{-1}$ $KE = z[1-p\exp(-HI)]$

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

On peut constater que les constantes empiriques sont différentes d'un endroit à l'autre et la différence est notable. Les différences peuvent être attribuées non seulement aux erreurs présentées pendant des mesures et l'interprétation mais aussi aux différences dans des caractéristiques de pluies inhérentes à l'endroit géographique de l'emplacement de mesure (Van Dijk *et al.*, 2002). Ceci signifie que le rapport entre l'énergie cinétique et l'intensité des pluies qui se comporte bien dans un endroit peut ne pas bien se comporter bien dans un autre endroit.

Selon Van Dijk *et al.* (2002), la courbe logarithmique de Wischmeier et Smith (1978) décrit plutôt bien l'énergie cinétique à de faibles et grandes intensités des précipitations, mais s'il y a quelques limitations à son utilisation.

Une courbe exponentielle s'adapte bien particulièrement pour les intensités élevées (au-dessus de 50 mm h^{-1} ; Figure II.6). Selon Kinnell (1980) cité dans Van Dijk *et al.* (2002) ; Brown et Foster (1987) ; Renard *et al.* (1997) une équation exponentielle est mieux adaptée qu'une loi de puissance ou une équation logarithmique.

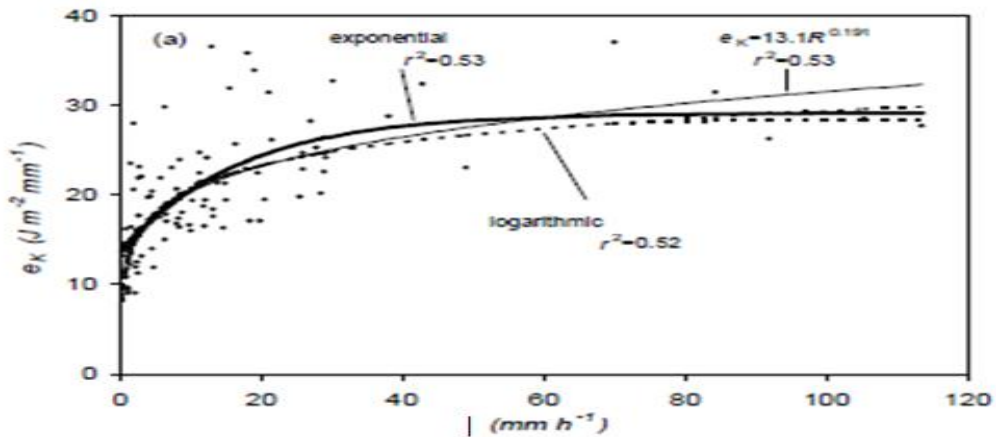


Figure II.6. Relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique de pluie (Van Dijk *et al.*, 2002).

Morgan (2005) a cité d'autres relations établies par d'autres chercheurs dans différents pays. Ces relations sont représentées dans le tableau II.9.

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Tableau II.9. Relation entre l'énergie cinétique (KE, MJ ha mm⁻¹) et l'intensité des pluies (I, mm h⁻¹).

Equation	Source
$KE = 0.29(1-0.72e^{-1/20})$	Utilisé dans USLE révisée Brown et Foster (1987)
$KE = 0.0895 + 0.0844\log_{10} I$	Marshall et Palmer (1948)
$KE = 0.1132 + 0.0055I - 0.005 \cdot 10^{-2} I^2 + 0.00126 \cdot 10^{-4} I^3$	Carter <i>et al.</i> (1974)
$KE = 0.384(1 - 0.54e^{-0.029I})$	Cerro <i>et al.</i> (1998)

II.6.2. Formule utilisant la distribution de la taille des gouttes de pluie

Selon Sempere *et al.* (1992), le calcul de KE peut se faire en associant les formules de chaque intensité de pluie à une présentation statistique de la distribution de la taille des gouttes. Il existe deux possibilités pour caractériser statistiquement la distribution de la taille des gouttes de pluie. La première est d'adapter des rapports entre le diamètre médian de goutte (D_{50}) des précipitations et de son intensité I. CeD_{50} est censé être un diamètre utile capable de reproduire les propriétés de toutes les gouttes de pluie. Une deuxième possibilité est de considérer un modèle complet du DSD des précipitations plutôt que D_{50} . Les deux méthodes ont besoin de connaître la vitesse terminale des gouttes, mais lorsqu'on utilise le diamètre médian D_{50} , on a besoin de connaître qu'une vitesse unique $v(D_{50})$. Par contre, le modèle DSD doit introduire la gamme complète des vitesses.

II.6.2.1. Formule utilisant D_{50}

En utilisant les relations D_{50} (II.16) de la littérature, l'énergie cinétique peut être exprimée comme suit:

$$KE = \frac{I\Delta t}{2} V^2(D_{50}) \quad \text{II.4}$$

Où $V(D_{50})$ est la vitesse terminale (m s⁻¹) de goutte de pluie de diamètre D_{50} (en mm).

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Sempere *et al.* (1992) ont proposé quelques formules utilisées. Certaines formules ont déjà été citées ci-dessus, comme celles de Laws et Parson basées sur leurs propres données et la formule de Brandt basée aussi sur leurs propres données.

Epema et Riezebos (1983) cité dans (Sempere *et al.*, 1992) ont signalé que l'équation de la vitesse de Beard (Beard, 1976; Beard, 1977a; Beard, 1977b; Beard, 1980) est considérée comme les meilleures relations théoriques entre la vitesse et le diamètre parce qu'elles tiennent compte des données publiées antérieures et introduisent des corrections en termes de la pression et de la température.

Au premier coup d'œil, la comparaison de ces formules est étonnante puisque quatre études publiées mènent à un rapport semblable ($D_{50} = aI^b$) mais avec des paramètres sensiblement différents. Ces différences peuvent résulter, plus probablement, des raisons de prélèvement ou de la variété du contexte météorologique considéré (Sempere *et al.*, 1992).

Les relations de diamètre médian des gouttes de pluie sont représentées dans le tableau II.4.

II.6.3. Relation entre l'énergie cinétique et la hauteur de pluie

Selon Charreau (1973), les variations mensuelles de l'énergie cinétique paraissent bien suivre les hauteurs de pluie qu'il a étudiées au Sénégal. Il a signalé aussi que la hauteur de pluie intervient surtout au niveau de la saturation du sol.

Ulsaker et Onstard (1984) ont montré, suite à leurs travaux au Kenya, que presque toutes les variations de l'énergie cinétique totale peuvent être estimées par le volume de pluie ($R^2 = 0.97$).

La relation donnée par Lal et Grenland (1977) est :

$$KE = 38.8H - 4.7.10^{-4} \quad (r=0.99) \quad \text{II.5}$$

H : quantité de pluie en mm

KE : énergie cinétique en J /m²/mm

II.7. Puissance érosive de la pluie

Le pouvoir destructif d'une averse et son pouvoir érosif sont directement tributaires de la puissance de l'averse. Cette puissance est fonction de l'intensité de l'averse mais aussi de la distribution selon les dimensions des gouttes d'eau atteignant

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

le sol. (Bulot & Coppens, 1985).

Bultot et Coppens (1985) ont déterminé la puissance érosive par la relation suivante :

$$PE = 1,247 \cdot 10^{11} K^{-3/2} N_0/\lambda^{11/2} \quad \text{II.6}$$

Dans laquelle la puissance PE est exprimée en $W m^{-2}$

K est le coefficient de résistance à l'entraînement de l'air. On attribue habituellement à K des valeurs comprises entre 0,24 et 0,48

N_0 est un paramètre exprimé en m^{-4}

λ est une fonction de l'intensité I (mm/h) de la pluie de la forme :

$$\lambda = a I^{-0,21} (m^{-1}) \quad \text{II.7}$$

Les valeurs des paramètres N_0 et λ , proposées par Joss *et al.*, (1968) cité dans Bultot et Coppens, (1985) pour trois types de précipitations, sont représentées dans le tableau II.10.

Tableau II.10. Valeurs des paramètres N_0 et λ pour divers type de pluie.

Type de pluie	$N_0 (m^{-4})$	$\lambda (m^{-1})$
Bruine	6×10^7	$11,4 \times 10^3 I^{-0,21}$
Pluie étendue	$1,4 \times 10^7$	$8,2 \times 10^3 I^{-0,21}$
Averse de caractère convectif	$2,8 \times 10^6$	$6,0 \times 10^3 I^{-0,21}$

La relation I.6 dépend évidemment du type de précipitation et de son intensité par l'intermédiaire du paramètre N_0 et de la fonction d'intensité λ . Bultot et Coppens (1985) ont attribué pour K, coefficient de résistance à l'entraînement, une valeur centrale 0,36. La relation (II.40) devient:

$$PE = 1,68 \cdot 10^{-3} I^{1,155} \text{ pour la bruine} \quad \text{II.8}$$

$$PE = 2,41 \cdot 10^{-3} I^{1,155} \text{ pour une pluie étendue} \quad \text{II.9}$$

$$PE = 2,68 \cdot 10^{-3} I^{1,155} \text{ pour une averse de type convectif.} \quad \text{II.10}$$

Pour Shih et Yang (2009), l'influence des précipitations peut être représentée par l'intensité de pluie, la vitesse des précipitations et la puissance de pluie. Plusieurs chercheurs ont conclu qu'une couche d'eau sur la surface de sol atténue également l'effet érosif de l'impact de goutte de pluie (Palmer, 1946; Moss and Green, 1983; Mutchler and McGregor, 1983; Schultz *et al.*, 1985; Kinnell, 1991, 1993a).

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

Gabet et Dunne (2003) affirment que quand une goutte de pluie heurte la surface de sol, l'énergie cinétique de la pluie est transférée aux particules du sol et à l'eau sur la surface. Ils ont employé le terme "puissance érosive" pour décrire le taux auquel cette énergie est transférée à la surface. La puissance érosive par unité de surface est la dérivée par rapport au temps de l'énergie cinétique par unité de surface. Pour déterminer la puissance érosive, ils ont commencé par l'impact de la masse d'eau par unité de surface sur un sol nu.

Masse/surface $\rho_w I t \cos\theta$

II.11

ρ_w est la densité de l'eau (kg/m^3), I l'intensité de pluie (m/s), t la durée de l'averse (s) et θ l'angle de la pente.

Ils ont remplacé, dans l'équation (II.11), l'équation de l'énergie cinétique par unité de surface :

$$KE = \frac{\rho_w I t v^2 \cos\theta}{2} \quad \text{II.12}$$

Où :

V : vitesse des gouttes de pluie (m/s)

La puissance érosive est calculée ainsi par :

$$PE = \frac{dKE}{dt} = \frac{\rho_w I v^2 \cos\theta}{2} \quad \text{II.13}$$

C'est cette relation qui a été utilisée pour calculer la puissance érosive.

II.8. Force érosive de la pluie

Des études indiquent que les forces internes du sol pourraient affecter de manière significative la stabilité des agrégats, et par conséquent l'érosion due aux splash pendant les précipitations (Hu *et al.*, 2018a). Hu *et al.* (2018b) ils ont démontré, suite aux expériences simulées, que l'érosion par éclaboussures pourrait être due aux effets de couplage des forces d'impact internes du sol et de la pluie. Lors de l'érosion par éclaboussures, les forces internes du sol entraînent principalement la décomposition des agrégats et la libération de fines particules du sol lorsqu'il est mouillé (Hu *et al.*, 2018a). Ce type de force est considéré comme le principal facteur externe affectant l'érosion par éclaboussures. Si l'impact des gouttes de pluie était totalement éliminé, l'érosion par éclaboussures ne se produirait pas pendant la pluie (Hu *et al.*, 2018a). Dans l'ensemble, l'érosion due aux éclaboussures de pluie est influencée par deux facteurs érosifs: les forces internes et des forces d'impact (ou externes) (Hu *et al.*, 2018b). La force d'impact des gouttes de pluie est le

Chapitre II : Paramètres érosifs de la pluie

mécanisme moteur qui provoque le mouvement des particules du sol (Le Bissonnais et Singer, 1993; Kinnell, 2005; Legout *et al.*, 2005a; Oliveira *et al.*, 2013).

Riezebos et Epema (1985) ont indiqué que, juste à l'impact, la forme de la goutte avait une influence significative sur la surface de la cible sur laquelle la force d'impact est distribuée, ce qui affecte directement la quantité du sol détachée. Cette force d'impact des gouttes de pluie est la combinaison des caractéristiques des gouttes de pluie telle que la masse, la vitesse et le diamètre des gouttes. Mouzai et Bouhadef (2003) ont cité que cette combinaison montre à combien la masse, la vitesse et le diamètre des gouttes de pluie affectent le détachement et le transport des sédiments. Cette force a été définie par Riezebos et Epema (1985) par :

$$F = m V^2/d \quad \text{II.14}$$

Où : m la masse des gouttes de pluie, V la vitesse des gouttes de pluie et d le diamètre des gouttes de pluie.

On utilisant le diamètre médian des gouttes de pluie la relation (II.14) devient :

$$F = m V^2/D_{50} \quad \text{II.15}$$

II.9. Conclusion

Les paramètres érosifs de la pluie ont été illustrés dans ce chapitre. Une synthèse sur les principaux paramètres érosifs des différents chercheurs tels que l'intensité de pluie, le diamètre des gouttes de pluie, la vitesse de chute des gouttes de pluie, l'énergie cinétique, la puissance érosive et la force érosive de la pluie a été donné. Leurs effets sur les caractéristiques du sol ; tel que la concentration en sédiments et le taux d'érosion en nappe est très significatif.

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

III.1. Introduction

L'érosion hydrique du sol se produit par une combinaison du détachement et du transport de particules de sol par les agents érosifs tels que splash, l'écoulement de surface induit par la pluie ou les deux (Kinnell 2000; Liu et Singh 2004; Zhang *et al.* 2007; Ali *et al.* 2012a; Sirjani et Mahmoodabadi 2012; Lu *et al.* 2016; Tian *et al.* 2017, Guo *et al.*, 2017). Les études de Guo *et al.* (2017) suggèrent que le processus d'érosion des sols en pente est fortement influencé par les caractéristiques hydrauliques des écoulements en surface (régime d'écoulement, profondeur du courant, vitesse d'écoulement, contrainte de cisaillement, puissance du courant et frottement). Le ruissellement peut prendre diverses formes allant des écoulements en nappe très peu épais sur des surface étendues jusqu'aux écoulements fortement concentrés dans les rigoles, voire des ravines, engendrées par l'érosion. La particularité du ruissellement, par rapport aux écoulements à surface libre en canaux, est sa très faible lame d'eau qui est de l'ordre de grandeur de la rugosité de la surface du sol. L'effet de gravité est souvent dominant dans le cas du ruissellement. La connaissance du ruissellement est importante dans l'étude de l'érosion hydrique. L'écoulement hydraulique contrôle le processus de détachement du sol (Li *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2003; Govers, 1992a). La plupart des études ont révélé l'importance des paramètres hydrauliques sur le taux de détachement du sol en fonction de l'écoulement (Wu *et al.*, 2019b). Cependant, les études sur l'effet des paramètres hydrauliques sur le taux de détachement du sol de l'écoulement en nappe affecté par les gouttes de pluie sont limitées. Compte tenu de cette situation, il convient de déterminer et d'évaluer la réponse du taux de détachement du sol provoquée par l'écoulement en nappes chargées de sédiments affecté par les gouttes de pluie et les paramètres hydrauliques de ruissellement. Selon An *et al.* (2012), Les processus de ruissellement et le taux de sédimentation sont largement déterminés par les caractéristiques hydrauliques de l'écoulement.

Selon Julien et Simons (1985), les principales variables associées au ruissellement sont présentées sur la figure III.1. Les variables géométriques sont $\sin\theta$ qui peut être remplacé par la pente S , pour des faibles valeurs de θ , et la longueur de la pente L . Les variables physiques sont l'intensité de pluie I , l'épaisseur de la lame d'eau h , la vitesse moyenne de l'écoulement U_m , le débit unitaire q , la rugosité du

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

fond η , le paramètre généralement associé au débit massique de sédiment par unité de largeur q_s qui est la contrainte de cisaillement au niveau du lit τ_c . Les autres propriétés de l'écoulement sont l'accélération de la gravité g , la viscosité cinématique ν et la densité du fluide ρ .

Par conséquent, ce chapitre visait à examiner l'influence de ces paramètres hydrauliques sur la capacité du transport des sédiments et l'érodibilité du sol.

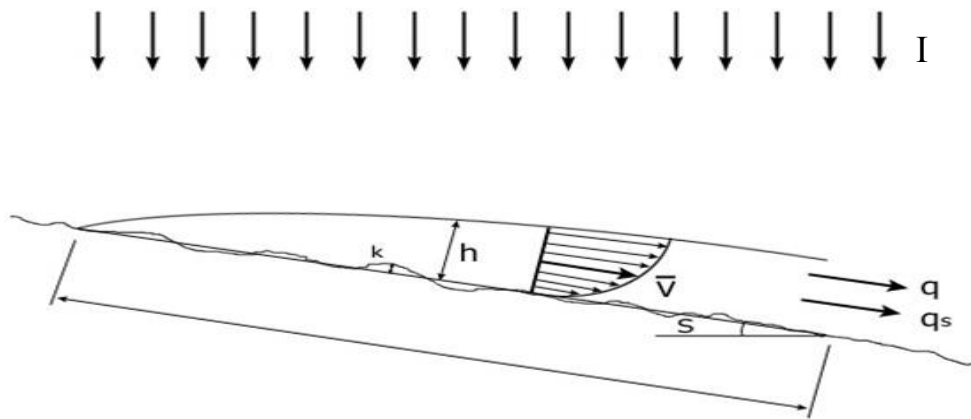


Figure III.1. Principales variables du ruissellement d'après (Julien et Simons, 1985).

III.2. Vitesse moyenne de l'écoulement

Au cours des trois dernières décennies, plusieurs efforts ont été déployés pour analyser l'influence de différents paramètres hydrauliques sur la capacité de transport, tels que le débit unitaire, la vitesse moyenne d'écoulement et la pente (Beasley et Huggins, 1982; Julien et Simons, 1985; Govers et Rauws, 1986; Finkner *et al.*, 1989; Govers, 1990, 1992a; Guy *et al.*, 1990; Everaert, 1991; Abrahams et Li, 1998, Jayawardena et Rezaur, 1999, Prosser et Rustomji, 2000; Abrahams *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2009). Selon Ali *et al.* (2012a), le transport des sédiments est une composante importante du processus d'érosion du sol, qui dépend de plusieurs paramètres hydrauliques, tels que le débit unitaire, la vitesse moyenne de l'écoulement et de la pente. Ils ont pris en compte ces variables pour la quantification de la capacité de transport des sédiments dans les écoulements en surface, car elles peuvent être facilement mesurées sur le terrain et ont également un impact considérable sur la capacité de transport. Il est généralement connu que la capacité de transport augmente avec l'augmentation du débit unitaire, la pente et la vitesse moyenne de l'écoulement,

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

car l'énergie exercée par un certain débit sur le lit augmente avec ces variables (Beasley et Huggins, 1982; Govers, 1990, 1992a). La connaissance de la relation entre le débit, la vitesse et la profondeur des écoulements en surface est importante pour de nombreuses applications des modèles hydrologiques déterministes et des modèles d'érosion. Ces modèles reposent sur des modèles d'infiltration plus ou moins physiques pour calculer l'excès d'infiltration à partir des caractéristiques des précipitations et des conditions du sol. Le deuxième élément d'un tel modèle est la description de la résistance hydraulique de la surface considérée. En combinaison avec l'équation de continuité, elle peut être utilisée pour prédire les variations spatiales et temporelles du débit ainsi que le moment et la forme exacte de l'hydrogramme de ruissellement en surface (Foster *et al.*, 1968; Freeze, 1978; Dunne et Dietrich, 1980; Abrahams *et al.*, 1990). De plus, la connaissance des variations des débits dans l'espace et dans le temps sont nécessaires au calcul des variations des paramètres hydrauliques régissant le détachement et le transport des sédiments (Abrahams *et al.*, 1989).

Des chercheurs ont déterminé la relation qui existe entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la vitesse à la surface libre de l'écoulement.

Savat (1980) rappelle qu'en régime laminaire les couches de fluide glissent parallèlement les unes sur les autres avec une vitesse longitudinale croissante quand on se rapproche de la surface libre comme le décrit la figure III.2. Le profil de vitesse est parabolique et la vitesse en un point quelconque de la lame d'eau est donnée par l'expression suivante :

$$U_m = U_s \left[1 - \left(\frac{z-h}{h} \right)^2 \right] \quad \text{III.1}$$

U_s est la vitesse au niveau de la surface libre et z l'épaisseur de la lame d'eau ayant pour origine la surface du fond.

En intégrant l'équation III.1 et en divisant par l'épaisseur de la lame d'eau, on trouve:

$$U_m = \frac{2}{3} U_s \quad \text{III.2}$$

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

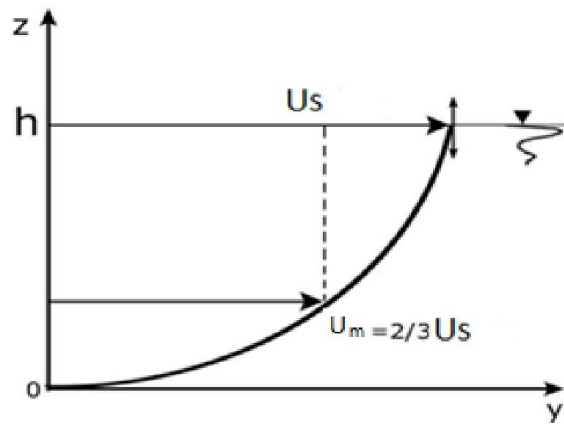


Figure III.2. Profil de vitesse d'un écoulement laminaire (Savat, 1980).

Plusieurs chercheurs ont utilisé la formule (III.3) pour calculer la vitesse moyenne (Guy *et al.*, 1990 ; Pan et Shanguan, 2006 ; Emmette, 1970):

$$U_m = \alpha U_s$$

III.3

Avec :

U_m : vitesse moyenne de l'écoulement (m/s)

U_s : vitesse à la surface libre de l'écoulement (m/s).

α : coefficient de correction.

La vitesse moyenne est déterminée en multipliant la vitesse à la surface par 0,67 quand l'écoulement est laminaire, par 0,7 si l'écoulement est transitoire et par 0,8 s'il est turbulent (Horton *et al.*, 1934). La valeur 0,67 de l'écoulement laminaire a été déduite du profil théorique de vitesse défini ci-dessus. Emmett (1970) a mesuré les valeurs de la vitesse à la surface en chronométrant le mouvement du colorant en chaque point marqué le long de canal. Emmett a également étudié le rapport entre la vitesse d'écoulement moyenne et la vitesse de surface. Lorsque le rapport $\alpha = V_m/V_s = 2/3$, il a constaté que ce rapport, approprié pour les surfaces douces dans des conditions d'écoulement laminaire ($Re < 500$), s'est avéré plus petit pour les surfaces rudes sous le même régime d'écoulement. Pour $Re > 1250$, la valeur de $\alpha = 0,8$ a été trouvée pour toutes les surfaces. Beaucoup d'autres chercheurs ont pris un coefficient 0,67 tel que Pan et Shanguan, 2006 ; Guy *et al.*, 1990.

Une simple équation a été utilisée pour relier directement la vitesse de l'écoulement en rigole avec le débit. Govers (1992b) et Giménez et Govers (2001) ont proposé :

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

$$V=aQ^b$$

III.4

Pour une analyse des données expérimentales, Govers a obtenu des valeurs de 3,52 pour a et 0.294 pour b pour l'érosion en rigole. Quand les fragments de roche sont présents, Govers *et al.* (2000) ont obtenues des valeurs de 4,19 et 0.344, respectivement. Nearing *et al.* (1999) ont obtenu des valeurs de 9.8 et 0.459 pour fragments en roche en rigole. Malgré que ces valeurs diffèrent considérablement de ceux obtenus par Govers *et al.* (2000), mais une équation semblable de débit-vitesse est obtenue sur la gamme des débits produit dans les rigoles. Ils ont remarqué que la vitesse de l'écoulement diminue quand les fragments de roche ou les résidus non érodible de végétation sont présents (Nearing *et al.* 1999 ; Govers *et al.* 2000).

La vitesse de l'écoulement en rigole en fonction du débit pour une surface avec une variation de taux de roche obtenue par Govers *et al.* (2000) sont représentés sur la figure III.3.

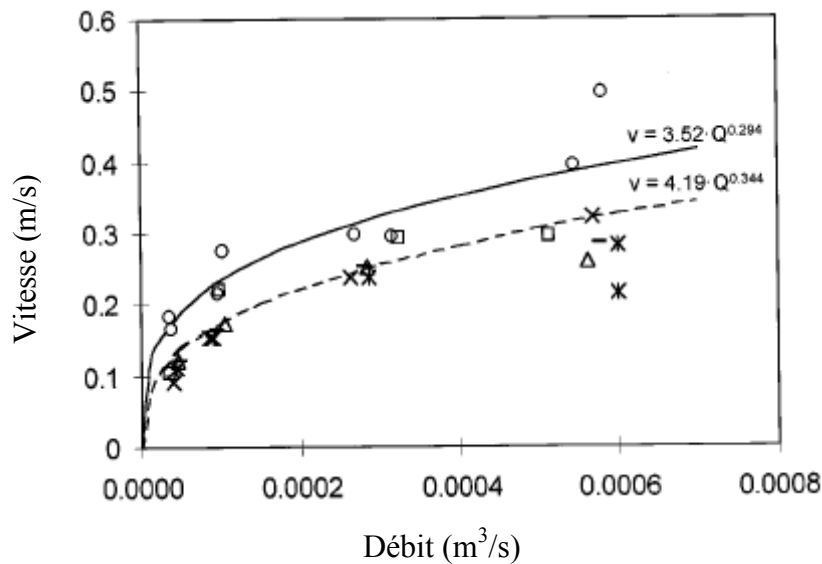


Figure III.3. Relation entre la vitesse de l'écoulement en rigole en fonction de débit en surface avec une variation de taux de roche (Govers *et al.*, 2000).

Les résultats obtenus par Nearing *et al.* (1999) sont représentés sur la figure III.4.

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

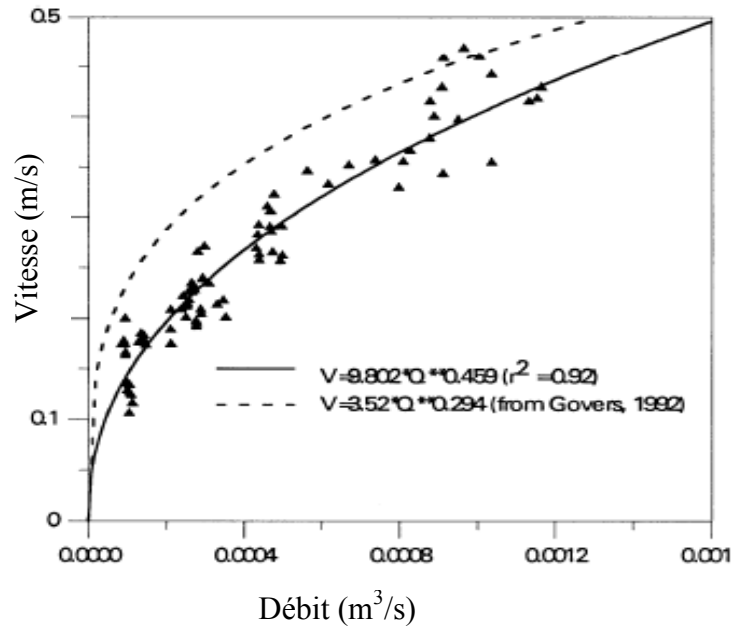


Figure III.4. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement en fonction de débit d'écoulement (Nearing et al., 1999).

La vitesse de l'écoulement a finalement été déterminée comme paramètre hydraulique principal qui affecte l'érosion de goutte de pluie. Le taux de sédiment par unité de largeur introduit par l'impact des gouttes de pluie (D_s) augmente avec l'augmentation de la vitesse de l'écoulement (An et al. 2012). La relation peut être représentée par une fonction linéaire :

$$D_s = 0.063U - 0.088$$

III.5

La relation est représentée sur la figure III.5.

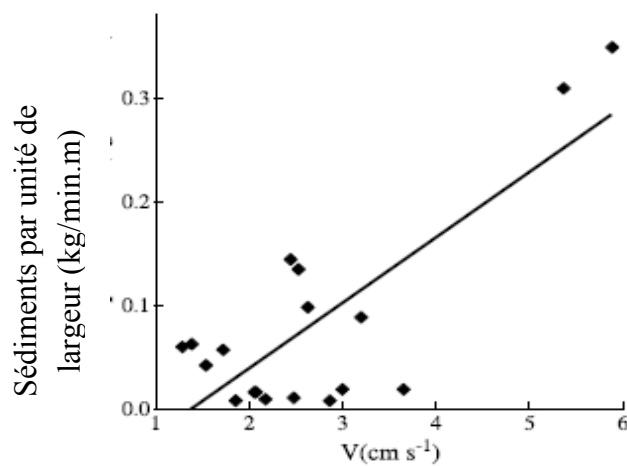


Figure III.5. Relation entre le taux de sédiments et la vitesse d'écoulement (An et al. 2012).

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

Ali *et al.* (2012a) ont signalé que la mesure de la capacité de transport augmente avec le débit unitaire pour différente pente et que la pente a une influence importante sur la capacité de transport. Ils ont représenté, sur la figure III.6, la relation entre la capacité de transport et le débit unitaire par une fonction linéaire.

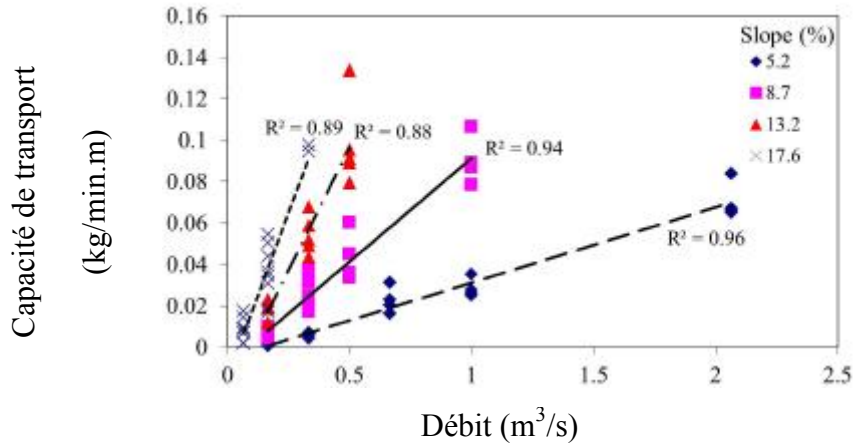


Figure III.6. Relation entre la capacité de transport des sédiments mesurés et le débit unitaire pour différentes pente (Ali *et al.*2012a).

La vitesse moyenne de l'écoulement est un paramètre hydraulique important qui affecte la capacité de transport en sédiments, et dépend du débit, de la taille médian de grain et la géométrie du lit (Ali *et al.*, 2012a). La figure III.7 montre que la capacité de transport des sédiments augmente avec l'augmentation de la vitesse moyenne de l'écoulement pour chaque classe de la pente.

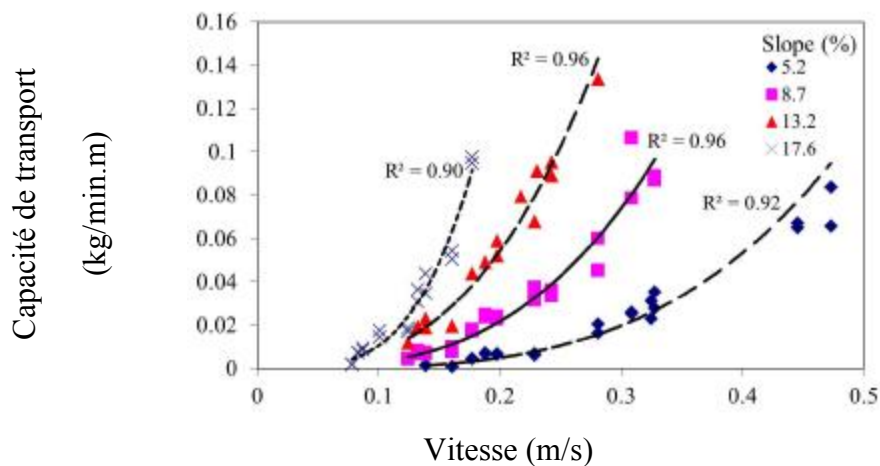


Figure III.7. Relation entre la capacité de transport mesurée et la vitesse moyenne de l'écoulement pour différente pente (Ali *et al.*2012a).

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

Ali *et al.* (2012a) ont utilisé la dérivation de l'équation ci-dessous pour estimer la vitesse moyenne de l'écoulement.

$$\text{Log}(U_m) = 0.645 + 0.506 \log(Q) - 0.172 \log(D_{50}) \quad \text{III.6}$$

Avec U_m (m/s) est la vitesse moyenne de l'écoulement, Q (m^3/s) et le débit et D_{50} est le diamètre moyen des grains.

III.3. Profondeur de l'écoulement

La profondeur de l'écoulement est considérée comme la principale variable hydraulique contrôlant le détachement et le transport des sédiments (Gimez et Govers, 2002). Wu *et al.* (2019a) ont signalé que la profondeur de l'écoulement est le paramètre hydraulique clé affectant la capacité de détachement par splash. Selon Guo *et al.* (2013a), les deux principaux facteurs le ruissellement pour détacher et transporter les sédiments dans l'érosion en rigole sont les caractéristiques de la pente (telles que, la pente, type de sol et la rugosité de la surface de la pente) et les variables hydrauliques primaires, y compris la vitesse et la profondeur de l'écoulement. Ces variables hydrauliques peuvent être combinés de différentes manières pour former un indicateur hydraulique de détachement des rigoles dans les modèles d'érosion basés sur des facteurs physiques, telles que la contrainte de cisaillement hydraulique (Nearing *et al.*, 1991), la force de cisaillement unitaire de la longueur (Gimenez et Govers, 2002), puissance de ruissellement (Bagnold, 1977; Hairsine et Rose, 1992a, b; Nearing et al., 1997; Shainberg *et al.*, 1994), puissance unitaire de ruissellement (Moore et Burch, 1986; Yang, 1972 cité dans Govers, 1990) et puissance effective de ruissellement (Govers, 1992a). Govers (1992a) a signalé que la profondeur de l'écoulement dans les rigoles est difficile à mesurer en raison de l'instabilité de la surface de l'eau et de l'irrégularité et de la douceur de la limite des rigoles.

La profondeur de la lame d'eau est un facteur important de l'écoulement de surface, mais il est très difficile à le déterminer, en raison du procédé d'érosion sur la surface du sol. Plusieurs chercheurs ont mesuré la lame d'eau avec une règle de précision avec une exactitude de 0,01 mm (Emmet, 1970 ; Mouzai, 1992). Un ensemble d'auteurs ont utilisé l'équation de continuité pour déterminer la profondeur de l'écoulement (Guy *et al.*, 1990 ; Pan et Shangguan, 2006).

Emmet (1970) a constaté que les profondeurs sur la surface rugueuse sont de 15% (pour les pentes un peu raides) à 30% (pour les pentes plus raides) plus grandes que des profondeurs sur une surface douce. Selon Mouzai (1992), la rugosité diminue

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

dans le temps, ce qui a laissé la vitesse d'écoulement augmenter avec la décroissance de la profondeur d'écoulement.

Kinnell (1990) part du principe que seule la turbulence créée par l'impact des gouttes exerce une force de cisaillement suffisamment grande pour détacher les grains. Jusqu'à une profondeur d'écoulement égale à trois fois le diamètre des gouttes, cette profondeur n'a pas d'influence sur le transport solide. Pour des profondeurs plus grandes, l'impact de la goutte est amorti et le régime change.

Selon Guo *et al.* (2013a), la profondeur d'eau de surface est un facteur très important affectant la nature d'écoulement. Malheureusement, il est très difficile de mesurer la profondeur sur la surface de la pente parce qu'elle est autant dynamique le long de la direction de la pente. En assimilant que l'écoulement le long de la pente est uniforme, la profondeur moyenne peut être calculé à partir de (Guo *et al.*, 2013a ;

$$h=q_w/U_m \quad \text{III.7}$$

Avec h est la profondeur de l'écoulement (m), q_w est le débit unitaire (m^2/s) et U_m est la vitesse moyenne de l'écoulement (m/s).

III.4. Contrainte de cisaillement

La contrainte de cisaillement est définie comme étant une force appliquée par l'écoulement de l'eau sur la surface du sol par unité de surface de lit (Duboys, 1879 ; cité dans Ali *et al.*, 2012a).

Selon Ali *et al.* (2012a), La contrainte de cisaillement a montré une performance médiocre, car une partie de la contrainte de cisaillement est dissipée par les irrégularités du lit, l'évolution de la forme du lit et le détachement des sédiments.

Plusieurs chercheurs (Nearing *et al.*, 1991 ; Guo *et al.*, 2013a ; Guo *et al.*, 2017 ; Ciampalini et Torri, 1998 ; Zhang *et al.*, 2002 ; An *et al.*, 2012 ; Wu *et al.*, 2019a) ont utilisé l'équation suivante :

$$\tau=\rho g h s \quad \text{III.8}$$

Avec τ est la contrainte de cisaillement (Pa), ρ la densité de l'eau ($kg\ m^{-3}$), g est la gravité ($m\ s^{-2}$) h est la profondeur (m) s est la pente ($m\ m^{-1}$).

Pour un écoulement généré par les pluies sur un sol saturé et non cohésif, la différence de la charge totale entre deux sections d'une distance dx est égale aux pertes de charge due à la force de frottement. Cette équation a été mentionnée par Graf et

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

Altinakar (2000).

$$d\left(z+h + \frac{U^2}{2g}\right) = \frac{1}{g} \frac{\tau}{\rho_{mél}} \frac{dp}{dA} dx \quad \text{III.9}$$

Où p le périmètre mouillé, A la section mouillée, $\rho_{mél}$ la masse volumique du mélange eau sédiments, z la cote du sol, g la gravité de la pesanteur et τ est la contrainte de cisaillement ou bien la force tractrice des particules.

Le terme $(z+h + \frac{U^2}{2g})$ n'est que l'énergie par l'unité de masse. Cette énergie change le long du canal en raison des changements d'altitude du fond et les pertes d'énergie.

Pour un écoulement d'un sol agricole remanié, la variation de la vitesse d'écoulement est négligeable devant la profondeur. L'équation (III.9) devient, en divisant sur dx :

$$\frac{d}{dx}(z+h) = \frac{1}{g} \frac{\tau_0}{\rho_{mél}} \frac{dp}{dA} \quad \text{III.10}$$

$\frac{dz}{dx}$ est la pente de sol.

$$\frac{dz}{dx} = \sin\theta = S. \quad \text{III.11}$$

Pour déterminer la variation de la profondeur $\frac{dh}{dx}$, nous partons de l'équation unidimensionnelle de continuité, qui se base sur le principe que la détermination de taux de détachement de sédiments durant les précipitations, nécessite une prévision de la variation de la pente et de la profondeur de l'écoulement. Cette variation de pente et de la profondeur sont déterminées par l'approximation cinétique de l'écoulement, ce qui suppose que la pente de surface de l'écoulement est parallèle au gradient de pente.

Pour une pente plane :

$$\frac{\partial q_e}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = I(t) - f(t) \quad \text{III.12}$$

Avec q_e le débit de ruissellement par unité de largeur (m^2/s), h la profondeur de l'écoulement (m), I l'intensité de pluie (m/s) et f est la capacité d'infiltration.

Dans le cas d'un sol saturé et une intensité de pluie constante sur une durée de temps t , l'équation (III.12) devient :

$$\frac{\partial q}{\partial x} = I \quad \text{III.13}$$

Après intégration, l'équation (III.13) devient :

$$q_e = I.x \quad \text{III.14}$$

Plusieurs chercheurs tels que Abraham *et al.* (2001) ont représenté le débit du mélange, eau sédiment, par l'expression suivante :

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

$$q_{mél} = q_e + q_s \quad \text{III.15}$$

D'où :

$$q_{mél} = I \cdot x + q_s \quad \text{III.16}$$

Où I est l'intensité de pluie (m/s) et x (m) la longueur de ruissellement, $q_{mél}$ le débit de mélange eau sédiment par unité de largeur, q_e le débit volumique unitaire liquide et q_s le débit volumique unitaire solide.

La variation du débit de mélange eau sédiments en fonction de la distance peut s'écrire sous forme (Kinnell, 1993a ; Kinnell, 1991):

$$q_{mél} = U_m \cdot h \quad \text{III.17}$$

La dérivée des équations (III.16) et (III.17) par rapport à la longueur x, et l'égalité de ces dernières donnent :

$$h \frac{dU}{dx} + U_m \frac{dh}{dx} = I + \frac{dq_s}{dx} \quad \text{III.18}$$

Où h (m) est la profondeur de l'écoulement et U_m (m/s) la vitesse moyenne de l'écoulement.

Les équations (III.15) et (III.18) deviennent :

$$U_m \frac{dh}{dx} = I + \frac{dq_s}{dx} \quad \text{III.19}$$

$$\frac{dh}{dx} + \frac{dz}{dx} = \frac{1}{g} \frac{\tau}{\rho_{mél}} \frac{dp}{dA} \quad \text{III.20}$$

La combinaison des équations (III.19) et (III.20) deviennent:

$$\frac{I}{U_m} + \frac{dq_s}{U_m dx} + S = \frac{1}{g} \frac{\tau}{\rho_{mél}} \frac{dp}{dA} \quad \text{III.21}$$

Pour une section rectangulaire de largeur b (m), le périmètre mouillé $dP = b + 2h$ et la section mouillée $dA = bh$. Le rapport $\frac{dp}{dA} = \frac{2}{b}$

L'équation (III.21) devient :

$$\frac{dq_s}{dx} = \frac{U}{g} \frac{\tau}{\rho_{mél}} \frac{2}{b} - I - US \quad \text{III.22}$$

Après intégration on aura :

$$\tau = \frac{(q_s + IX + USX)gb\rho_{mél}}{2UX} \quad \text{III.23}$$

III.5. Puissances de ruissellement

La prévision de la capacité de transport des sédiments peut être faite par l'analyse de régression, afin d'identifier un prédicteur optimal entre la contrainte de cisaillement, la puissance de ruissellement, la puissance unitaire de ruissellement et la puissance effective de ruissellement (Ali *et al.*, 2012a).

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

Selon Bagnold (1966) (cité dans Govers, 1990), la capacité de transport est reliée directement avec la contrainte de cisaillement ou la puissance d'écoulement. La puissance de l'écoulement est définie comme étant la quantité d'énergie absorbée par unité de temps et par unité de la surface de lit. La puissance d'écoulement peut donc être exprimée comme le produit de l'effort de cisaillement et la vitesse moyenne de l'écoulement. Plus tard, il a déclaré qu'il y a seulement un rapport unique entre le transport de sédiments et la puissance d'écoulement si la profondeur de l'écoulement est constante.

Yang (1972) (cité dans Govers, 1990) a présenté le concept de la puissance unitaire de l'écoulement, qui est la quantité de l'énergie absorbée par unité de temps et par unité de poids spécifique de l'écoulement et qui est égale au produit de la pente et de la vitesse moyenne.

D'après Nearing *et al.* (1997), la puissance de l'écoulement est le meilleur prédicteur dominant du transport solide. Les autres paramètres, tels que la tension de frottement, la puissance unitaire et la puissance effective de l'écoulement, ne conduisent pas, pour le transport des solides, à une relation empirique meilleure que celle faisant intervenir la puissance de l'écoulement.

La puissance de l'écoulement est calculée par la relation III.24. Cette relation est utilisée par plusieurs chercheurs (Wu *et al.*, 2019b ; Guo *et al.*, 2013a ; An *et al.*, 2012 ; Govers, 1990 ; Gilley *et al.*, 1985 ; Bagnold, 1966 ; Govers, 1990) comme suite :

$$\Omega = \tau U_m \quad \text{III.24}$$

Yang (1972) cité dans Ali *et al.* (2012a) a supposé que le taux de transport des sédiments est une fonction du taux de temps de dépense de l'énergie potentielle par le poids spécifique de l'eau.

$$\Omega_u = U_m S \quad \text{III.25}$$

Ω_u ($m \text{ s}^{-1}$) est la puissance unitaire de l'écoulement,

Govers (1990) a signalé que la puissance effective de l'écoulement est fondamentalement basée sur la contrainte de cisaillement.

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

$$\Omega_{\text{eff}} = \frac{(\tau U_m)^{1.5}}{h^{0.67}} \quad \text{III.26}$$

Avec Ω_{eff} ($\text{N}^{1.5} \text{s}^{-1.5} \text{m}^{-2.17}$) est la puissance effective de l'écoulement.

III.6. Coefficient de frottement

Sur la base d'une comparaison des facteurs de frottement de l'érosion en nappe la présence et l'absence de gouttes de pluie, Wu et Zhou (1994) ont signalé que l'impact de la goutte d'eau de pluie réduisait considérablement les facteurs de frottement de l'écoulement en nappe, avec un taux de réduction moyen de 66,14%. Gilley *et al.* (1990) ont affirmé que les équations de Darcy-Weisbach, Manning et Chezy ont été largement utilisées pour décrire les caractéristiques d'écoulement. Chacune de ces relations contient un coefficient de rugosité. Selon Parson *et al.* (1994), la résistance hydraulique à l'écoulement a été évaluée à l'aide du facteur de frottement de Darcy-Weisbach qui a été calculé à la fois à partir de la mesure directe du débit et de la profondeur d'écoulement et de l'ajustement des modèles des hydrogrammes sur la base des équations des ondes cinématiques. Ils ont déclaré que les résultats montrent qu'il n'y a pas de variation cohérente du facteur de frottement en fonction de la taille de la parcelle ou de la méthode utilisée pour le calculer. Cependant, la mesure directe de la profondeur et du débit donne des résultats plus fiables. Pour évaluer les effets combinés de l'écoulement et des précipitations sur l'érosion du sol et le transport de sédiments, la vitesse d'écoulement, le nombre de Reynolds, le nombre de Froude, l'effort de cisaillement, la puissance de l'écoulement, le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach et le rapport entre le coefficient de rugosité et la profondeur de l'écoulement (n/h) ont été étudiés (Mancilla *et al.* 2005; Pan and Shangguan 2006; Guo *et al.* 2010; Guo *et al.* 2013a; Reichert and Norton 2013; Li *et al.* 2017).

III.6.1. Coefficient de rugosité

La rugosité, définie par Nikuradse (1933) et qui est responsable de la perte d'énergie, est exprimée en fonction des diamètres caractéristiques comme le D_{84} et D_{90} , car les grosses particules influencent plus la résistance que les petites.

Les conditions de surface du sol telles que la rugosité de surface, la végétation jouent un rôle important dans l'érosion en rigoles (Abrahams *et al.*, 1998; Cerda, 1999; Epstein *et al.*, 1966; Foster, 1982; Gimenez et Govers, 2002; Helming *et al.*, 1998). ., 1998; Johnson *et al.*, 1979; Nearing *et al.*, 1990; Poesen *et al.*, 1990;

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

Romkens *et al.*, 2001).

Einstein et Barbarossa (1952) concluent que l'érosion diminue lorsque la rugosité est grande, non seulement par la réduction de l'écoulement mais également par l'importance de la résistance hydraulique qui absorbe l'énergie de l'écoulement. L'érosion est affectée aussi par la résistance du sol au détachement par l'impact de goutte de pluie (Romkens et Wang, 1986).

Renard *et al.*, (1997) ; Hairsine et Rose (1992a) Zobeck et Onstand, (1987) notent que les effets de la rugosité sur l'érosion, sur une surface douce mènent généralement à plus d'écoulement et de sédiment que sur une surface rugueuse. Pour Emmett (1970), la rugosité a pour effet d'augmenter la profondeur de l'écoulement jusqu'à 30%. Savat (1980) a signalé l'importance de la rugosité de sol quand il a étudié la résistance à l'écoulement dans un écoulement supercritique sur des feuilles ondulées.

A l'échelle de la surface élémentaire, ce sont les petits accidents du terrain naturels, ou induits par les techniques culturales, qui confèrent au sol une rugosité susceptible de diminuer le ruissellement et d'augmenter le stockage superficiel de l'eau (Casenave et Valentin, 1988).

Guo *et al.* (2013a) ont signalé qu'il existe deux sortes de résistances, la résistance à l'écoulement et la résistance à l'érosion, les deux jouent un rôle important dans les études de l'érosion du sol. La résistance à l'érosion est importante pour le transport des sédiments, et qui est habituellement quantifié par ex. cohésion ou stabilité globale. La résistance à l'écoulement est quantifiée à l'aide, par exemple, de l'équation de Darcy – Weisbach de n de Manning

L'équation de Manning est donnée comme suit (Mouzai, 1992; Pan et Shangguan, 2006 ; Guo *et al.*, 2013a ; Li *et al.* 2017) :

$$n = \frac{h^{\frac{2}{3}} S^{0.5}}{U_m} \quad \text{III.27}$$

n : Coefficient de rugosité de Manning

U_m : vitesse moyenne de l'écoulement

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

III.6.2. Coefficient de Darcy-Weisbach

Le coefficient de Darcy-Weisbach est un coefficient de frottement qui exprime le rapport entre les forces de gravité et les forces d'inertie. Les écoulements à surface libre sont définis à l'aide du diamètre hydraulique. Dans le cas des écoulements à surface libre, le diamètre hydraulique est donné par :

$$D_h = 4 \frac{\text{surfaced mouillée}}{\text{périmètre mouillé}} = 4h. \quad \text{III.28}$$

La formule du coefficient de Darcy-Weisbach, donnée par (Langford et Turner, 1973 ; Pan et Shanguguan, 2006 ; An *et al.*, 2012 ; Guo *et al.*, 2013a ; Li *et al.* 2017 ; Guo *et al.* 2017) est :

$$f = \frac{\text{forces de gravité}}{\text{forces d'inertie}} = \frac{8gh^3s}{q_e^2} \quad \text{III.29}$$

Où :

f : Coefficient de Darcy-Weisbach

g : Accélération de la pesanteur

h : profondeur de l'écoulement

s : pente de la surface libre

q_e : débit par unité de largeur.

III.7. Régime d'écoulement

Sur la base d'expériences sur les canaux, Guo *et al.* (2013a) ont signalé que le nombre de Froude (Fr), le frottement de Darcy – Weisbach (f), la puissance du courant (ω), la contrainte de cisaillement (τ) et le nombre de Reynolds (Re) avaient tous une bonne relation linéaire avec la charge unitaire de sédiments. Le nombre de Reynolds et le nombre de Froude ont été employés pour décrire les rapports avec l'érosion du sol (Zhang *et al.* 2010 ; She *et al.*, 2014). Il est important de caractériser les types d'écoulement dans toutes les expériences d'érosion impliquant des rigoles (Polyakov et Nearing, 2003). Le nombre de Reynolds (Re) et le nombre de Froude (Fr) sont deux paramètres hydrauliques critiques pour les régimes d'écoulement.

III.7.1. Nombre de Reynolds

Pour une intensité donnée, plus le nombre de Reynolds augmente, plus l'érosion par ruissellement augmente (Russam et Ross 1968). Il est proportionnel à la vitesse et à la profondeur d'écoulement. Il est défini comme étant le rapport entre les forces

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

d'inertie sur les forces visqueuses. Quand les forces d'inertie deviennent grandes devant les forces visqueuses, le nombre de Reynolds devient grand et l'écoulement est turbulent. Dans le cas des très fines lames d'eau, les forces visqueuses dominent et l'écoulement est qualifié de laminaire.

Beaucoup de chercheurs ont utilisé la formule du nombre de Reynolds pour les écoulements à surface libre et pour un ruissellement sur un sol, où la profondeur h est petite devant la longueur de ruissellement, $Re_h = \frac{U_m h}{\nu}$ (Pilotti et Menduni, 1997 ; Abrahams *et al.*, 1994 ; Gilley *et al.*, 1990 ; Savat 1980 ; Julien et Simon, 1985 ; Govers *et al.*, 2000, Pan et Shangguan, 2006 ; An *et al.*, 2012 ; Guo *et al.*, 2013a ; She *et al.*, 2014 ; Li et Wei 2015 ; Guo *et al.*, 2017) :

$$Re = \frac{U_m h}{\nu} = \frac{q}{\nu} \quad \text{III.30}$$

U_m : vitesse moyenne de l'écoulement

h : profondeur de l'écoulement

ν : viscosité cinématique de l'eau claire,

Mouzai (1992) a pris la valeur de la viscosité égale à $1.004 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$; en 1984 Poesen a fixé sa valeur à $1.10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

Selon Savat (1978), il n'y a aucun rapport évident entre la viscosité cinématique et la concentration des sédiments. Wood et Brater (1961) ont déterminé expérimentalement, sur une surface rugueuse, en faisant varier la pente entre 0,001 et 0,06, que le nombre de Reynolds critique s'étend de 400 à 800. Savat (1977) montre que ce nombre critique s'étend de 300 à 800, et a confirmé que l'écoulement laminaire se produit quand $Re = 500$. Horton *et al.* (1934) ont donné une valeur du nombre de Reynolds égale à 300 pour la limite entre le régime laminaire et transitoire seulement si la rugosité de Manning est égale à 0,009. Kenlegan (1938) donne une valeur de 427. Emmett (1970) a énoncé que l'écoulement laminaire se produit aux nombres de Reynolds allant jusqu'à 1200. Guy *et al.* (1990) ont trouvé des valeurs du nombre de Reynolds qui s'étendent de 11 à 239.

Dans les calculs que nous considérerons, nous prendrons la valeur de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ pour ν .

Chapitre III : Paramètres hydrauliques de ruissellement

III.7.2. Nombre de Froude

Il est défini comme étant le rapport entre les forces de gravité et les forces d'inertie.

Plusieurs chercheurs ont utilisé la formule du nombre de Froude pour les écoulements à surface libre et pour un ruissellement sur un sol Abrahams *et al.*, 1994 ; Gilley *et al.*, 1990 ; Savat 1980 ; Julien et Simon, 1985 ; Govers and Takken, 2000, Pan et Shangguan, 2006 ; An *et al.*, 2012 ; Guo *et al.*, 2013a ; She *et al.*, 2014 ; Li et Wei 2015 ; Guo *et al.*, 2017) :

$$F_r = \frac{U_m}{\sqrt{gh}} = \frac{8 \sin \theta}{f} \quad \text{III.31}$$

Le nombre de Froude, caractéristique des écoulements à surface libre, exprime le rapport entre la vitesse du fluide et la vitesse des ondes de surface. Les expressions données ici sont valables pour une section d'écoulement rectangulaire. La deuxième expression montre qu'il existe une interdépendance du nombre de Froude avec le coefficient de frottement.

Le rôle du nombre de Froude est de permettre le classement des écoulements comme suit :

- Ecoulement fluvial $Fr < 1$
- Ecoulement torrentiel $Fr > 1$
- Ecoulement critique $Fr = 1$

III.8. Conclusion

Les paramètres hydrauliques de ruissellement affectent considérablement les caractéristiques du sol. La plupart des travaux ont révélé l'importance de ces paramètres hydrauliques sur le taux de détachement du sol. Cependant, l'étude sur l'effet des paramètres hydrauliques tels que la vitesse de ruissellement, la contrainte de cisaillement, la puissance de l'écoulement, le nombre de Reynolds, le nombre de Froude et les coefficients de frottement sur les caractéristiques du sol est nécessaire pour appréhender leurs effets sur l'érosion en nappe. Compte tenu de cette situation, il convient de déterminer et d'évaluer la réponse du taux de détachement du sol provoquée par l'écoulement en nappe.

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

IV.1.Introduction

De nombreuses caractéristiques des sols influencent la composition et la quantité de sédiments exportés par l'érosion hydrique. Selon Guo *et al.* (2017), l'inclinaison de la pente et les caractéristiques du sol ont été considérés comme des paramètres importants affectant l'érosion du sol.

Les principales caractéristiques des sols qui permettent de déterminer le degré de sensibilité à l'érosion hydrique sont les suivantes: la profondeur, la pierrosité (porosité), la granulométrie, la teneur en matière organique (Roose *et al.*; 1993), la nature minéralogique des argiles (Auzet, 1987, Y. Le Bissonais *et al.*, 1995), l'infiltrabilité(Papy *et al.*, 1995) et la cohésion (Mériaux, 1961).

Toutes ces propriétés sont susceptibles de varier au cours du temps. L'échelle de variation semble être de quelques jours pour la stabilité structurale (Boiffin, 1976) ; (Boiffin et Sebillotte, 1976). Wischmeier *et al.* (1971), ont jugé que l'érodibilité des sols dépend essentiellement du taux de la matière organique, de la texture du sol, de sa structure et de sa perméabilité.

De nombreuses études ont consisté à tester, affiner, modifier ou remplacer ces facteurs dans une recherche d'indices d'érodibilité robustes universellement applicables. Il en ressort que plusieurs obstacles restreignent l'application d'informations sur l'érodibilité des sols aux problèmes de détachement et de transport de sédiments, notamment la variabilité temporelle des propriétés du sol.

IV.2. Texture

On en distingue plusieurs types tels que, les sols à texture grossière moins sensibles au détachement par la pluie, les horizons sableux pauvres en matières organiques qui se tassent permettant au ruissellement de devenir alors aussi fort que celui observé sur les sols argileux. On distingue aussi les sols limoneux ou limoneux sableux, qui sont très susceptibles à l'érosion hydrique. Toutefois les sols à textures fines sont moins sensibles que les sols limoneux, car leurs agrégats sont plus stables, mais cela varie suivant le type d'érosion. Plus de 60 % des sols méditerranéens comportent des fragments des roches dans l'horizon superficiel (Poesen, 1990). Ces fragments réduisent l'érodibilité : protection contre l'impact des gouttes de pluie et diminution de la vitesse du ruissellement réduisant sa capacité de détachement et de

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

transport (Poesen *et al.*, 1994). Pour les sols belges avec un contenu élevé de vase, Verhaegen (1984) a rapporté une corrélation positive significative d'érodibilité de sol avec le contenu de sable et de corrélations négatives significatives avec le contenu de vase et la stabilité d'agrégat.

Martz (1992) a rapporté des variations de l'érodibilité de sol avec la position de pente pour la prairie canadienne Mollisols, qui a reflété des variations de contenu de propriétés, telles que le contenu de sable (corrélation positive significative), de vase et de matière organique de sol (corrélations négatives significatives).

Les caractéristiques des sols les plus souvent évoquées sont la texture, la teneur en matière organique (MO), la minéralogie des argiles, les cations, les oxydes de Fer et d'Aluminium, le CaCO_3 (Wischmeier et Mannering 1969) avec de nombreuses interactions possibles entre ces paramètres dont il faut tenir compte pour l'interprétation des résultats. Richter et Negendank (1977) ont montré que les sols ayant 40 à 60% de limon sont les plus sensibles à l'érosion. C'est pourquoi, les fractions limon et sable sont considérées comme un paramètre de texture pour déterminer l'érodibilité des sols.

IV.3. Structure

La structure du sol décrit la disposition des parties solides du sol et des espaces de pores situés entre elles. La structure du sol affecte l'érodibilité car elle affecte le détachement et l'infiltration. Une bonne structure du sol et une grande stabilité des agrégats sont importantes pour améliorer la fertilité du sol, améliorer la porosité et réduire l'érodibilité (Bronick et Lal, 2005).

Les fragments de roche peuvent avoir un effet majeur sur l'érosion du sol. Les fragments de roche à la surface agissent comme une couverture de surface et réduisent les pertes de sol, à l'instar d'autres couvertures de surface, telles que les résidus de culture et les détritiques végétaux (Yang, 2018) et donnent une indication précieuse sur la capacité d'infiltration des zones occupées par les roches et par des sols et en conséquence la quantité de sol susceptible à être érodée (Kyrine et Judd, 1957;). La susceptibilité à l'érosion est une estimation de la capacité de chaque sol à résister à l'érosion, basée sur ses caractéristiques physiques. Les sables, loam (terre grasse) tendent à s'éroder moins que les limons, sable fins et certains sols argileux. Une faible infiltration des roches affleurantes indique qu'une grande quantité de terre peut être

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

importée. Les sols marneux lorsqu'ils sont secs, restent non érodibles mais, dès qu'ils atteignent une certaine humidité leur sensibilité à la détachabilité et au ruissellement augmente (Chebbaniet *al.*; 1999). Les argilites, les marnes, les schistes, les basaltes et les gneiss sont très vulnérables au ravinement (Roose.; 1994). En Algérie, Demmak (1982,1984) a montré que les transports solides d'un bassin versant dépendaient de sa surface en roches de différents types (argileuses, marneuses, schisteuses, etc..).

En outre, les résultats des mesures de stabilité structurale ont souvent été corrélés à des estimations de l'érodibilité des sols effectuées à des échelles plus larges (Bryan, 1969) ; (Elwell, 1986) ; (Miller et Baharuddin, 1987) ; (Coote *et al.*, 1988) ; (Barthès et Roose, 2002) ; (de Noni *et al.*, 2002).

Étudiant la relation des propriétés de sol à l'érodibilité de 55 sols de ceinture de maïs des USA, Wischmeier et Mannering (1969) ont conclu que la distribution de dimension particulaire et le contenu de matière organique étaient les indicateurs les plus influents de l'érodibilité.

Pour Bryan (2000), il est possible que la capacité prédictive des processus érosifs soit améliorée par l'intégration d'une plus large gamme de caractéristiques des agrégats.

D'autre part, Teixeira et Misra (1997) notent l'importance de la stabilité structurale sur la quantité et les caractéristiques des sédiments exportés par le ruissellement.

De ce fait, la stabilité structurale est potentiellement un indicateur pertinent de la sensibilité des sols à l'érosion.

Selon Yang *et al.* (2018), Les sols à texture grossière, tels que les sols sableux (sablonneux), ont une érodibilité faible en raison de faible ruissellement, même si ces sols se détachent facilement. Les sols à texture moyenne, tels que les sols limoneux, ont une érodibilité modéré, car ils sont modérément susceptibles au détachement et produisent un ruissellement modéré. Les sols à forte teneur en limon sont particulièrement vulnérables à l'érosion et présentent une érodibilité élevée. Ces sols se détachent facilement et ont tendance à former des croûtes et à produire des quantités et des taux de ruissellement importants.

IV.3. Matière organique du sol

La matière organique est un facteur qui a une action sur l'agrégation et la structure des sols, en agissant comme un lien entre les particules minérales du sol. D'autre part, elle peut rendre

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

hydrophobes les surfaces des particules minérales (Chenu *et al.*, 2000), ce qui a effet de ralentir la vitesse d'humectation des agrégats et donc de réduire les processus d'éclatement. L'effet de la matière organique dépend, entre autres, de l'état et de l'histoire hydrique du sol (Boiffin, 1984) ; (Haynes et Swift, 1990).

En contexte de terre cultivée, l'influence de la matière organique est fortement contrôlée par l'activité humaine, qui implique le changement de végétation, l'amendement de produits organiques et la perturbation physique du sol. L'agriculture intensive entraîne inévitablement une réduction de la teneur en matière organique dans les sols et, par voie de conséquence, une augmentation de la vulnérabilité aux processus d'érosion (Anger et Mehuis, 1989). Selon Yang (2018), Les matières organiques contenues dans le sol réduisent l'érodibilité du sol car elles produisent des composés qui lient les particules du sol, ce qui réduit la sensibilité du sol au détachement sous l'effet des gouttes de pluie et du ruissellement de surface. En outre, la matière organique augmente l'agrégation dans le sol, ce qui augmente l'infiltration et réduit le ruissellement et donc l'érosion. Les résultats de Saha *et al.* (2007) montrent que le revêtement organique de la surface de sol et le système des racines des plantes augmente le carbone organique et l'agrégation du sol et, en améliorant le transfert et la perméabilité de l'eau, l'érodibilité du sol diminue.

IV.4. Érodibilité du sol

L'érodibilité du sol représente : la susceptibilité globale des sols face aux processus érosifs ; (Bryan *et al.*, 1989 ; Yang *et al.*, 2018), la transportabilité du sédiment et la quantité et le taux de ruissellement compte tenu d'une pluie particulière mesuré selon les conditions standards (Yang *et al.* 2018). C'est un paramètre clé pour l'estimation de l'érosion en sol en utilisant des modèles physiques (Al-Hamdan *et al.*, 2017 ; Yang *et al.*, 2018). L'érodibilité des sols et l'érosivité des pluies sont deux facteurs physiques importants qui influent sur l'ampleur de l'érosion des sols (Lal et Elliot, 1994 cité dans Harris, 2012), elle est fonction de la texture, de la structure, de la perméabilité, de la teneur en matière organique et de la gestion du sol (Hudson, 1995; Morgan, 1995 ; Yang *et al.* 2018).

Nasri *et al.*,(1997) définissent l'érodibilité d'un sol ; comme étant la quantité de terre transportée par unité de facteur d'érosivité pour les conditions physiques et biologiques d'une parcelle de sol données. L'érodibilité d'un sol augmente considérablement avec l'intensité de pluie sur un sol nu.

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

Selon Wischmeier et Smith (1978), le facteur (K) d'érodibilité du sol est le taux de perte du sol par unité d'indice d'érosivité pluviale mesuré sur une unité de parcelle. L'unité de la parcelle est de 72,6 pieds (22,13 m) de long à une pente de 9%, dans une condition de labourage de jachère propre avec travail du sol effectué en amont et en aval. La largeur minimale de la parcelle est de 6 pieds (1.83 m).

En outre, l'érodibilité des sols est une propriété complexe et est considéré comme étant la possibilité avec laquelle le sol est détaché par les éclaboussures de la pluie ou de l'écoulement de surface, ou les deux. D'un point de vue fondamental, l'érodibilité des sols considérés comme le changement dans le sol par unité d'énergie ou de force externe appliquée (Romkens *et al.*, 1997).

Li *et al.* (2019) indiquent que l'érodibilité du sol est un paramètre efficace pour décrire les relations significatives entre la capacité de détachement et les paramètres hydrauliques.

Xing *et al.* (2018) ont signalé que l'érodibilité des sols peut être directement calculée par analyse de régression selon l'équation du WEPP au moyen d'une méthode numérique ou analytique.

Pour le calcul de l'érodibilité, on a utilisé le modèle WEPP.

IV.4.1 Présentation du modèle WEPP

Face au développement des besoins des agriculteurs et la nécessité d'avoir des modèles facilement transposables partout dans le monde. Le département de recherche au département d'agriculture aux Etats-Unis (USDA) a conçu ce modèle basé sur plusieurs approches. Le modèle WEPP (Water Erosion Prediction Project) est un modèle à base physique dynamique (Flanagan *et al.*, 1995).

Les scientifiques de ces agences ont travaillé depuis 1985 pour développer WEPP et remplacer l'équation universelle de perte de sol (USLE), tout en s'appuyant sur des modèles existants. Ce modèle a été créé pour fournir aux agriculteurs un outil performant et simple à utiliser. Il est caractérisé par une interface graphique présentant une variation de pente sur une entité hydrologique donnée (bassin versant ou parcelle). Le modèle WEPP a été amélioré depuis la sortie de sa première version en 1984, par la suite diverses versions ont été éditées sur le net en libre téléchargement.

Le modèle WEPP pourra être utilisé à différentes échelles:

- une version Hillslope (versant ou petites entités hydrologiques) : dans le même versant le modèle pourra simuler jusqu'à 10 combinaisons de pente de sol et de

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

culture appelé OFE (Overland Flow Element). Chaque OFE est une entité homogène pour le sol et la culture mais la pente peut varier. Toutes les entités homogènes sont soumises à un même climat.

- une version Watershed (bassin versant): chaque bassin versant est composé par des versants, canaux et retenues liées entre eux et soumises au même climat.

Le taux d'érosion interrigoles est fonction du taux de détachement par la pluie et du taux de transport par écoulement laminaire du point de détachement à une aire de ruissellement concentré. La structure générale des modèles de l'érosion en nappe, comme première version du modèle WEPP (Nearing *et al.*, 1989), est exprimée sous la forme :

$$D_i = K_i I^2 S \quad \text{IV.1}$$

Où D_i est le taux d'érosion interrigoles par unité de surface et de temps, K_i le paramètre d'érodibilité interrigoles, fonction des propriétés du sol, I l'intensité de la pluie et S c'est la pente.

Où D_i est le taux d'érosion des inter-rigoles, K l'érodibilité du sol, I l'intensité de pluie et S le facteur de pente, lequel s'exprime par la relation (Truman et Bradford, 1993 ; Kinnell, 1993a) :

$$S = 1,05 - 0,85 \exp(-4 \sin \theta) \quad \text{IV.2}$$

θ est l'angle, en degré, de l'inclinaison de la parcelle.

Kinnell (1993a) a cité l'équation du facteur de la pente et celle reliant le taux d'érosion des inter-rigoles avec le débit solide.

La relation qui relie D_i et q_s s'écrit :

$$D_i = q_s / L \quad \text{IV.3}$$

Où L est la longueur de la surface érodée dans la direction de l'écoulement.

La combinaison des équations **IV.1** et **IV.3** donnent l'expression de l'érodibilité comme suit :

$$K = q_s / L I^2 S_f \quad \text{IV.4}$$

La concentration des sédiments a été définie comme étant le rapport entre la masse sèche de sédiment sur le volume d'écoulement. (Guy *et al.*, 1990 ; Abrahams et Atkinson, 1993).

$$C_s = \frac{m_s}{V_t} = \frac{m_s}{V_e + V_s} \quad \text{IV.5}$$

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

En divisant le numérateur et le dénominateur de l'équation IV.5 par la largeur et le temps on aura:

$$C_s = q_s / q_{\text{mél}} \quad \text{IV.6}$$

Où q_s est le débit unitaire solide en (kg/m.s) et $q_{\text{mél}}$ le débit unitaire du mélange en m^2/s et C_s la concentration des sédiments de l'écoulement des inter-rigoles.

On remplaçant l'équation IV.6 dans l'équation IV.4, l'expression de l'érodibilité devient :

$$K = \frac{q_{\text{mél}} C_s}{L I^2 S_f} \quad \text{IV.7}$$

IV.5 Concentration en sédiments

La concentration des sédiments est un paramètre important utilisé pour analyser les processus de détachement et de transport du sol en pente. Des particules de sol meubles relativement abondantes sur la surface de la pente ont été séparées par la pluie et le ruissellement au début de l'expérience, ce qui a entraîné un transport des sédiments plus important. (Guo *et al.*, 2017). Les observations de plusieurs études (Owoputi et Stolte, 1995; Zhang *et al.*, 2005a; Li *et al.*, 2008; Tian *et al.*, 2017), au cours du stade initial, l'eau s'écoulait à la surface du sol sous la forme de ruissellement et l'érosion entre les champs était dominante et il y avait une formation des rigoles minces.

La concentration des sédiments a été définie comme étant le rapport entre la masse sèche de sédiment sur le volume d'écoulement. (Guy *et al.*, 1990 ; Mouzai, 1992, Abrahams et Atkinson, 1993). Elle est liée à la capacité de transport qui dépend de plusieurs facteurs tels que la profondeur de l'écoulement et la vitesse de l'écoulement (Rose *et al.*, 1983).

Selon la pente de terrain, il peut en résulter un transport net de particules dans une direction donnée ; les particules peuvent être emportées en suspension par l'écoulement de surface. Dans la lame d'eau peu épaisse qui s'écoule à la surface lors d'un évènement érosif, les fragments de sol sont transportés par suspension, saltation et traction.

Le mode de transport d'un fragment du sol dépend de sa masse et de ses caractéristiques (Moss *et al.*, 1979). Il dépend essentiellement d'un paramètre fondamental : la taille de sédiment transporté. Généralement, deux modes de transport solide sont considérés : le transport solide par charriage et le transport solide en suspension. Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels : dans le premier

Chapitre IV : Caractéristiques du sol

cas, les particules se déplacent par roulement et glissement sur le fond et leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Dans le deuxième cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Il y a même des auteurs qui considèrent un troisième mode caractéristique intermédiaire, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds, en alternant le charriage et la suspension (Probst et Bazerbachi, 1986).

IV.6. Conclusion

Les caractéristiques du sol jouent un rôle primordial dans le phénomène de l'érosion hydrique du sol. Ces caractéristiques influençant la concentration en sédiments et par conséquent affectent l'érodibilité du sol. Parmi les facteurs contrôlant ces deux dernières caractéristiques sont les propriétés du sol à savoir la texture du sol, la structure, l'état hydrique du sol et de la matière organique du sol.

Chapitre V : Procédure expérimentale

V.1. Introduction

Depuis longtemps, les chercheurs ont consacré des grands efforts pour mesurer le ruissellement et les risques de l'érosion sur le terrain grâce à des parcelles délimitées par des bordures et sous les pluies naturelles. Ces expériences aboutissent à des résultats satisfaisants, mais elles présentent certains inconvénients tels que le coût, le temps et le travail colossal qui doit être fourni pour réaliser ces expériences.

Bien que les simulateurs de pluie aient été utilisés pour de nombreux sujets, leur développement est largement issu des premières recherches sur le comportement des sols soumis à la pluie, particulièrement en ce qui concerne les problèmes d'érosion. Les expériences sous pluies naturelles présentaient plusieurs inconvénients tels que la variation d'intensité et de durée des pluies, l'état hydrique initial du sol, des observations longues (plusieurs années) si l'on veut mesurer des averses exceptionnelles. Les premiers essais de reproduction de la pluie sous des conditions contrôlables, à la fois au champ et en laboratoire, étaient donc destinés à surmonter ces inconvénients.

Un simulateur de pluie est un appareil qui reproduit, sur une surface réduite, une averse dont les paramètres physiques sont les plus proches de ceux observés dans la nature (Bernard, 1987).

V.2. Description de l'appareil

Le simulateur utilisé est de type O.R.S.T.O.M (*EID 340*), avec une buse d'aspersion fixée sur un portique à une hauteur de l'ordre de quatre mètres (photo 1). Animée d'un mouvement pendulaire, cette buse arrose une surface d'essai au sol de $2 \times 1 \text{ m}^2$. La modification de l'angle de déplacement permet la variation de l'intensité de pluie sur la surface de test. Ce principe a été mis au point par l'O.R.S.T.O.M pour des campagnes de mesure dans plusieurs pays d'Afrique. Ce qui est demandé aux simulateurs de pluie, c'est qu'ils puissent reproduire, sur une surface réduite, une averse dont les paramètres hydrologiques sont les plus proches de ceux observés dans la nature : hauteur, intensité, énergie cinétique des gouttes de pluie, répartition de la lame précipitée au sol.

Le simulateur est constitué d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour pyramidale. Cette tour permet la fixation d'une bâche destinée à isoler la parcelle de l'action du vent. Le système d'arrosage est constitué d'un gicleur calibré, monté sur un bras mobile et alimenté en eau à débit constant par une pompe arrosant une surface

Chapitre V : Procédure expérimentale

d'essai au sol de 2×1 m². L'angle de balancement du bras permet d'ajuster l'intensité de pluie nécessaire tombant sur la parcelle d'étude.

V.3. Composition du simulateur

Un cadre métallique: ce cadre permet le montage de l'asperseur. La pose des bâches est indispensable pour des manipulations et très utile pour que les précipitations simulées ne se projettent pas hors de portée du portique.

Un système d'aspersion : il est constitué d'une buse, montée sur un bras mobile et alimentée en eau à débit constant par une pompe. Un mouvement de balancement est imprimé au gicleur par un moteur. Une modification de l'angle de balayage du gicleur entraîne une variation de la quantité d'eau reçue par la parcelle d'essai. L'asperseur doit être monté dans l'alignement du cadre et de la parcelle d'essai pour éviter toutes dissymétries lors de l'arrosage.

Un ensemble d'alimentation en eau comprenant :

- Un réservoir d'eau de 600 litres;
- Une pompe d'alimentation de l'asperseur;
- Une vanne manuelle
- Un chargeur de batterie
- Une bâche plastique de protection : la bâche est destinée à isoler le bac d'essai de l'action du vent.

Des modifications dans le système d'aspersion ont été effectuées à cause du dysfonctionnement de la boîte à vitesse qui fait pivoter la buse calibrée, qui produit un jet d'eau, via un bras métallique. Nous l'avons alors substituée par une autre boîte à vitesse adaptable faisant pivoter le bras métallique. Ce bras est muni d'une plaque filetée là où nous pouvons visser et dévisser les buses, contrôlée par un chargeur de batterie qui produit différentes fréquences faisant changer la vitesse de rotation du moteur, ce qui induit le changement de la vitesse de pivotement du bras métallique. En combinaison avec la pression de l'eau qui est contrôlée à l'aide d'un manomètre placé sur la conduite de refoulement, la variation des caractéristiques de la pluie telle que l'intensité, la taille des gouttes et l'énergie cinétique sont produites.

La pompe d'alimentation est liée au système d'aspersion par un tube en pvc de 25mm de diamètre. Ainsi le contrôle de la pression fournie par la pompe aux buses se fait via deux vannes placées après un clapet anti-retour pour protéger la pompe, l'une

Chapitre V : Procédure expérimentale

de sectionnement l'autre de calibrage, un genre de conduite by-pass mais qui se déverse dans le réservoir d'alimentation.



Photo V.1. Simulateur de pluie EID340

La description sommaire du simulateur de pluie est représentée dans la figure V.1.

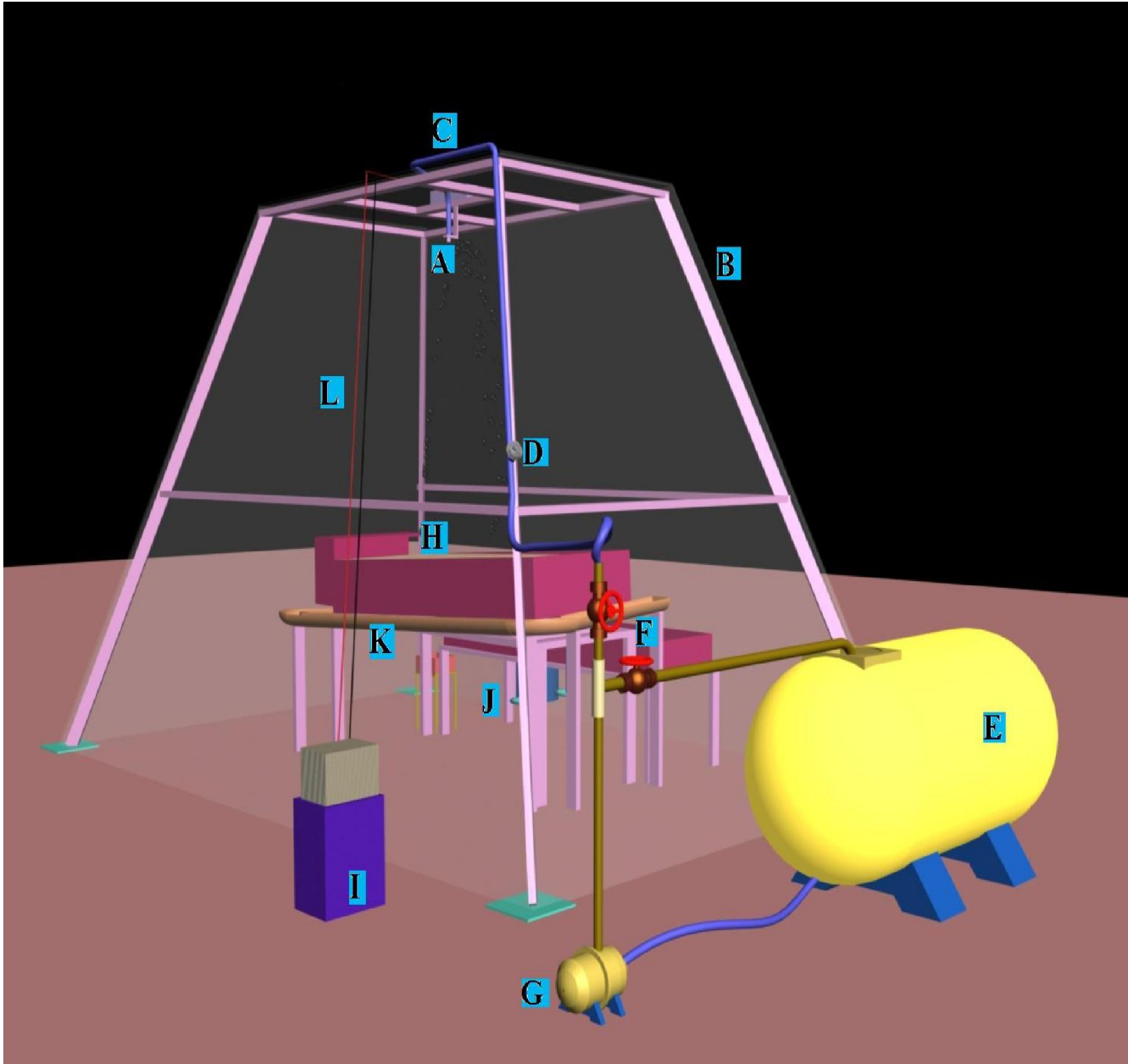


Figure V.1. Simulateur de pluie (vue a)

Chapitre V : Procédure expérimentale

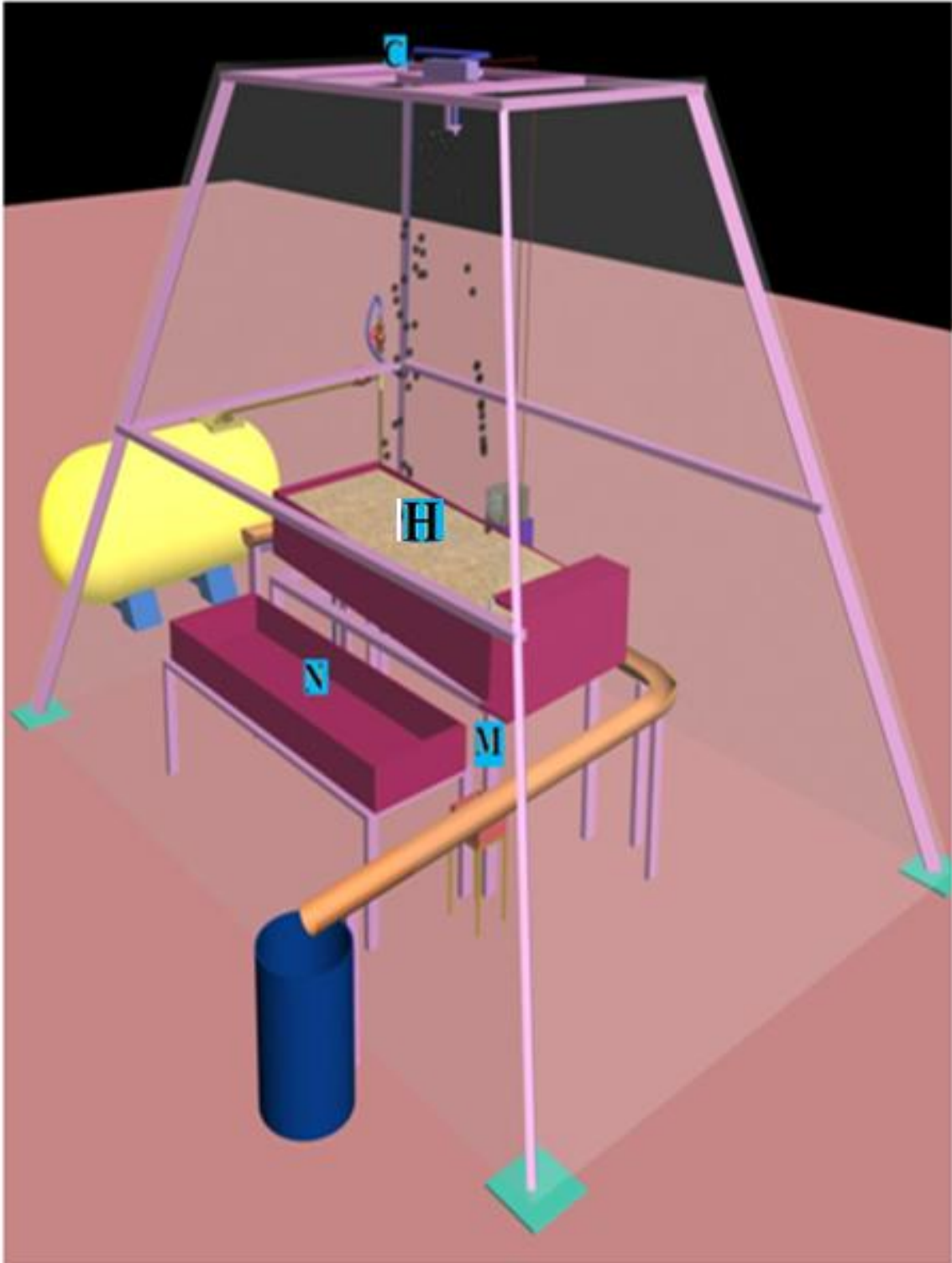


Figure V.2. Simulateur de pluie (vue b)

A : Tête de l'asperseur

B : Structure de la tour supportant l'ensemble du dispositif et la bâche coupe vent

C : Moteur qui assure l'oscillation de la buse

Chapitre V : Procédure expérimentale

D : Manomètre pour le contrôle de la pression de l'eau

E : Citerne pour l'approvisionnement en eau

F : Vanne pour contrôler la pression de l'eau

G : Pompe d'alimentation liée au système d'aspersion

H : Bac du sol

I : Chargeur de batterie.

J : Deux tiges filetées munies de volants pour régler la pompe

K : Tuyau en PVC coupé en demi-cercle fixé à un support en bois.

L : Fils électriques branchés avec le moteur qui fait l'oscillation

M : Prélèvement d'eau ruisselée dans un béccher

N : Bac servant à la fois d'estrade pour le remplissage et la mise en conformité du sol dans le bac et de cuve pour la collecte des précipitations.

V.4. Bac du sol

Le bac, conçu au sein de notre laboratoire, est en plexiglas. Il est similaire à celui utilisé par plusieurs auteurs, tel que (*Abrahams et Atkinson, 1993*) lors de son étude sur la relation entre la vitesse de grain et la concentration de sédiments dans un écoulement de surface. Sa longueur est de 2m, sa largeur est de 0,5m et sa profondeur est de 0,15m. Un collecteur des débits, collection des débits liquide et solide-liquide, est associé à ce bac. Surélevé de 5 cm par rapport au bac de sol, il est d'une longueur de 53,5cm, sa largeur est de 15cm et sa profondeur de 32cm. Le fond de ce réservoir est assez incliné pour éviter toute décantation du débit du mélange (eau-sédiment) collecté quelle que soit sa concentration.

Ce bac de réception, avec ses deux collecteurs, sont fixés sur un cadre métallique lui servant de support. Sur l'une des extrémités de ce support, on fixe un axe permettant au bac de pivoter et sur l'autre extrémité on le soulève via deux tiges filetées munies de volants pour les faire tourner ; c'est ainsi qu'on fixe la pente voulue du bac. Un réservoir d'eau rectangulaire est associé au dispositif, mis au-dessous du bac muni d'un moteur, d'une pompe et d'un débit mètre connecté au réservoir de tête.

Les précipitations simulées parvenant des buses et tombant hors limites du bac sont collectées par un tuyau en PVC coupé en demi-cercle et faisant le pourtour de

Chapitre V : Procédure expérimentale

trois faces du cadre métallique ; le tuyau est fixé à un support en bois. Dans le quatrième côté du cadre métallique, on place un bac de 2m de long sur 1m de large servant à la fois d'estrade pour le remplissage et la mise en conformité du sol dans le bac et de cuve pour la collecte des précipitations sortant hors des limites du bac de ce côté. Ces eaux sont collectées dans un baril puis évacuées vers l'extérieur.

V.5. Procédure expérimentale

V.5.1. Mesure de l'intensité de pluie

Avant de choisir les intensités qui nous seront utiles et satisferont le taux d'uniformité admissible, nous avons procédé à un certain nombre d'essais préliminaires. Pour cela, quatre buses (type TEEJET SS 65 60, H1/4VV 8008, H1/4VV 8004 et H1/4VV 8002) ont été utilisées.

Le réglage des intensités est effectué en faisant varier la pression par la vanne de sectionnement et la vanne de la conduite by-pass. Le pivotement de l'asperseur est réalisé par le changement de la fréquence du chargeur de batterie. Un grand nombre d'essais préliminaires est effectué pour obtenir les intensités de pluie avec des uniformités entrant dans les normes. Pour cela, nous avons placé 30 béciers, espacés d'une manière homogène sur toute la surface du bac de ruissellement. C'est une disposition de réception en maille (Keller et Bleisner, 1990 ; Montovani *et al.*, 1995 ; Yacoubi *et al.*, 2001 ; Moussouni *et al.*, 2012 ; Moussouni *et al.*, 2013 ; Moussouni *et al.*, 2014 ; Aksoy *et al.*, 2016 ; Maaliou et Mouzai, 2018) qui a été adoptée ; l'écart longitudinal entre deux béciers est de 6,8 cm tandis que l'écart transversal est de 11,3cm.

Le volume d'eau recueillie dans chaque bécier a été mesuré à l'aide d'une éprouvette graduée. Ce volume est divisé par la durée de prélèvement et la surface du bécier. L'intensité prise est la moyenne de cinq essais effectués dans les mêmes conditions avec la même pression et la même vitesse de rotation.

Concernant la répartition uniforme des gouttes de pluie, sur la surface du sol, on a vérifié le coefficient de Christiansen (équation V.1). Pour atteindre une pluie uniforme, ce coefficient C_u doit être supérieur ou égal à 80%.

Chapitre V : Procédure expérimentale

Selon (Keller et Bleisner, 1990 ; Montovani *et al.*, 1995 ; Yacoubi *et al.*, 2001 ; Moussouni *et al.*, 2012 ; Moussouni *et al.*, 2013 ; Moussouni *et al.*, 2014 ; Aksoy *et al.*, 2016 ; Maaliou et Mouzai, 2018) ce coefficient est égal à :

$$Cu = 100 \times \left[\frac{1 - (\sum_{i=1}^n |Hi - Hm|)}{n \times Hm} \right] \quad \text{V.1}$$

Hi : hauteur de pluie dans le bécber i.

Hm : moyenne des hauteurs de pluie dans les bécbers.

n : nombre de bécbers.

Les intensités de pluie et ses coefficients d'uniformité sont représentés dans le tableau V.1.

Tableau V.1. Représentation des intensités de pluie et les coefficients d'uniformité.

N° d'essai	Buse	Durée de l'essai (mn)	Intensité I (mm/h)	coefficient d'uniformité Cu (%)
1	TEEJET SS 65 60	10	100,40	94,83
2		10	102,11	95,93
3		10	103,32	95,90
moyenne		10	102,00	95,55
1	TEEJET SS 65 60	10	90,45	93,07
2		10	90,63	93,63
3		10	90,09	93,57
moyenne		10	90,39	93,42
1	TEEJET SS 65 60	10	74,47	96,28
2		10	72,00	95,04
3		10	73,09	95,35
moyenne		10	73,19	95,56
1	TEEJET SS 65 60	10	64,76	94,49
2		10	66,39	95,48
3		10	68,20	93,35
moyenne		10	66,45	94,44
1	H1/4VV 8008	15	37,39	94,41
2		15	36,90	91,68
3		15	38,71	91,57
moyenne		10	37,67	92,55
1	H1/4VV 8008	15	28,58	94,60
2		15	27,94	93,67
3		15	27,78	94,89
moyenne		20	28,10	94,39

Chapitre V : Procédure expérimentale

V.5.2. Sol

Le type de sol est un sol sableux. Les analyses physiques du sol effectuées au laboratoire des sciences du sol de l'institut National de la Recherche Agronomique d'Alger (INRA), sont données dans le tableau V.2.

Tableau V.2. Analyses physiques des sols utilisés

Echantillon	Argile %	Limon Fin %	Limon Grossier %	Sable Fin %	Sable Grossier %	M Organique en %
Sol limoneux	17,80	26,50	36,75	10,50	8,45	1,92
Sol sablonneux	3,55	13,35	20,36	23,30	39,44	2,57

V.5.3. Préparation du sol

Le sol est nettoyé de toutes les pierres et les racines. On le dépose dans le bac, puis on fait coulisser légèrement une planche lisse au-dessus de la surface de sol de telle façon qu'on arrive à une surface nivelée à ras avec les parois du bac de sol. Avant chaque expérience, on arrose le sol tout doucement à l'aide d'un seau arroseur jusqu'à arriver à un sol saturé (Pan et Shangguan, 2006). Cette opération a été réalisée à une pente nulle. Une fois que le sol est saturé, nous ajustons le bac à une pente de 3°. Cette pente est utilisée par plusieurs chercheurs tels que Bryan (1979), Collinet et Valentin (1984).

L'application de la pluie simulée est réalisée aussitôt que la pente est fixée pour que le sol ne perde pas de l'eau à l'exutoire du bac par infiltration en écoulement souterrain causé par la pente.

V.6. Mesure de débit et de la concentration en sédiments

Le volume du mélange eau sédiments est mesuré dans le collecteur à l'exutoire. Le ruissellement commence juste après l'arrivée de la pluie sur le sol, cela est dû à la saturation initiale du sol et le prélèvement est effectué dans la première minute. Une fois que la lame d'eau est établie, nous faisons nos prélèvements et mesures comme suit :

Chapitre V : Procédure expérimentale

Dans un bécher de 1000 ml, nous collectons le volume du mélange (eau+sédiments) ruisselé au réservoir de collection après quelques secondes de l'instauration complète de la lame d'eau ; cette opération est reproduite toutes les 3 minutes (Fox et Bryan, 1999) jusqu'à la fin de l'essai. La durée de chaque collecte est de 30 secondes.

Après avoir relevé le volume du mélange collecté dans le bécher de 1000 ml, nous agitons bien ce bécher pour que les particules solides soient toutes suspendues dans l'eau et nous prélevons un volume de 100 ml dans un petit bécher en verre dont nous avons mesuré au préalable son poids vide (Pan et Shangguan, 2006) ; ce volume sera ensuite séché dans l'étuve.

Une fois notés les volumes de tous les béchers collectés et après avoir dégagé d'eux des volumes de 100 ml du mélange, nous mettons ces béchers en verre dans l'étuve à une température de 105° pendant 24 heures (Fox et Bryan, 1999 ; Pan et Shangguan, 2006) après les avoir pesés.

Après 24 heures, nous faisons sortir ces béchers que nous pesons dans une balance électronique pour obtenir la masse des sédiments dans 100 ml du mélange (Pan et Shangguan, 2006). La différence de poids donne ainsi la concentration des sédiments en kg/m³.

V.7. Vitesse de ruissellement

À la collecte du ruisselé, une mesure du temps de parcours en quatre endroits le long du bac est faite. Ces temps ont été déterminés par l'utilisation d'un colorant KMnO₄ (Permanganate de Potassium) et un chronomètre de précision (Emmet, 1970 ; Abrahams *et al.*, 1986 ; Farenhorst et Bryan, 1995 ; Gimenez et Govers, 2002 ; Zhang *et al.*, 2003 ; Pan *et al.* 2006 ; Li, 2009).

Le bac est divisé en tronçons de longueur de 50 cm où des repères de mesure sont fixés. Le colorant liquide est injecté à la tête de la parcelle de sol. En suivant le cheminement du mélange coloré, on enregistre le temps d'arrivée au niveau de chaque repère à l'aide d'un chronomètre de précision pour connaître le temps du parcours. Le premier point du chronométrage se situe à 50 cm de l'amont du bac de réception, le deuxième point à mi-distance de la longueur du bac, le troisième point à 1,5m du début du bac et le quatrième point à la fin du bac de ruissellement, donc à 2m de l'entrée du bac.

Chapitre V : Procédure expérimentale

La vitesse mesurée à la surface U_s est égale à la distance parcourue x par le temps de parcouru t .

$$U_s = \frac{x}{t} \quad \text{V.2.}$$

La vitesse moyenne de ruissellement est égale à :

$$U_m = 0,67 * U_s.$$

V.8. Profondeur d'écoulement

La profondeur de la lame ruisselée de surface a été déterminée à partir de la vitesse moyenne de la lame ruisselée et du débit du mélange.

$$h = \frac{q_{mél}}{U_m} \quad \text{V.3.}$$

h : Est la profondeur moyenne de l'écoulement (m).

U_m : Est la vitesse moyenne de l'écoulement (m/s).

$q_{mél}$: Est le débit du mélange (m^2/s).

V.9. Energie cinétique de la goutte de pluie

L'énergie cinétique de la pluie peut être obtenue par plusieurs méthodes:

- ✓ Par la mesure directe utilisant un capteur de pression ou des dispositifs acoustiques.
- ✓ En le calculant d'après la distribution de la taille des gouttes (DSD) et de la vitesse terminale des gouttes de pluie,
- ✓ En mesurant la taille des gouttes de pluie et la vitesse de chute correspondante.

Dans notre cas, pour déterminer l'énergie cinétique de pluie on procède comme suit :

- Calculer le diamètre médian des gouttes de pluie;
- Déterminer la vitesse de chute des gouttes de pluie en utilisant la table de Laws;
- Déterminer la masse de la goutte de pluie, le rapport entre le volume de la goutte par la masse volumique de l'eau. Le calcul du volume se fait en assimile la goutte à une sphère ($W = \frac{\pi}{3} d^3$).

V.9.1 Mesure du diamètre médian des gouttes de pluie

La représentation de la pluie est complexe : les tailles des gouttes sont distribuées de manière aléatoire, ne sont pas tout à fait sphériques et sont soumises

Chapitre V : Procédure expérimentale

aux phénomènes de turbulence de l'environnement (vent, courants ascendants...) qui les font dévier de leur trajectoire purement verticale. Ces trois paramètres vont évidemment significativement compliquer les mesures. Pour mesurer les diamètres des gouttes, plusieurs méthodes peuvent être utilisées :

- ✓ disdromètres optiques (disdromètre Parsivel, disdromètre Thiès clima)
- ✓ Méthode des poudres (Floor pellet)
- ✓ Méthode des taches (Stain method)

Les disdromètres mesurent la vitesse et le diamètre des gouttes grâce à un capteur optique. Ces capteurs optiques de précipitation émettent un faisceau laser horizontal entre un émetteur et un récepteur (photo diode) dans le domaine proche infrarouge. En l'absence de particules, le récepteur reçoit un signal de 5v. Les hydrométéores, interceptant le laser, réduisent alors la tension du signal reçu (ΔU) au niveau du récepteur, pendant un temps Δt par un phénomène d'atténuation. La mesure ΔU dépend donc linéairement de la fraction de lumière qu'intercepte la particule (rapport section interceptée par la goutte/section totale du laser) (Löffler-Mang et Joss, 2000). De ce fait, après des algorithmes d'inversion, d'amplification et de filtrage, le disdromètre attribue l'atténuation ΔU du signal à un diamètre (conversions déduites expérimentalement) et la durée d'interception de l'hydrométéore et du laser Δt correspond à une estimation de la vitesse de la particule.

V.9.1.1 Méthode des taches

Notre choix s'est porté sur la méthode des taches en fonction du matériel et des moyens dont nous disposons, nous nous sommes limités à l'utilisation de la méthode du papier absorbant (Stain method) ou bien papier buvard (*Hudson, 1995*).

V.9.1.1.1 Principe de la méthode

La méthode est basée sur le principe qui consiste à supposer que la chute d'une goutte sur une surface absorbante uniforme produit une tache dont le diamètre est proportionnel au diamètre de celle-ci. Pour nos expériences, nous avons utilisé du papier buvard comme surface absorbante avec du permanganate de potassium (KMnO_4) en poudre qui est un colorant qui change de couleur lorsqu'il se mouille et qui devient mauve.

Le papier traité est posé sur une plaque en verre de même dimension, et est maintenu horizontalement, recouvert d'une autre plaque en verre d'une dimension plus grande.

Chapitre V : Procédure expérimentale

Il suffit alors de soumettre le papier, en un temps très bref, à la pluie simulée et lorsque la feuille sèche, l'impact de la goutte de pluie apparaît en couleur mauve.

V.9.1.1.2 Dépouillement

Le dépouillement se fait à l'aide d'une loupe pour les mesures du diamètre d'impact. Le nombre de gouttes varie d'une feuille à une autre suivant l'importance de l'averse. Nous déterminons ensuite le diamètre médian et l'énergie cinétique de la pluie.

V.9.1.1.3 Avantages et inconvénients

a. Avantage

Cette méthode est utilisée par plusieurs chercheurs, car elle est simple et ne nécessite que le papier buvard et le colorant. Un autre avantage est que le dépouillement peut se faire plusieurs jours après l'exposition du papier à la pluie.

b. Inconvénients

L'inconvénient majeur de cette méthode est l'énorme travail nécessaire pour dépouiller les gouttes de pluie durant une seule averse. Il faut aussi conserver le papier dans un endroit sec et éviter de le manipuler avec les doigts qui y laissent des traces.

V.10. Conclusion

Le simulateur de pluie a été utilisé pour identifier le comportement des sols soumis à la pluie, particulièrement en ce que concernent les problèmes d'érosion. Il nous a permis de reproduire les essais sous des conditions contrôlables en laboratoire et surmonter ainsi certains inconvénients, à savoir la variation d'intensité et la durée des pluies et l'observation sur plusieurs années.

Il constitue donc un réel progrès en assurant le contrôle de nombreux paramètres et un gain de temps considérable en multipliant les essais avec plus d'aisance et étudier plus en détail les processus d'érosion et les paramètres les plus importants.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

VI.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats obtenus à travers les essais de laboratoire en présence de pluie. Les caractéristiques de la pluie dont l'intensité, le diamètre des gouttes, l'énergie cinétique, la puissance érosive et l'érosivité de pluie seront présentées ainsi que les caractéristiques de l'écoulement tel le régime, la vitesse, la puissance, le débit du mélange et la concentration en sédiments.

Pour la présentation des résultats, on a fait varier la pente de la surface du sol, 3%, 4%, 5% et 7% et on fait varier l'intensité de pluie. Nous effectuons la moyenne sur huit essais des paramètres hydrauliques mesurés tels que le débit, la concentration, la vitesse d'écoulement. Les paramètres calculés, à savoir la profondeur et la puissance de ruissellement, le nombre de Reynolds et le nombre de Froude sont représentés, pour chaque intensité.

VI.2. Relation entre les paramètres érosifs de la pluie

VI.2.1. Relation entre l'intensité de pluie et le diamètre médian des gouttes de pluie

Les résultats obtenus lors de la mesure des diamètres des gouttes de pluie sont représentés sur la figure VI.1.

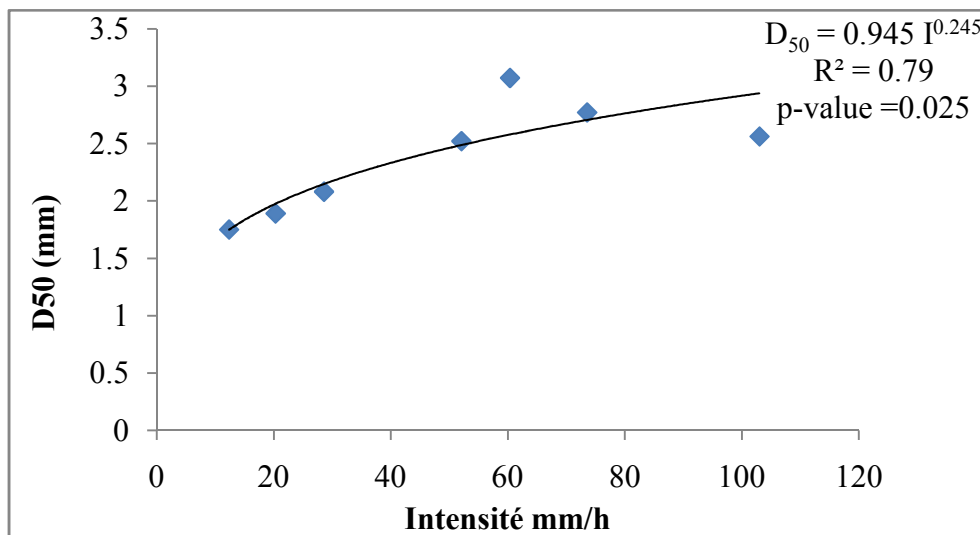


Figure VI.1 Diamètre médian des gouttes en fonction de l'intensité de pluie

Le tableau VI.1 représente les résultats obtenus pour les différentes caractéristiques de pluie.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

Tableau VI.1 Caractéristiques de pluie pour différentes intensités.

Intensité (mm/h)	Diamètre D50 (mm)	Masse de la goutte (kg)	vitesse de chute (m/s) (m/s)	Energie cinétique J/m ²	Puissance érosive (w/m ²)	Force érosive F kgm/s ²
102	2.935	0.00001322	3.171	0.0000665	0.1423907	0.045
90	2.846	0.00001206	3.143	0.0000596	0.1234565	0.042
73	2.704	0.00001034	3.098	0.0000496	0.0972446	0.037
66	2.638	0.00000960	3.076	0.0000454	0.0866877	0.034
38	2.304	0.00000640	2.959	0.0000280	0.0461988	0.024
28	2.138	0.00000511	2.897	0.0000215	0.0326165	0.020

Nos résultats montrent que la corrélation entre le diamètre médian et l'intensité de pluie sont beaucoup plus proches de ceux obtenus par Atlas (1953) et Willis (1984), que ceux de Laws (1943) et Brandt (1989). Selon les résultats représentés sur le tableau VI.1, le diamètre médian D₅₀ des gouttes de pluie augmente avec l'intensité de pluie. La relation de puissance a été établie par plusieurs chercheurs (Laws et Person, 1943 ; Hudson, 1995 ; Uijlenhoet et Stricker, 1999 et Van Dijk *et al.*, 2002 ; Carter *et al.*, 1974 ;) où le diamètre médian des gouttes croît avec l'intensité de pluie.

La relation reliant le diamètre médian des gouttes de pluie avec l'intensité de pluie est significatif ($R^2=0.79$, $p\text{-value}=0.0028$). L'analyse de corrélation a été utilisée pour examiner les relations entre les paramètres de la pluie, de ruissellement et les caractéristiques du sol. La relation a été considérée comme significative lorsque $p<0,05$ et extrêmement significative lorsque $p<0,01$ (Li *et al.*, 2017). L'analyse de régression a été utilisée pour développer d'avantage les relations quantitatives entre les paramètres qui étaient significatifs sur la base de l'analyse de corrélation. Toutes les analyses statistiques ont été réalisées avec XLSTAT.

Néanmoins on remarque que le diamètre médian des gouttes n'augmente pas indéfiniment avec l'intensité de pluie car, au-delà d'une certaine limite, les gouttes deviennent instables et se fractionnent en gouttes plus petites (Hudson, 1996). De plus, le diamètre de la goutte parfois augmente et parfois diminue avec l'intensité de pluie (Laws et Parson, 1943).

Meyer (1958) a étudié les caractéristiques des simulateurs de pluie et la distribution des gouttes des pluies naturelles. Il a observé que les précipitations

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

naturelles se composent d'une série de la taille des gouttes proche de 0 à 7 mm de diamètre. Le diamètre de la goutte médian est entre 1 et 3mm pour les pluies érosives. Cette gamme des diamètres médians est beaucoup proche des résultats présentés sur le tableau VI.1. Par contre, les diamètres médians trouvés par Nyssen *et al.* (2005), dans leurs études en Ethiopie, sont un peu supérieurs à nos résultats. En effet, ils ont trouvé que pour des intensités variant entre 12 à 96 mm/h, le diamètre médian varie entre 3 à 4,4 mm.

A titre de comparaison des erreurs avec les autres chercheurs, on calculé les p value des différents chercheurs par les différentes équations. Les résultats sont représentés dans le tableau VI.2.

Tableau VI.2. Comparaison des erreurs calculées.

Auteurs	Equations	p-value
Moussouni <i>et al.</i> ,	$D_{50} = 0.945 I^{0.245}$	0.025
Laws	$D_{50} = 1,231 I^{0,128}$	0.025
Brandt	$D_{50} = 1,4661 I^{0,123}$	0.024
Marshall et Palmer	$D_{50} = 0.92 I^{0.21}$	0.024
Willis	$D_{50} = 0.97 I^{0.158}$	0.024
Atlas	$D_{50} = 0.92 I^{0.21}$	0.024
Kelkar	$D_{50} = 0.8 I^{0.27}$	0.025
Zanchi et Torri	$D_{50} = 0.98 I^{0.292}$	0.025
Van Dijk	$D_{50} = 1.15 I^{0.211}$	0.024
Uijlenhoet et Stricker	$D_{50} = 1.08 I^{0.21}$	0.024

D'après les résultats représentés dans le tableau VI.2, on a constaté que la p value est proche pour toutes les équations de différents chercheurs. La p value est inférieur à 0.05, ce qui signifie que le diamètre médian est hautement significatif avec l'intensité de pluie.

VI.2.2. Relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique des gouttes de pluie

La relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique de pluie suit une loi de puissance, le coefficient de corrélation est significatif (figure VI.2).

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

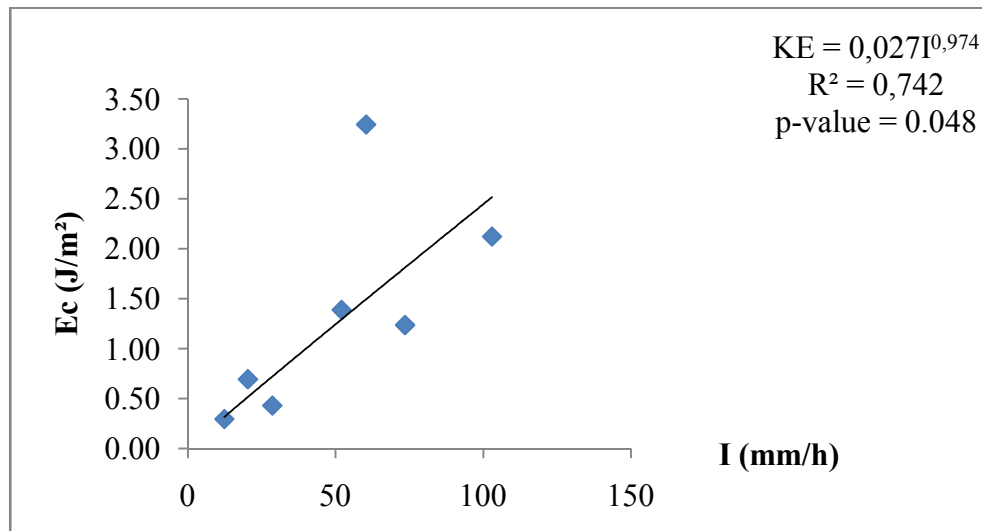


Figure VI.2 Relation entre l'intensité de pluie et l'énergie cinétique de la pluie

La relation entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie et l'intensité de pluie suit bien la loi puissance avec un coefficient de détermination significatif.

Selon Mikoset *al.* (2006), plusieurs recherches sur la paramétrisation des précipitations sont apparues ces dernières années. Des relations entre l'énergie cinétique de la pluie et l'intensité de pluie ont été établies. Du point de vue théorique, l'ajustement normal aux données mesurées serait obtenu par le rapport de la loi de puissance (Steiner et Smith, 2000 ; Salles *et al.*, 2002).

VI.2.3. Relation entre l'intensité de pluie et la puissance érosive

Les résultats des calculs présentés dans le tableau VI.1 montrent que la puissance érosive augmente avec l'intensité de pluie. Ces résultats sont proches de ceux de Bultot et Coppens (1985). Ils ont constaté que la puissance érosive croît beaucoup plus vite que l'intensité de pluie. Pour une intensité de 10 mm/h, elle est de 0,034 w/m² ; pour une intensité cinq fois plus grande (50 mm/h), la puissance correspondante est environ sept fois plus élevée (0,246 w/m²). Pour une intensité dix fois plus grande (100 mm/h), la puissance est environ seize fois plus élevée (0,548 w/m²). Il en est de même dans notre étude puisque, pour une intensité de 12,39 mm/h, la puissance érosive est de 0,038 w/m² alors que pour une intensité cinq fois plus grande (60,38 mm/h), la puissance érosive est environ sept fois plus élevée (0,258 w/m²). Pour une intensité huit fois plus grande (103,66 mm/h), nous avons remarqué que la puissance érosive est environ dix fois plus grande (0,39 w/m²).

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

Gabet et Dunne (2003) ont, dans leur étude, évalué la puissance érosive. On remarque qu'elle évolue beaucoup plus vite que celle déduite de nos résultats. En effet, pour une intensité de pluie de 45mm/h, la puissance érosive est de 0,076 w/m² ; pour une intensité trois fois plus grande (146 mm/h), la puissance érosive est environ douze fois plus grande (0,917 w/m²). On pourrait attribuer cette différence peut être à une vitesse de chute des gouttes très importante, variant entre 6,3m/s et 7,5 m/s.

La relation entre la puissance érosive et l'intensité de pluie suit bien la loi de puissance (Figure VI.3). Le coefficient de corrélation est très significatif.

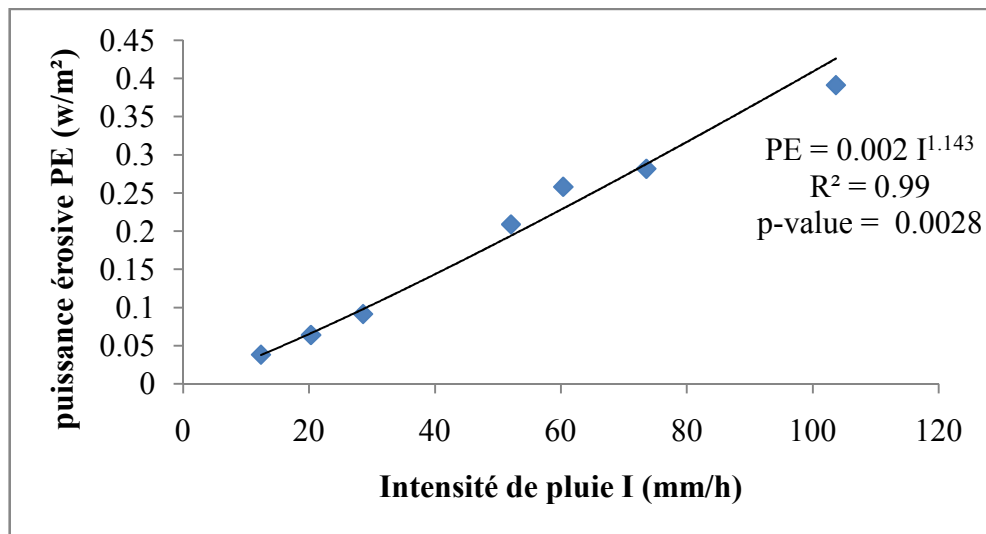
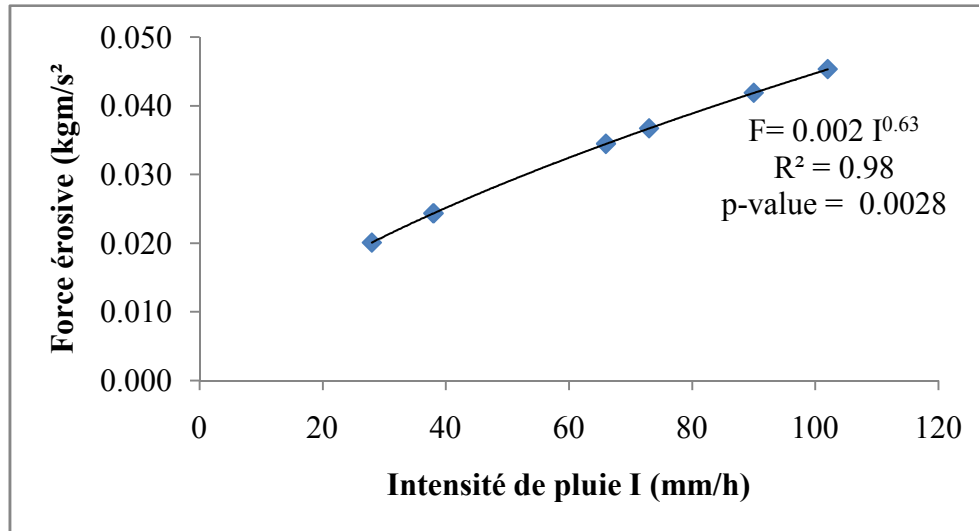


Figure VI.3. Relation entre la puissance érosive et l'intensité de pluie

VI.2.4. Relation entre l'intensité de pluie et la force érosive de la pluie

La relation entre la force érosive et l'intensité de pluie est représentée sur la Figure VI.4.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol



VI.4. Relation entre la force érosive et l'intensité de pluie

On a constaté que la force érosive augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie avec un coefficient de corrélation très significatif.

VI.3. L'effet des paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

VI.3.1. L'effet de l'intensité de pluie sur l'érodibilité du sol

La relation entre l'intensité de pluie et l'érodibilité du sol est représentée sur la figure VI.5 et la figure VI.6.

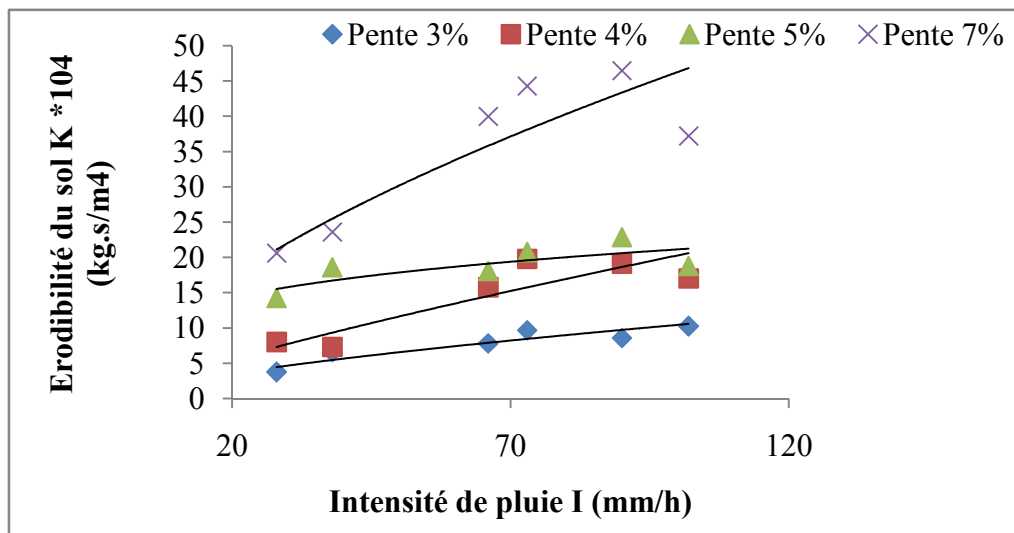


Figure VI.5. Relation entre l'intensité de pluie et l'érodibilité d'un sol limoneux

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

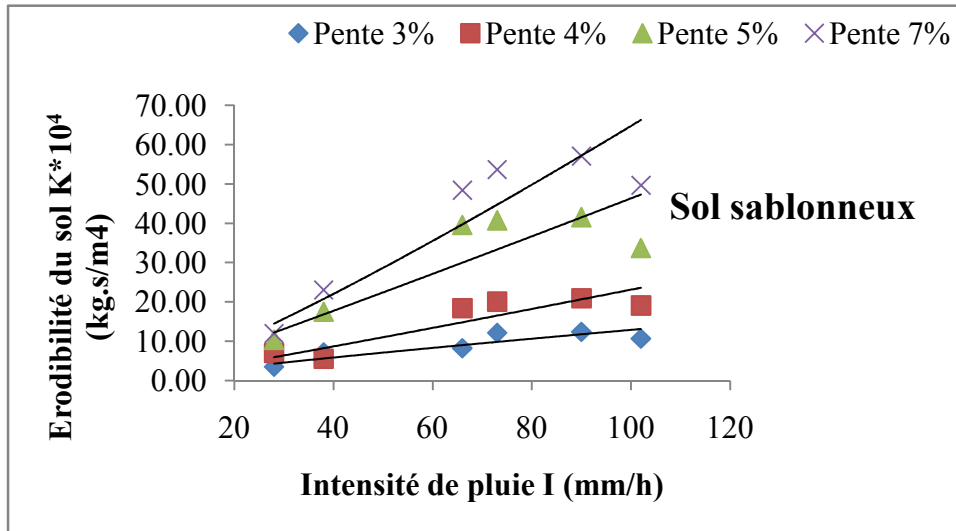


Figure VI.6. Relation entre l'intensité de pluie et l'érodibilité d'un sol sablonneux

Les fonctions et les coefficients de détermination du sol sablonneux et limoneux sont représentés dans le tableau VI.3.

Tableau VI.3. Fonctions et coefficients de détermination du sol limoneux et sablonneux.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	P-value	Fonction	R ²	P-value
3	$K = 0.474I^{0.670}$	0.85	0.014	$K = 0.248I^{0.856}$	0.82	0.027
4	$K = 0.498I^{0.804}$	0.84	0.025	$K = 0.166I^{1.071}$	0.82	0.017
5	$K = 6.936I^{0.241}$	0.6	0.12	$K = 0.374I^{1.046}$	0.84	0.045
7	$K = 2.708I^{0.616}$	0.83	0.043	$K = 0.289I^{1.174}$	0.90	0.015

D'après ces résultats, on constate que l'évolution de l'érodibilité du sol en fonction de l'intensité de pluie suit bien la loi puissance avec un coefficient de détermination satisfaisant. On a remarqué que l'érodibilité du sol augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie et ceux pour toute les pentes du sol. Pour le sol limoneux et pour une pente de 3%, l'érodibilité du sol passe de $7,36.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 102 mm/h à $3,75.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 28 mm/h. Par contre, pour un sol sablonneux et pour la même pente, l'érodibilité du sol égale à $11,93.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 102 mm/h et $8,35.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 28 mm/h. on constat que l'intensité de pluie à un effet beaucoup plus important sur un sol sablonneux que sur un sol limoneux.

L'évolution de l'érodibilité du sol est influencée par l'évolution de la pente du sol. On a constaté que pour un sol limoneux et pour une pente de 7%, l'érodibilité du

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

sol devient égale à $37,78.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 102 mm/h et $23,51.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 28 mm/h. par contre pour un sol sablonneux, l'érodibilité du sol égale à $49,80.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 102 mm/h et égale à $19,55.10^4$ kg.s/m⁴ pour une intensité de 28 mm/h. Le modèle reliant l'intensité de pluie avec l'érodibilité du sol pour les différentes pentes est représenté comme suit :

$$K=2.23I^{1.5}S^{1.38}$$

VI.1

Avec K est l'érodibilité du sol (10^4 kg.s/m⁴), I est l'intensité de pluie (mm/h) et S la pente (m/m). Le modèle est représenté par une fonction en puissance avec un coefficient de détermination significatif ($R^2=0.7$, $p<0.0001$).

On a constaté que les valeurs de l'érodibilité prédites sont proche des valeurs mesurées. Le résultat de la validation a également montré que l'équation (VI.1) pourrait être utilisé pour prédire l'érodibilité du sol précisément avec $R^2 = 0,7$ et $p<0.0001$.

VI.3.2.L'effet de diamètre médian des gouttes de pluie sur l'érodibilité du sol.

Les relations entre le diamètre médian des gouttes de pluie et l'érodibilité du sol pour les différentes pentes et pour les deux types de sol sont représentées sur la figure VI.7 et la figure VI.8.

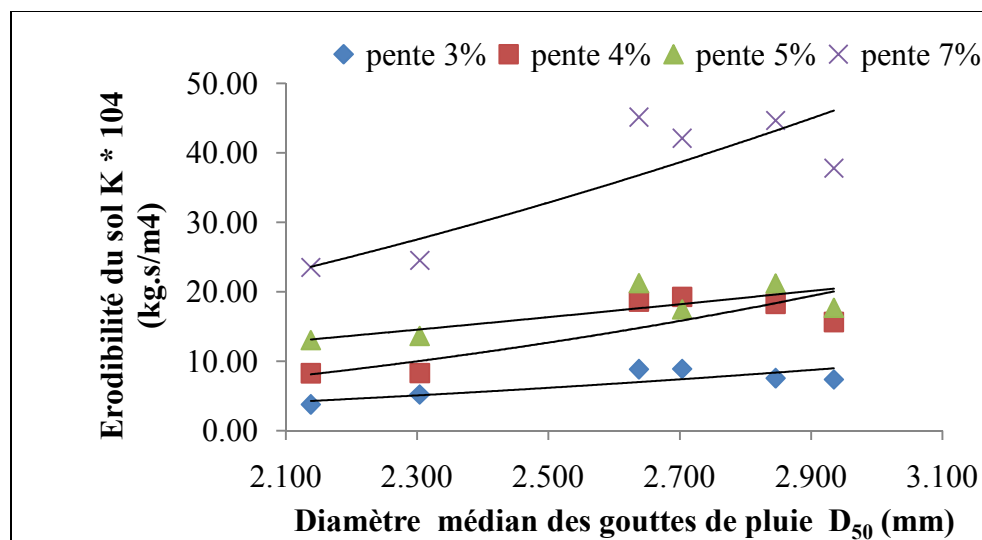


Figure VI.7. Relation entre l'érodibilité du sol et le diamètre médian des gouttes de pluie d'un sol limoneux

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

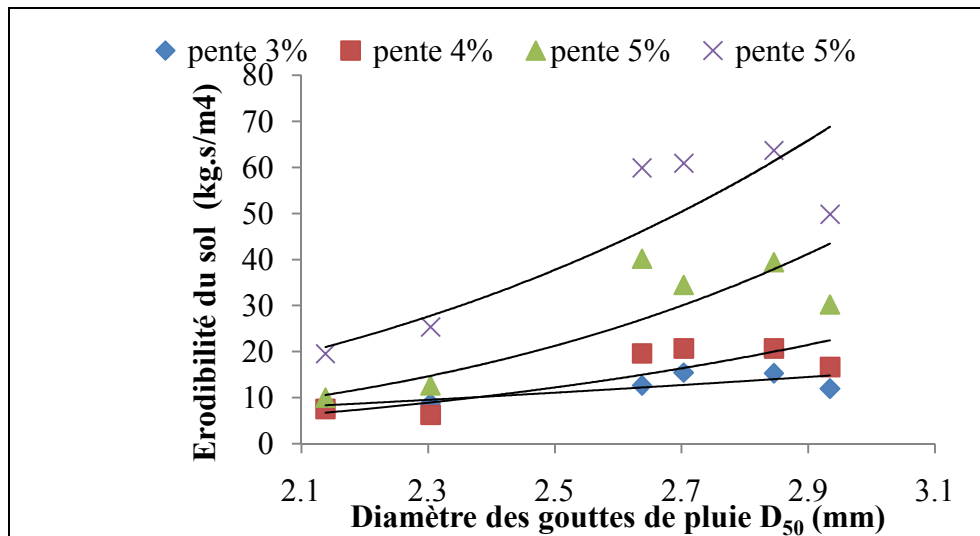


Figure VI.8. Relation entre l'érodibilité du sol et le diamètre médian des gouttes de pluie d'un sol sableux.

Les fonctions et les coefficients de détermination qui régissent l'érodibilité du sol et diamètre médian des gouttes de pluie sont représentées dans le tableau VI.4.

Tableau VI.4 Fonctions et coefficients de corrélation de l'érodibilité du sol et le diamètre médian des gouttes de pluie.

Type de sol	Sol limoneux			Sol sablonneux		
Pente %	Fonction(10^4)	R ²	p-value	Fonction(10^4)	R ²	p-value
3	$K=0.72 \cdot D_{50}^{2.35}$	0.77	0.007	$K=2.12 \cdot D_{50}^{1.81}$	0.72	0.015
4	$K=0.93 \cdot D_{50}^{2.85}$	0.73	0.015	$K=0,37 \cdot D_{50}^{3.81}$	0.76	0.009
5	$K=4.52 \cdot D_{50}^{1.40}$	0.75	0.091	$K=0.36 \cdot D_{50}^{4.47}$	0.82	0.02
7	$K=4.71 \cdot D_{50}^{2.12}$	0.71	0.022	$K=1.21 \cdot D_{50}^{3.75}$	0.83	0.005

Les résultats montrent que l'érodibilité du sol est liée au diamètre médian des gouttes de pluie par une fonction puissance avec des coefficients de détermination satisfaisants.

Le détachement des particules par le diamètre des gouttes de pluie est beaucoup plus important pour un sol sablonneux qu'un sol limoneux. Cela est dû certainement à la texture et à la structure du sol. Les limons ont une faible cohésion et sont des particules très fines. Ils sont donc facilement détachables de la matrice du sol et facilement transportés par le ruissellement puisqu'ils sont petits. Les sables fins ont une cohésion encore plus faible. Les sables grossiers ont une très faible cohésion, mais parce que ce sont des sédiments plus gros que les limons et sables fins, ils sont moins facilement transportés par les eaux de ruissellement. Dans notre cas, il se peut que la taille des sédiments n'ait pas influé sur le transport des sédiments. Cela

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

coïncide avec les résultats de plusieurs chercheurs tels que Liu *et al.* (1994). Diaz Zorita *et al.*, (2002) ont signalé que l'érodibilité d'un sol est liée à la stabilité structurale. La présence des argiles dans le sol limoneux renforce la cohésion de ce dernier ce qui influe sur le détachement des gouttes de pluie.

VI.3.3. L'effet de la force érosive de la pluie sur l'érodibilité du sol.

La relation entre la force érosive de la pluie et l'érodibilité du sol sont représentées sur la figure VI.9 et la figure VI.10.

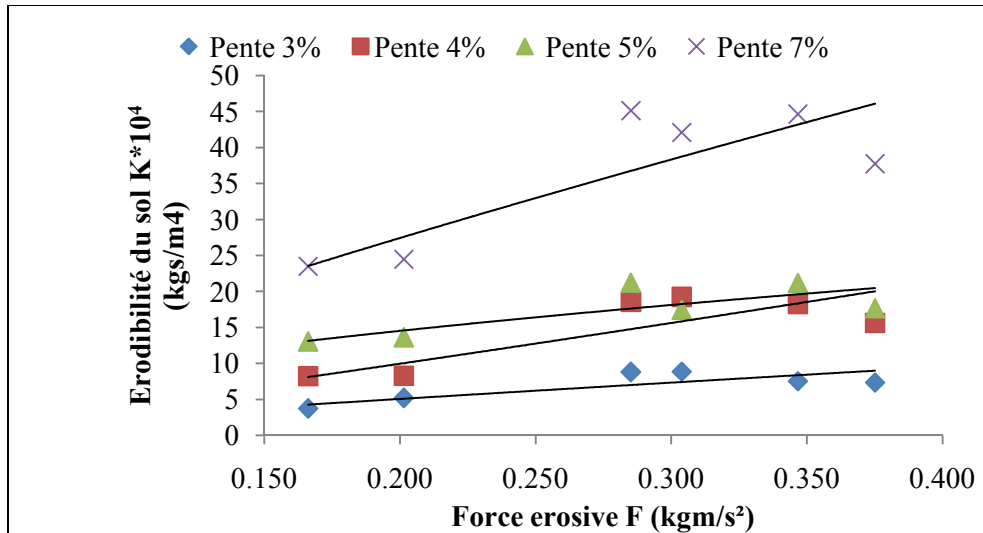


Figure VI.9. Relation entre la force érosive de la pluie et l'érodibilité d'un sol limoneux.

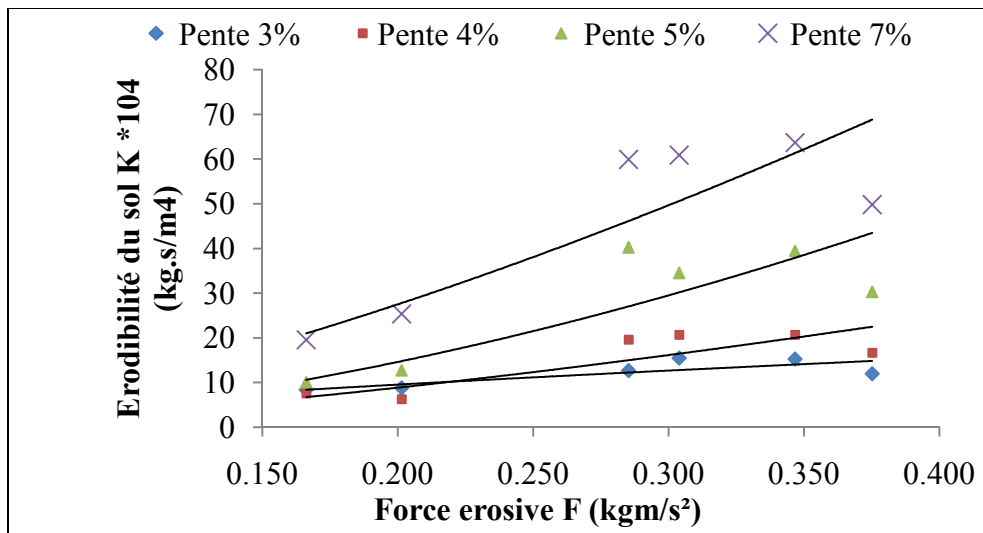


Figure VI.10. Relation entre la force érosive de la pluie et l'érodibilité d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VI.5.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

Tableau VI.5. Fonctions et coefficients de corrélation de l'érodibilité du sol en fonction de la force érosive des gouttes de pluie.

Type de sol	Sol limoneux			Sol sablonneux		
Pente %	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$K=20.94 * F^{0.89}$	0.77	0.01	$K=29.53 * F^{0.70}$	0.72	0.017
4	$K=62.78 * F^{1.14}$	0.77	0.016	$K=95.94 * F^{1.48}$	0.76	0.011
5	$K=34.93 * F^{0.55}$	0.69	0.099	$K=238.4 * F^{1.74}$	0.82	0.029
7	$K=91.20 * F^{0.75}$	0.71	0.028	$K=287.5 * F^{1.46}$	0.83	0.008

La combinaison de l'effet de l'impact des gouttes et la vitesse de chute des gouttes de pluie est transformé, lorsqu'elles contactent la surface du sol, à des forces érosives des gouttes de pluie qui détachent et rejaillissent les particules du sol.

L'impact de la force érosive sur l'érodibilité du sol est combiné à la fois par l'effet du diamètre et de la vitesse de chute des gouttes de pluie par l'équation (II.56). Le taux de détachement par le splash est lié à l'énergie cinétique de la pluie, le type de sol et la taille des gouttes de pluie (De ploey et savat, 1968). Le diamètre des gouttes de pluie varié entre 2.138 et 2.935 mm pour des intensités allant de 28 jusqu'à 102mm/h. Ces diamètres des gouttes et leurs vitesses d'impact sont les responsables majeurs de taux d'érosion, détachement des particules de sol et le rejaillissement des particules détachées. Mouzai et Bouhade (2003) ont affirmé que lorsque la goutte de pluie heurte la surface d'un sol sablonneux nu, les gouttes d'eau semblent divisées en plusieurs gouttelettes de différentes tailles. L'ensemble des gouttelettes s'étant éclaboussé portant des particules de sol, la quantité de ces particules dépend des caractéristiques des gouttes telles que le diamètre, le volume, la capacité de transport et la disposition des particules. L'impact des gouttes de pluie décompose les agrégats, entraînent le détachement du sol et la formation de la croûte de battance. Ils provoquent également des rejaillissements des particules de sol c'est-à-dire le transport des particules détachées sur des distances de quelques décimètres (Leguédouis *et al.*, 2005).

Lorsque la force érosive des gouttes de pluie augmente, l'érodibilité des sols augmentent où elles passent, pour un sol limoneux, de $7,36 \cdot 10^4$ Kg.s/m⁴ à $37,78 \cdot 10^4$ Kg.s/m⁴ et pour un sol sablonneux de $11,93 \cdot 10^4$ Kg.s/m⁴ à $49,80 \cdot 10^4$ Kg.s/m⁴ correspondant aux angles de pente de 3% à 7% sous l'intensité de pluie de 102 mm/h. L'augmentation de l'érodibilité du sol dans notre étude est inscrite aussi avec toutes les intensités de pluies utilisées allant de 28 à 102 mm/h. On remarque dans ce cas

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

que l'effet de la puissance érosive des gouttes de pluie et beaucoup plus important pour un sol sablonneux qu'un sol limoneux, cela est dû certainement à l'importance de détachement des gouttes de pluie pour un sol sablonneux qu'un sol limoneux et à une formation rapide d'une croûte de battance pour le sol limoneux. Le sol limoneux contient aussi une quantité d'argile importante par rapport au sol sablonneux, ce qui lui donne une résistance importante au détachement par rapport au sol sablonneux.

Les valeurs de cette étude sont confirmées par les valeurs mesurées par Romero *et al.* (2006) où ils donnent une gamme de valeurs de $1,9.10^5 \text{ Kg.s/m}^4$ à $56,10^5 \text{ Kg.s/m}^4$ avec un angle de pente naturelle et des intensités de pluie de $7,5$ à 150 mm.h^{-1} . Cette dernière intensité (150 mm.h^{-1}) a une durée plus courte. Ils ont signalé que la plupart des sols érodibles sont ceux qui ont la plus grande quantité de limon et de sables très fins et les plus résistants sont les sols argileux. Le limon et le sable sont fortement corrélés avec les valeurs de l'érodibilité du sol.

VI.3.4.L'effet de la puissance érosive de la pluie sur l'érodibilité du sol.

La relation entre la force érosive de la pluie et l'érodibilité du sol sont représentées sur la figure VI.11 et la figure VI.12.

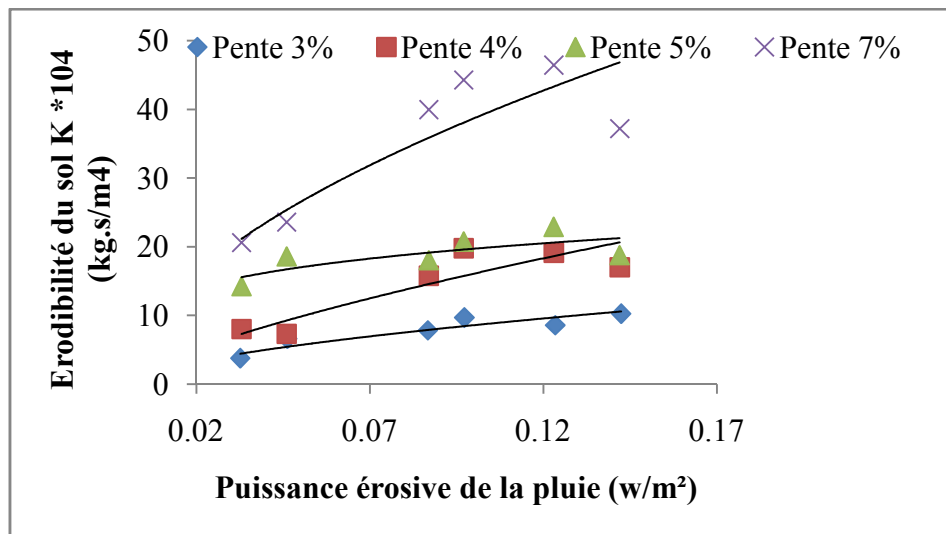


Figure VI.11. Relation entre la puissance érosive de la pluie et l'érodibilité du sol d'un sol limoneux.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

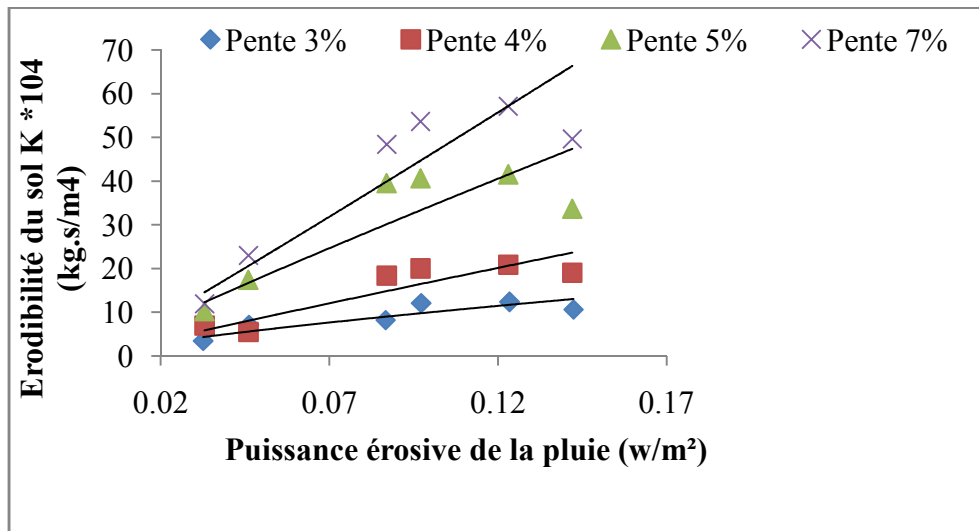


Figure VI.12. Relation entre la puissance érosive de la pluie et l'érodibilité du sol d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VI.6.

Tableau VI.6. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la puissance érosive de la pluie.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$K = 33.21PE^{0.588}$	0.73	0.016	$K = 56.50PE^{0.751}$	0.82	0.03
4	$K = 82.89PE^{0.712}$	0.77	0.028	$K = 150.7PE^{0.949}$	0.83	0.020
5	$K = 32.14PE^{0.212}$	0.69	0.13	$K = 287.1PE^{0.923}$	0.84	0.051
7	$K = 135.5PE^{0.544}$	0.77	0.048	$K = 501.0PE^{1.036}$	0.90	0.018

Les résultats montrent que la relation suit bien la fonction puissance avec un coefficient de détermination significatif. On a constaté que l'érodibilité du sol augmente avec l'augmentation de la puissance érosive. Pour une puissance érosive variée entre 0,14w/m² et 0,03w/m² correspondant à des intensités de pluie de 102 mm/h à 28 mm/h respectivement, l'érodibilité d'un sol limoneux variée entre 7,36.10⁴Kg.s/m⁴ et 3,75.10⁴Kg.s/m⁴, par contre pour un sol sablonneux, elle varie entre 11,93.10⁴Kg.s/m⁴ et 8.35.10⁴Kg.s/m⁴. L'influence de la puissance érosive sur un sol sablonneux est beaucoup plus importante que sur un sol limoneux.

VI.3.5.L'effet de l'intensité de pluie sur la concentration en sédiments.

La relation entre l'intensité de pluie et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VI.13 et la figure VI.14.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

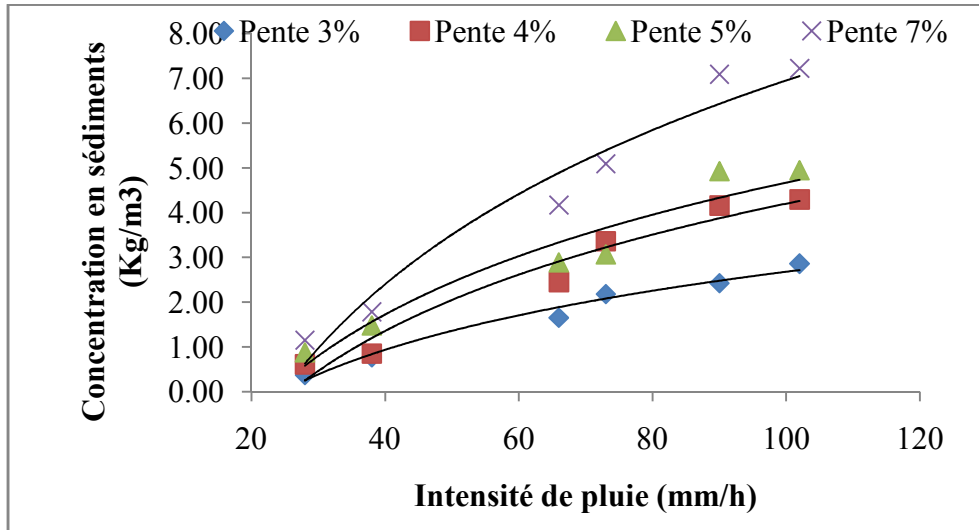


Figure VI.13. Relation entre l'intensité de pluie et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.

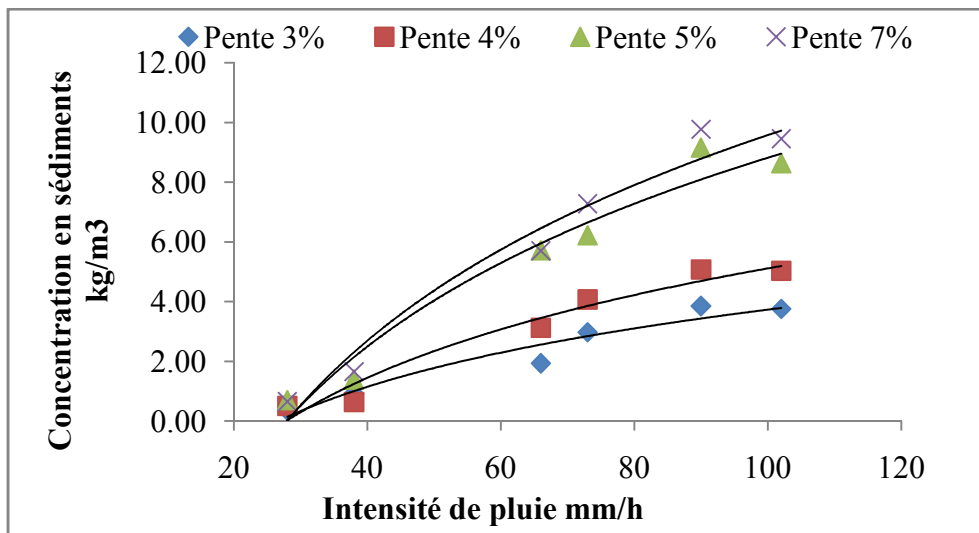


Figure VI.14. Relation entre l'intensité de pluie et la concentration en sédiments d'un sol Sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VI.7.

Tableau VI.7. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la force érosive des gouttes de pluie.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$C_s = 1.898\ln(I) - 6.065$	0.98	0.0001	$C_s = 2.824\ln(I) - 9.275$	0.94	0.001
4	$C_s = 3.101\ln(I) - 10.07$	0.96	0.0003	$C_s = 3.993\ln(I) - 13.28$	0.96	0.001
5	$C_s = 3.217\ln(I) - 10.14$	0.93	0.0004	$C_s = 6.899\ln(I) - 22.95$	0.96	0.0005
7	$C_s = 4.965\ln(I) - 15.91$	0.96	0.0001	$C_s = 7.519\ln(I) - 25.05$	0.97	0.00037

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

Les résultats montrent que la concentration en sédiments suit bien la fonction logarithmique avec un coefficient de détermination très significative. On remarque que la concentration en sédiments augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie. Pour une pente de 3% et pour un sol limoneux, la concentration en sédiments passe de 2,86kg/m³ à 0,37kg/m³ pour des intensités de pluie 102mm/h à 28mm/h respectivement. Par contre, pour le même type de sol et pour une pente de 7%, la concentration en sédiments varie de 7,22kg/m³ à 1,15kg/m³ pour des intensités de pluie allant de 102mm/h à 28mm/h. Pour le sol sablonneux, on a constaté la même variation que pour un sol limoneux où la concentration en sédiments augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie et de la pente du sol. Cette évolution est représentée par Rahbari Sisakht *et al.* (2013) illustrée sur la figure II.2.

Le modèle reliant l'intensité de pluie est la concentration en sédiments est comme suit :

$$C_s = I^{1.07} S^{0.96}$$

VI.2

On a constaté que les valeurs des concentrations en sédiments prédites sont extrêmement proche des valeurs mesurées. Le résultat de la validation a également montré que l'équation (VI.2) pourrait être utilisée pour prédire la concentration en sédiments précisément avec $R^2 = 0,84$ et $p < 0.0001$.

Le coefficient de corrélation ($R^2=0.84$) révèle que la relation entre la concentration en sédiments est fortement corrélé avec l'intensité de pluie et la pente. La valeur de p montre que la relation est hautement significative.

VI.3.6.L'effet de la force érosive de la pluie sur la concentration en sédiments.

La relation entre l'intensité de pluie et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VI.15 et la figure VI.16.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

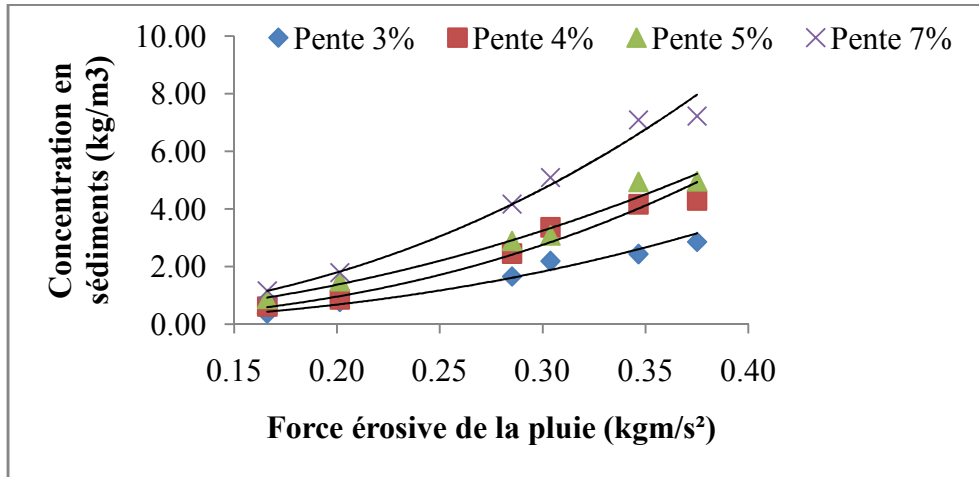


Figure VI.15. Relation entre la force érosive de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.

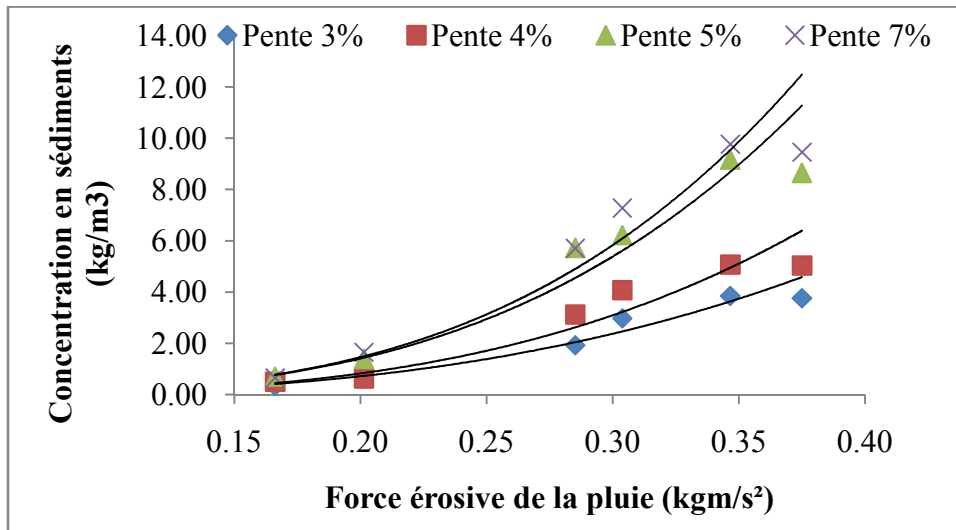


Figure VI.16. Relation entre la force érosive de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VI.8.

Tableau VI.8. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la force érosive des gouttes de pluie.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$C_s = 35.02F^{2.456}$	0.98	0.0001	$C_s = 82.50F^{2.946}$	0.96	0.0004
4	$C_s = 63.93F^{2.612}$	0.98	0.0001	$C_s = 154.9F^{3.250}$	0.96	0.0003
5	$C_s = 42.32F^{2.134}$	0.99	0.0006	$C_s = 291.1F^{3.315}$	0.97	0.0003
7	$C_s = 81.16F^{2.367}$	0.99	<0.0001	$C_s = 354.4F^{3.412}$	0.97	0.00012

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

D'après les résultats représentés sur la figure VI.15, la figure VI.16 et dans le tableau VI.7, on a constaté que la force érosive de la pluie suit bien la loi puissance avec un coefficient de détermination très significatif. On remarque que la concentration en sédiments augmente avec l'augmentation de la force érosive de la pluie et ceux pour toutes la gamme des pentes de sol et des intensités de pluie. Cette influence est due certainement à l'influence combinée de diamètre des gouttes de pluie et de la vitesse d'impact des gouttes de pluie. Pour un sol limoneux et pour une pente de 3%, la concentration en sédiments varie entre 2,86 kg/m³ et 0,37kg/m³ pour des forces érosives allant de 0,375 kg.m/s² à 0,166 kg.m/s² et ceux pour des intensités allant 102 mm/h à 28 mm/h.

VI.3.7.L'effet de la puissance érosive de la pluie sur la concentration en sédiments.

La relation entre la puissance érosive de la pluie et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VI.17 et la figure VI.18.

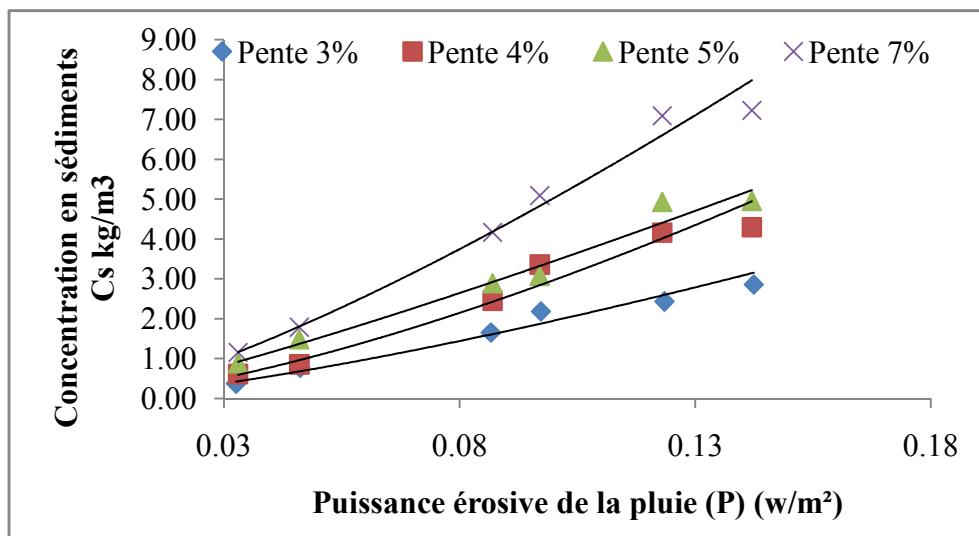


Figure VI.17. Relation entre puissance de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

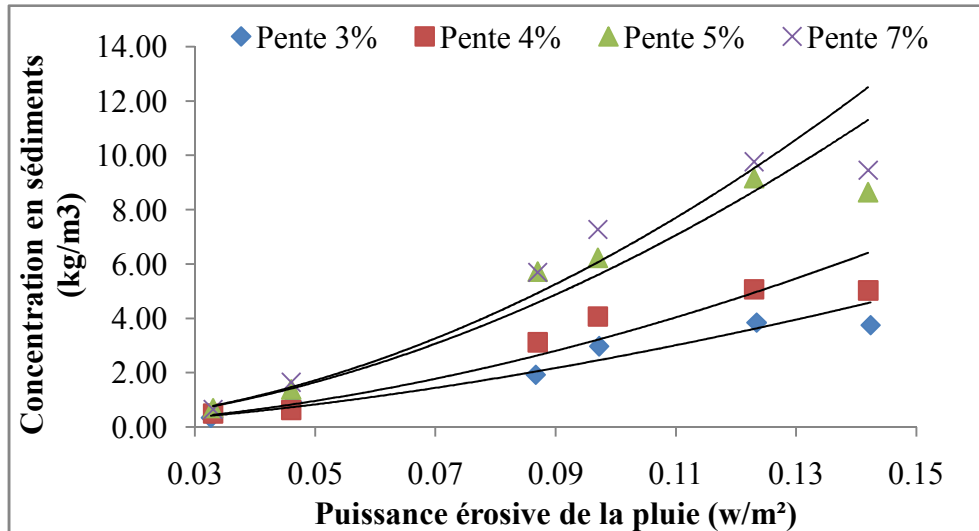


Figure VI.18. Relation entre la puissance de la pluie et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VI.9.

Tableau VI.9. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la puissance érosive de la pluie.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$C_s = 44.40PE^{1.357}$	0.98	0.00014	$C_s = 109.6PE^{1.628}$	0.96	0.0008
4	$C_s = 84.48PE^{1.454}$	0.98	0.00035	$C_s = 219.7PE^{1.810}$	0.96	0.0009
5	$C_s = 53.00PE^{1.186}$	0.99	0.00033	$C_s = 414.0PE^{1.844}$	0.97	0.0007
7	$C_s = 104.3PE^{1.317}$	0.99	0.00011	$C_s = 507.7PE^{1.897}$	0.97	0.0005

La relation entre la puissance érosive de la pluie et la concentration en sédiments suit bien la loi puissance avec un coefficient de détermination très significative.

On a constaté que la concentration en sédiments augmente avec l'augmentation de la puissance érosive. Pour une puissance érosive qui varie entre 0,14w/m² et 0,03w/m² correspondant à des intensités de pluie de 102 mm/h à 28 mm/h respectivement, la concentration en sédiments d'un sol limoneux variée entre 2,86 Kg/m³ et 0,37Kg/m³, cela pour une pente de 3%. Par contre pour une pente de 7%, la concentration en sédiments variée de 7,22kg/m³ à 1,15kg/m³. Pour un sol sablonneux, l'évolution de la concentration en sédiments en fonction de la puissance érosive suit la même évolution qu'un sol limoneux. La puissance érosive a un effet très significatif

Chapitre VI : Paramètres érosifs de la pluie sur les caractéristiques du sol

sur la concentration en sédiments. Cela est dû à l'effet combiné de l'intensité de pluie, de la vitesse d'impact des gouttes de pluie et de facteur pente (voir équation II.47). Dans cette équation la vitesse d'impact des gouttes de pluie a un double effet par rapport à l'intensité de pluie et le facteur pente.

VI.4. Conclusion

Les paramètres de la pluie sont importants à connaître pour déterminer leurs effets sur les caractéristiques du sol. Ils ont un effet très significatif sur l'érodibilité du sol et la concentration en sédiments. L'intensité de pluie est le paramètre clé de déclenchement de l'érosion hydrique du sol.

Le diamètre médian des gouttes de pluie est représenté par une fonction puissance avec l'intensité de pluie. Le résultat est proche de ceux obtenu par Atlas (1953) et Willis (1984). La puissance érosive suit bien la loi puissance avec l'intensité de pluie. On a constaté que la puissance érosive croît beaucoup plus vite que l'intensité de pluie.

L'érodibilité du sol et la concentration en sédiments augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie, le diamètre médian des gouttes de pluie, la force érosive et la puissance érosive de la pluie pour les deux types de sol et pour toutes les pentes de sol.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.1 Introduction

Après une simulation de pluie avec des intensités fixes, sur des parcelles de sol saturé sablonneux et limoneux on obtient un écoulement de ruissellement avec des caractéristiques variables selon la variation des conditions de pente (inclinaison de la surface du sol) et les conditions de pluie (intensité). Les caractéristiques de cet écoulement ont trait au régime de l'écoulement (nombre de Reynolds, nombre de Froude, facteur de rugosité), à la contrainte de cisaillement et la puissance de l'écoulement. C'est ainsi qu'il y a lieu de mesurer plusieurs paramètres de ruissellement que sont le débit unitaire, la concentration en sédiments, la vitesse et la profondeur de l'écoulement. Sur la base des équations (III.23 ; III.24 ; III.26 ; III.28 ; III.29 ; III.30 et V.3) les paramètres hydrauliques de ruissellement tels que la profondeur, la puissance, la contrainte de cisaillement, le nombre de Reynolds, le nombre de Froude et les coefficients de frottement sont calculés. Les résultats obtenus entre les paramètres hydrauliques de ruissellement et leurs effets sur les caractéristiques du sol seront représentés sous forme de figures dans ce qui suit.

VII.2 Relation entre les paramètres hydrauliques de ruissellement

VII.2.1. Relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy-Weisbach

La relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de frottement Darcy Weisbach est représentée sur la figure VII.1 et la figure VII.2.

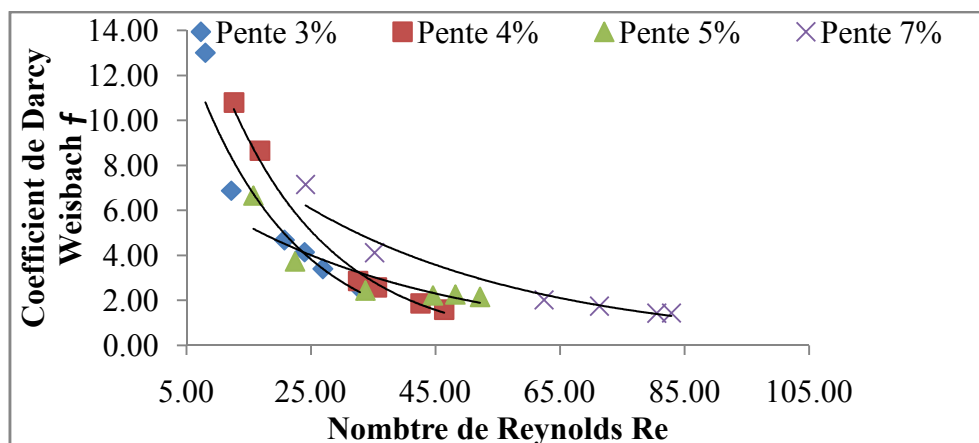


Figure VII.1 Relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol limoneux.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

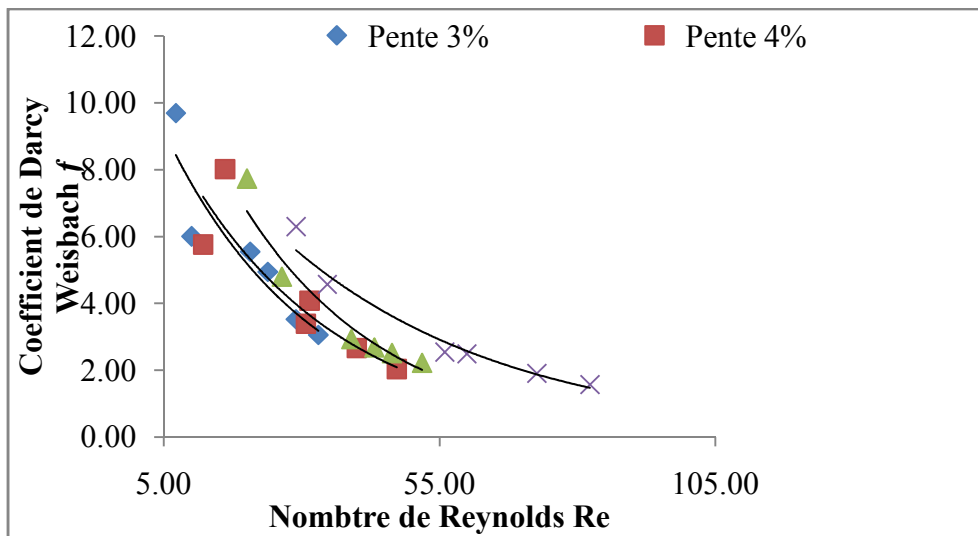


Figure VII.2. Relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol Sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.1

VII.1 Fonction et coefficient de détermination de nombre de Reynolds et du coefficient de Darcy Weisbach.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$f = 16.52e^{-0.04Re}$	0.90	0.025	$f = 17.62e^{-0.05Re}$	0.97	0.006
4	$f = 16.64e^{-0.04Re}$	0.99	0.003	$f = 11.39e^{-0.03Re}$	0.96	0.003
5	$f = 8.77e^{-0.03Re}$	0.88	0.019	$f = 7.53e^{-0.02Re}$	0.99	0.0006
7	$f = 7.041e^{-0.02Re}$	0.94	0.012	$f = 6.15e^{-0.02Re}$	0.99	0.00015

Dans les écoulements à surface libre le coefficient de frottement Darcy Weisbach est étroitement lié au nombre de Reynolds. D'après les résultats on a constaté que pour les deux types de sol, lorsque la résistance hydraulique due au frottement des grains du sol augmente le nombre de Reynolds diminue. Cela coïncide avec les résultats de Savat (1980) lorsqu'il a étudié la résistance hydraulique des sols sablonneux et limoneux argileux. Son résultat montre que la rugosité hydraulique due aux grains diminue à mesure que le nombre de Reynolds augmente.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Nos résultats montrent que la relation entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy Weisbach suit bien la fonction exponentielle avec des coefficients de détermination très significatifs. Ces résultats sont corroborés par les résultats de Guo *et al.* (2010) où ils ont trouvé dans leur étude, avec ou sans effet de pluie simulée, que la relation qui relie le nombre de Reynolds avec le coefficient de Darcy Weisbach suit bien la loi exponentielle négative et que Le coefficient de frottement de Darcy – Weisbach (f) diminue avec l'augmentation du nombre de Reynolds (Re). Rauws et Govers (1988) ont montré que pour un lit non érodable avec des éléments de rugosité artificielle collés à un lit plat, la relation entre Re et f varie en fonction de la pente. Gilley *et al.* (1990) ont mesuré les vitesses d'écoulement dans les rigoles pour 10 sols soumis à une pente constante dans les études sur le terrain et ont montré que f est relié à Re par une fonction exponentielle négative pour chaque type de sol. Gilley *et al.* (1992) et Prosser et Dietrich (1995) ont montré que f augmentait à mesure que Re augmentait lorsque la profondeur d'écoulement était inférieure à la taille de la rugosité physique. Nearing *et al.* (1997) ont utilisé le sable et le limon argileux pour étudier le changement de f avec la pente en utilisant un rayon hydraulique constant, et il a constaté que f diminuait à mesure que Re augmentait.

Le modèle reliant le coefficient de frottement avec le nombre de Reynolds est une fonction en puissance (voir équation VII.1).

$$f=144.73Re^{-1.1} \quad \text{VII.1}$$

On a constaté que le de frottement prédit est extrêmement proche des valeurs mesurées. Le résultat de la validation a également montré que l'équation (VII.1) pourrait être utilisé pour prédire le coefficient de frottement précisément avec $R^2 = 0,93$ et $p < 0.0001$.

Le coefficient de corrélation ($R^2=0.93$) révèle que la relation entre le coefficient de frottement est fortement corrélé avec le nombre de Reynolds et que la valeur p montre que la relation est hautement significative.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.2.2. Relation entre le nombre de Reynolds et le rapport n/h

La relation entre le nombre de Reynolds et le rapport entre le coefficient de rugosité (n) et la profondeur de l'écoulement (h) est représentée sur la figure VII.3 et la figure VII.4.

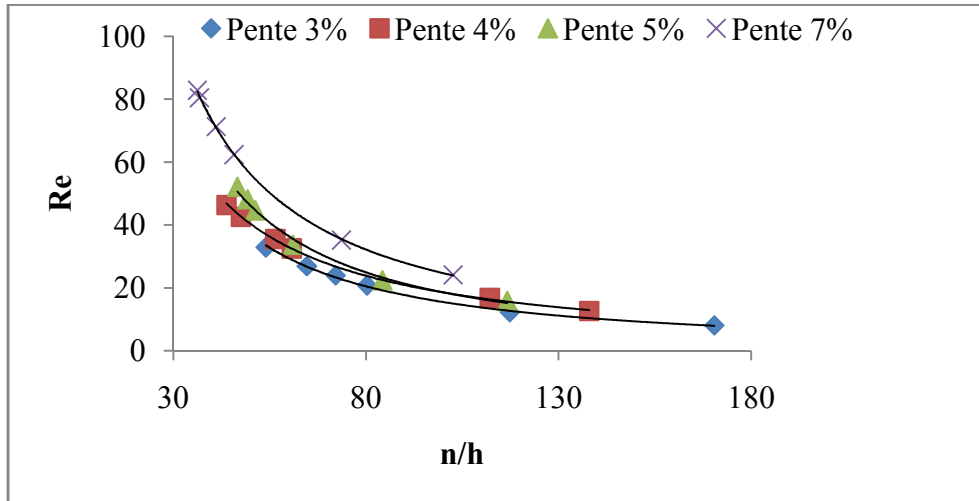


Figure VII.3 Relation entre Re et n/h d'un sol limoneux.

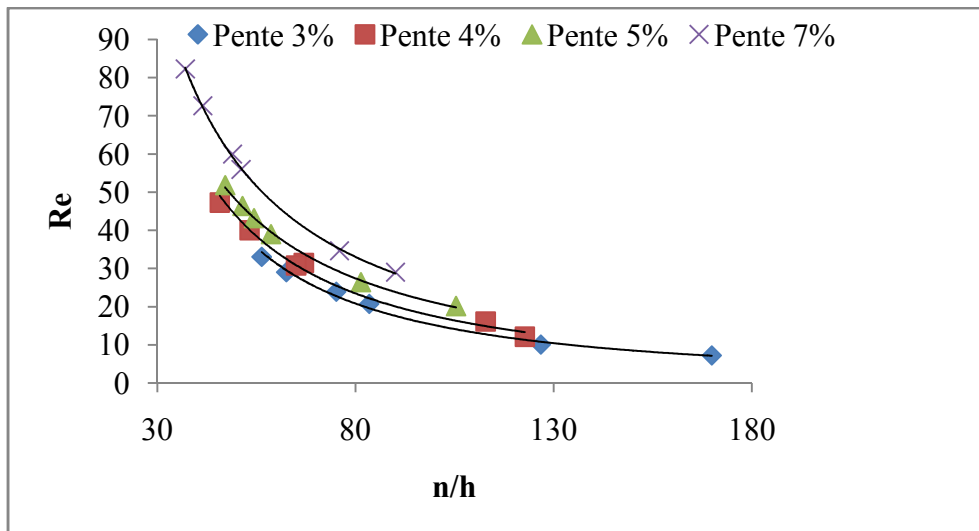


Figure VII.4. Relation entre Re et n/h d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.2.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.2. Fonction et coefficient de détermination de nombre de Reynolds et du rapport n/h

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$Re = 6983.(n/h)^{-1.30}$	0.99	0.01	$Re = 6275(n/h)^{-1.29}$	0.99	0.0027
4	$Re = 4520(n/h)^{-1.19}$	0.99	0.0013	$Re = 7309.(n/h)^{-1.31}$	0.99	0.0009
5	$Re = 7054.(n/h)^{-1.28}$	0.99	0.003	$Re = 11405(n/h)^{-1.39}$	0.99	0.001
7	$Re = 7537(n/h)^{-1.28}$	0.99	0.002	$Re = 10675(n/h)^{-1.35}$	0.99	0.0013

VII.2.3. Relation entre le nombre de Froude et le rapport n/h

La relation entre le nombre de Froude et le rapport entre le coefficient de rugosité (n) et la profondeur de l'écoulement (h) est représentée sur la figure VII.5 et la figure VII.6.

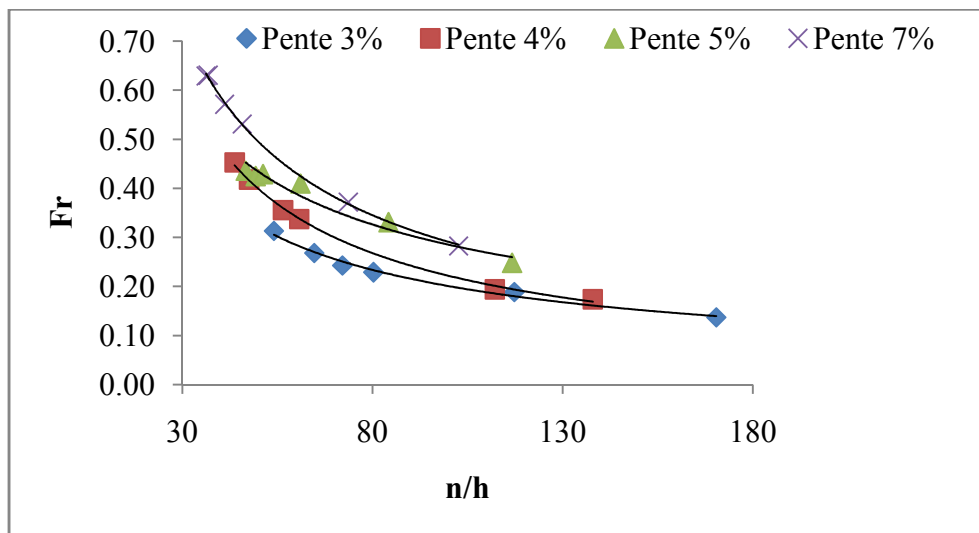


Figure VII.5. Relation entre le nombre de Froude et le rapport entre n/h d'un sol limoneux.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

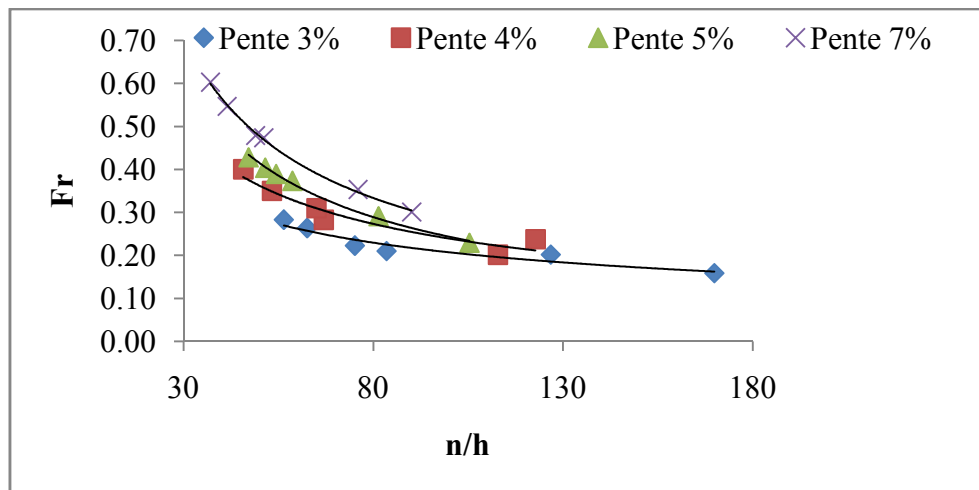


Figure VII.6. Relation entre le nombre de Froude et le rapport entre n/h d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.3

Tableau VII.3. Fonction et coefficient de détermination entre Fr et n/h

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$Fr = 3.06(n/h)^{-0.61}$	0.99	0.0008	$Fr = 3.50(n/h)^{-0.63}$	0.98	0.004
4	$Fr = 7.29(n/h)^{-0.75}$	0.99	0.0013	$Fr = 4.00(n/h)^{-0.61}$	0.95	0.006
5	$Fr = 5.37(n/h)^{-0.63}$	0.97	<0.0001	$Fr = 2.95(n/h)^{-0.50}$	0.99	0.001
7	$Fr = 7.10(n/h)^{-0.64}$	0.98	0.0005	$Fr = 4.67(n/h)^{-0.55}$	0.98	0.004

VII.2.4. Relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport n/h

La relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport entre le coefficient de rugosité (n) et la profondeur de l'écoulement (h) est représentée sur la figure VII.7 et la figure VII.8.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

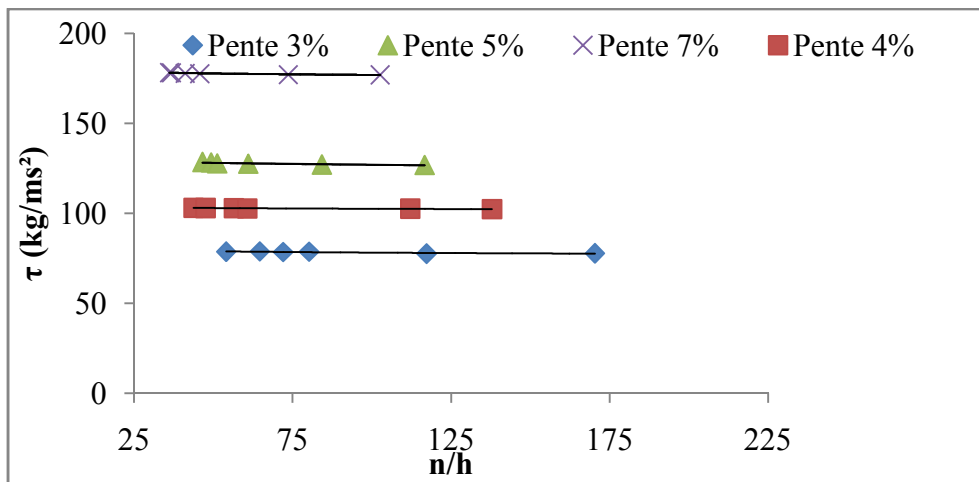


Figure VII.7. Relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport entre n/h d'un sol limoneux.

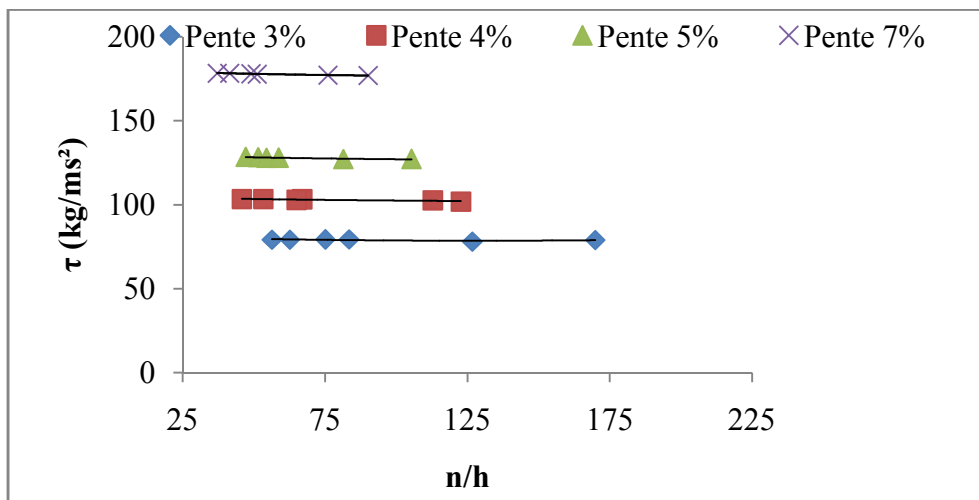


Figure VII.8. Relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport entre n/h d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.4.

Tableau VII.4. Fonction et coefficient de détermination entre τ et n/h

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$\tau = 83.285(n/h) - 0.014$	0.73	0.039	$\tau = 0.0002(n/h)^2 - 0.0482(n/h) + 81.5120$	0.51	0.31
4	$\tau = 105.123(n/h) - 0.005$	0.92	0.001	$\tau = 108.6(n/h)^{-0.01}$	0.82	0.007
5	$\tau = 134.5(n/h) - 0.01$	0.87	0.016	$\tau = 135.1(n/h)^{-0.01}$	0.92	0.004
7	$\tau = 182.336x^{-0.01}$	0.94	0.006	$\tau = 184.28(n/h) - 0.01$	0.98	0.00023

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.2.5. Relation entre la puissance de l'écoulement et le rapport n/h

La relation entre la contrainte de cisaillement et le rapport entre le coefficient de rugosité (n) et la profondeur de l'écoulement (h) est représentée sur la figure VII.9 et la figure VII.10.

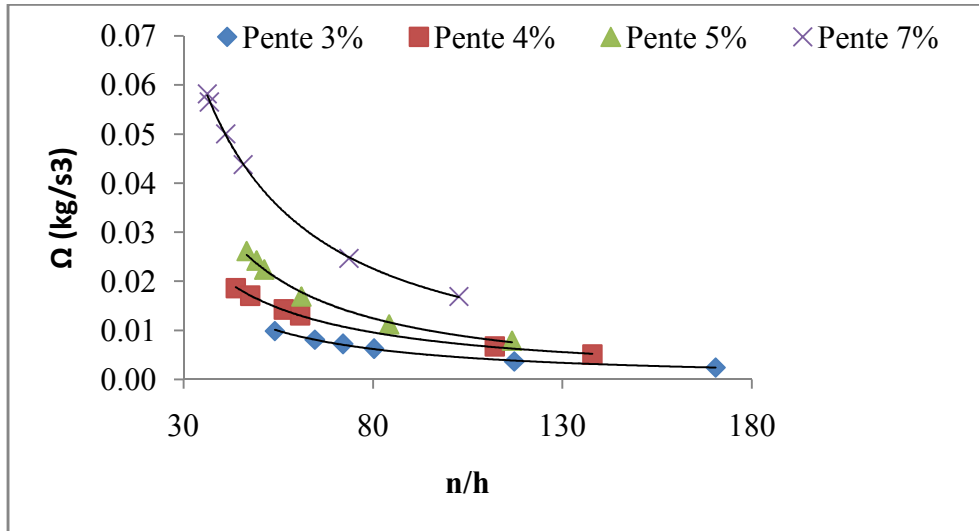


Figure VII.9. Relation entre la puissance de l'écoulement et le rapport entre n/h d'un sol limoneux.

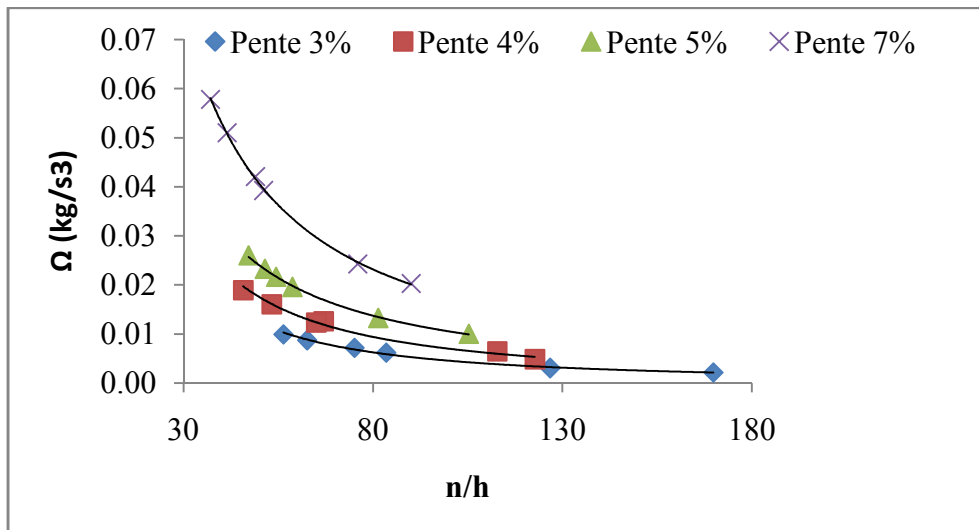


Figure VII.10. Relation entre la puissance de l'écoulement et le rapport entre n/h d'un sol Sablonneux

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.5.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.5. Fonction et coefficient de détermination entre Ω et n/h

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$\Omega = 2.11(n/h)^{-1.30}$	0.99	0.01	$\Omega = 1.90(n/h)^{-1.29}$	0.99	0.003
4	$\Omega = 1.82(n/h)^{-1.20}$	0.99	0.001	$\Omega = 2.95(n/h)^{-1.31}$	0.98	0.001
5	$\Omega = 3.59(n/h)^{-1.29}$	0.99	0.003	$\Omega = 5.80(n/h)^{-1.40}$	0.99	0.001
7	$\Omega = 5.43(n/h)^{-1.28}$	0.99	0.002	$\Omega = 7.61(n/h)^{-1.36}$	0.99	0.001

La relation entre les paramètres hydrauliques de ruissellement et le rapport n/h suit bien la fonction puissance avec des coefficients de détermination très significatif. Pan et Shangguan (2006) ont signalé, dans l'analyse de leur étude, que le rapport n/h avait des relations extrêmement significatives avec Re , Fr , τ et Ω . De plus, le n/h pourrait être un paramètre fiable pour prédire les paramètres hydrauliques. Pan et Shangguan (2006) ont établi des relations puissance entre le rapport n/h et les autres paramètres hydrauliques. Le rapport n/h avait de meilleures corrélations avec les paramètres hydrauliques et plus précisément, le rapport n/h avait une fonction puissance avec Re et $R^2=0,974$. Wang *et al.* (2010, 2011) ont montré que le rapport n/h avait des relations positives significatives avec τ et Ω . De plus, le n/h avait des relations négatives significatives avec Re , mais pas avec Fr . Ils ont signalé également que le rapport n/h prédit les paramètres hydrauliques mieux que n . Ils ont établi une relation exponentielle avec τ et une relation logarithmique avec Re . Li *et al.*, (2017) ont signalé que le rapport n/h avait des relations négatives extrêmement significatives avec Re , Fr et Ω . Ils ont établi des relations quantitatives relativement simples entre le rapport n/h et les autres paramètres hydrauliques. Le rapport n/h avait une relation puissance avec Re , Ω et une relation logarithmique avec Fr .

Les expériences de simulation de pluie en laboratoire et sur le terrain sont les moyens habituels d'étudier l'érosion des sols (Abrahams *et al.* 1986; Gilley *et al.* 1990; Govers 1992a, b; Luk and Merz 1992; Li *et al.* 1996; Nearing *et al.* 1999; Hessel *et al.* 2003; Zhang *et al.* 2003; Ding 2010; Ali *et al.* 2012a,b; Guo *et al.* 2013a). Pan et Shangguan (2006) et Liet *et al.* (2017) ont mené des expériences de simulation de précipitations en laboratoire et Guo *et al.* (2006) et Wang *et al.* (2010, 2011) ont effectué des expériences d'affouillement sur le terrain. Ils ont analysé en

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

détail les corrélations entre le rapport n/h avec les autres paramètres hydrauliques (Re , Fr , Ω et τ). Nos résultats sont proches de ceux de Pan et Shangguan (2006) et Zhang *et al.* (2012) où ils présentent des meilleures corrélations entre ces paramètres que Guo *et al.* (2006) et Wang *et al.* (2010, 2011). Cela peut être dû au fait que les canaux relativement plus petits qui étaient facilement contrôlés ont réduit l'hétérogénéité spatiale du sol dans les expériences de laboratoire par rapport aux parcelles de terrain. Les résultats ont indiqué que, n / h peut être un paramètre hydraulique multifonctionnel pour décrire les caractéristiques du sol et de l'écoulement. Le rapport n / h représentait non seulement la rugosité de la surface du sol résultant des types de sol, de la végétation de surface, des couvertures de surface, etc. (Guo *et al.* 2013a), mais introduisait également la profondeur de l'écoulement, qui est un paramètre essentiel entre le régime d'écoulement et la rugosité (Savat 1980; Rauws et Govers 1988; Gilley *et al.* 1990, 1992; Hessel *et al.* 2003). Dans l'ensemble, différentes tendances de corrélation ont été trouvées entre n/h et d'autres paramètres hydrauliques liés aux littératures collectées en raison des problèmes et objectifs spécifiques des expériences conçues. Les résultats étaient similaires aux études présentées par Abrahams et Parsons (1991) et Hessel *et al.* (2003) qui ont trouvé différentes relations entre le nombre de Reynolds et le coefficient de Darcy-Weisbach. Plus précisément, étant donné que les processus d'érosion des sols étaient très complexes et liés à la transformation de l'énergie, les paramètres hydrauliques ont changé et les interactions de l'eau et des matériaux du sol (débit, rugosité de la surface, par exemple) étaient difficile de trouver des moyens d'appliquer les équations quantitatives appropriées pour la description. Les résultats selon lesquels n / h avait de fortes relations avec d'autres paramètres hydrauliques (Re , Fr , τ, Ω) ont montré que n / h était un excellent indicateur pour décrire les caractéristiques hydrauliques.

VII.3. L'effet des paramètres de la pluie sur les paramètres de ruissellement.

VII.3.1 L'effet de l'intensité de pluie sur la vitesse de ruissellement.

La relation entre l'intensité de pluie et la vitesse moyenne de l'écoulement est représentée sur la figure VII.11 et la figure VII.12.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

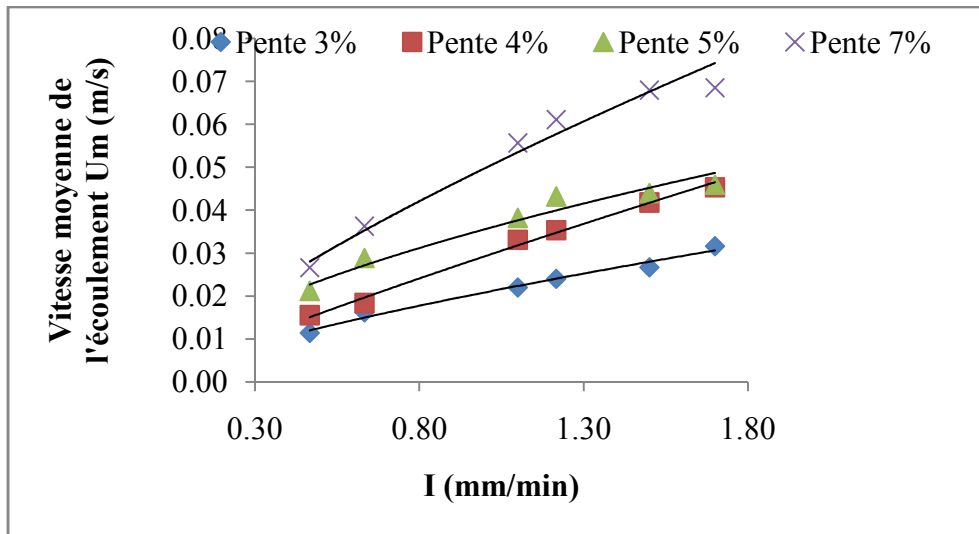


Figure VII.11. Relation entre l'intensité de pluie sur la vitesse moyenne de ruissellement d'un sol limoneux.

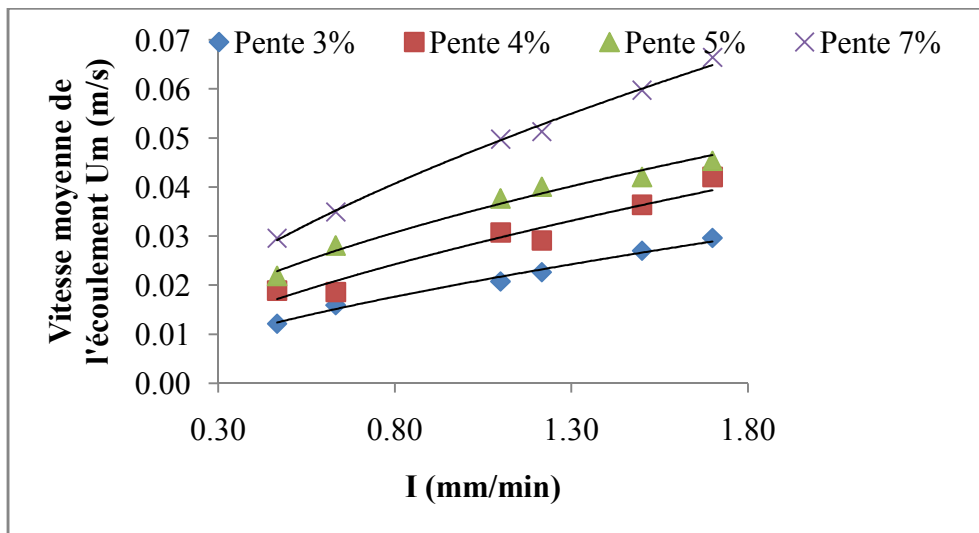


Figure VII.12. Relation entre l'intensité de pluie sur la vitesse moyenne de ruissellement d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.6.

Tableau VII.6. Fonction et coefficient de détermination entre I et Um

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$U_m = 0.020I^{0.723}$	0.98	0.0001	$U_m = 0.020I^{0.657}$	0.99	<0.0001
4	$U_m = 0.029I^{0.873}$	0.99	<0.0001	$U_m = 0.028I^{0.643}$	0.94	0.0005
5	$U_m = 0.035I^{0.591}$	0.96	0.002	$U_m = 0.034I^{0.550}$	0.98	0.001
7	$U_m = 0.049I^{0.754}$	0.98	0.001	$U_m = 0.046I^{0.618}$	0.99	<0.0001

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.3.2. L'effet de l'intensité de pluie sur la profondeur de ruissellement

La relation entre l'intensité de pluie et la vitesse moyenne de l'écoulement est représentée sur la figure VII.13 et la figure VII.14.

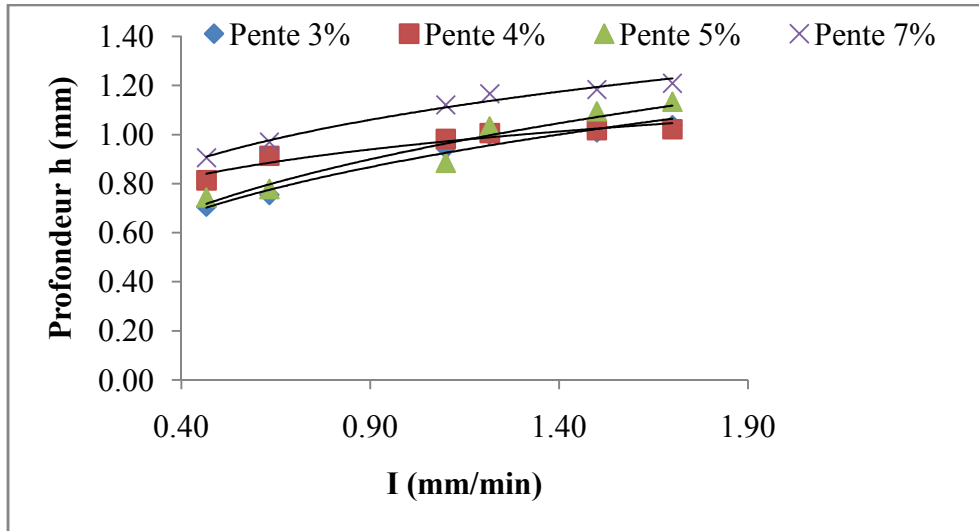


Figure VII.13. Relation entre l'intensité de pluie sur la profondeur de ruissellement d'un sol limoneux.

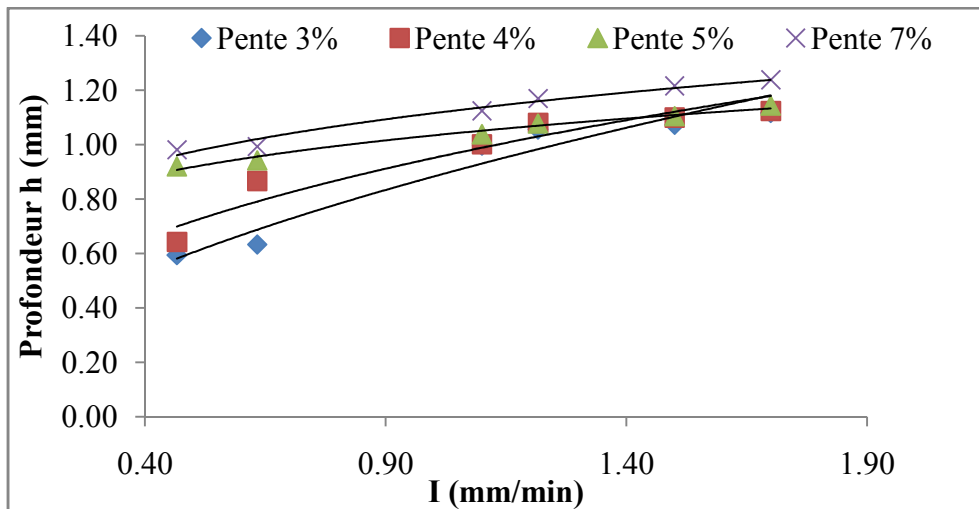


Figure VII.14. Relation entre l'intensité de pluie sur la profondeur de ruissellement d'un sol sablonneux

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.7.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.7. Fonction et coefficient de détermination entre l'intensité I et la profondeur h.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$h = 1.06I^{0.4}$	0.99	<0.0001	$h = 0.98I^{0.34}$	0.97	0.002
4	$h = 0.96I^{0.29}$	0.94	0.004	$h = 0.95I^{0.38}$	0.97	0.002
5	$h = 0.92I^{0.31}$	0.93	0.003	$h = 0.94I^{0.41}$	0.95	0.004
7	$h = 0.89I^{0.37}$	0.91	0.007	$h = 0.915I^{0.41}$	0.98	0.002

VII.3.3. L'effet de l'intensité de pluie sur le nombre de Froude

La relation entre l'intensité de pluie et le nombre de Froude est représentée sur la figure VII.15 et la figure VII.16.

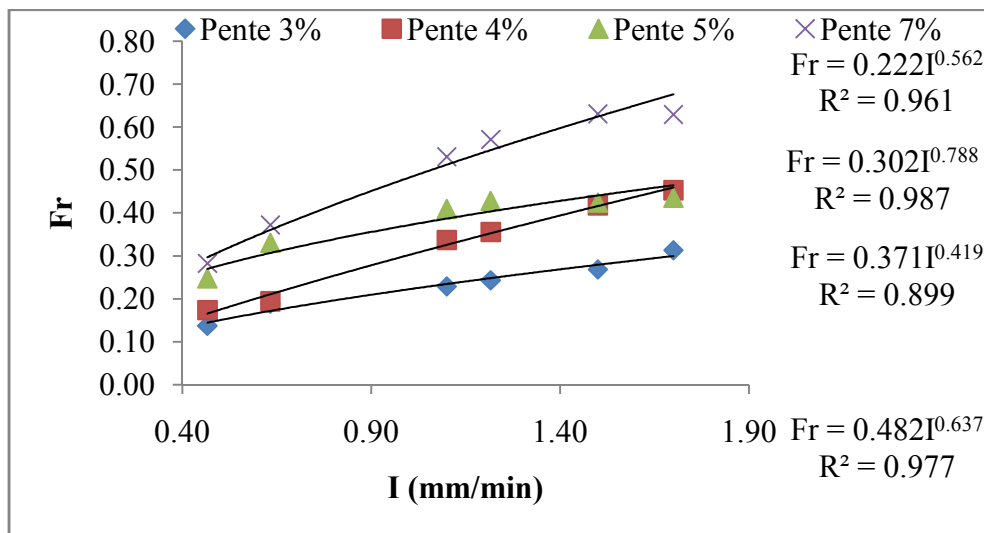


Figure VII.15. Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Froude d'un sol limoneux.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

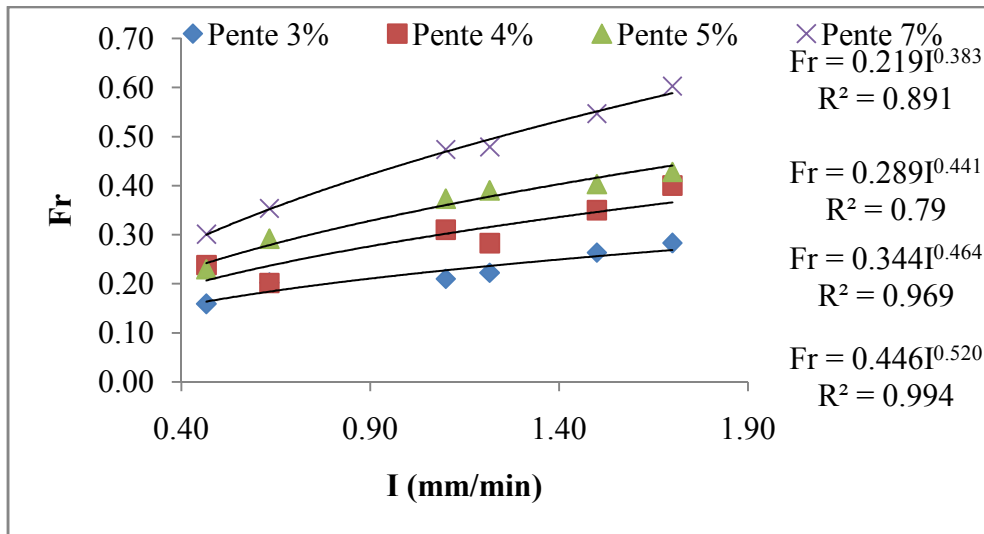


Figure VII.16. Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Froude d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.8.

Tableau VII.8. Fonction et coefficient de détermination entre I et Fr.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$Fr = 0.20I^{0.52}$	0.97	0.001	$Fr = 0.21I^{0.49}$	0.96	0.00025
4	$Fr = 0.30I^{0.73}$	0.99	<0.0001	$Fr = 0.29I^{0.45}$	0.84	0.003
5	$Fr = 0.371I^{0.43}$	0.92	0.007	$Fr = 0.36I^{0.35}$	0.99	0.0005
7	$Fr = 0.53I^{0.57}$	0.97	0.001	$Fr = 0.50I^{0.42}$	0.98	<0.0001

VII.3.4. L'effet de l'intensité de pluie sur le nombre de Reynolds

La relation entre l'intensité de pluie et le nombre de Froude est représentée sur la figure VII.17 et la figure VII.18.

**Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques
du sol**

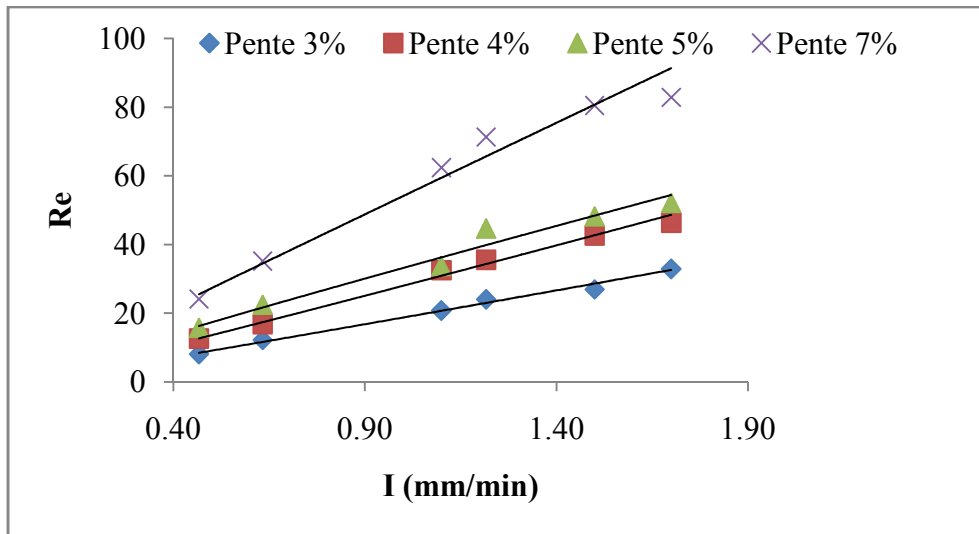


Figure VII.17 Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Reynolds d'un sol limoneux.

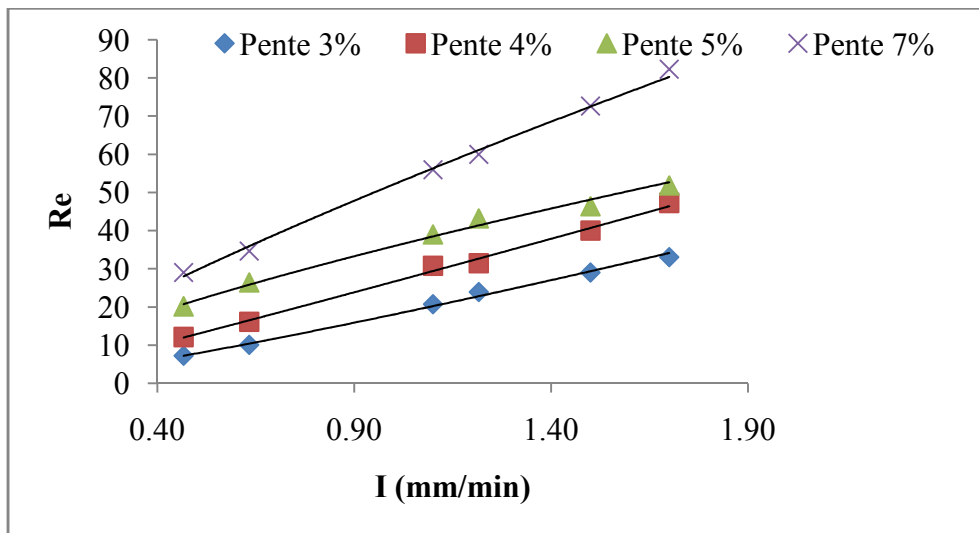


Figure VII.18 Relation entre l'intensité de pluie sur le nombre de Reynolds d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.9.

Tableau VII.9. Fonction et coefficient de détermination entre I et Re.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$Re = 22.09I^{1.12}$	0.99	0.00015	$Re = 20.06I^{1.00}$	0.99	<0.0001
4	$Re = 28.14I^{1.16}$	0.98	<0.0001	$Re = 26.67I^{1.02}$	0.99	<0.0001
5	$Re = 32.61I^{0.90}$	0.97	0.001	$Re = 32.56I^{0.96}$	0.97	0.0006
7	$Re = 44.52I^{1.12}$	0.97	0.0009	$Re = 42.40I^{1.02}$	0.99	<0.0001

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.3.5. L'effet de l'intensité de pluie I sur le coefficient de Darcy Weisbach f

La relation entre l'intensité de pluie et le nombre de Froude est représentée sur la figure VII.19 et la figure VII.20.

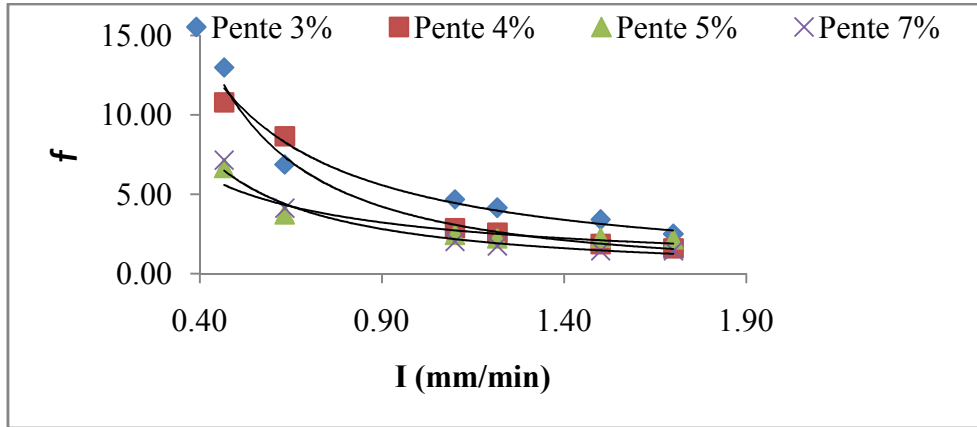


Figure VII.19. Relation entre l'intensité de pluie sur le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol limoneux.

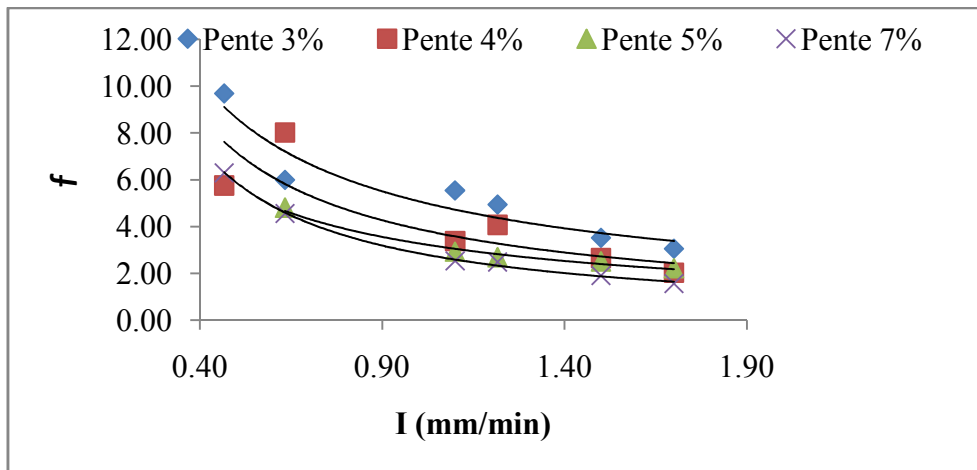


Figure VII.20 Relation entre l'intensité de pluie et le coefficient de Darcy Weisbach d'un sol sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.10.

Tableau VII.10. Fonction et coefficient de détermination entre I et f .

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$f = 5.85I^{-1.04}$	0.97	0.019	$f = 5.67I^{-0.97}$	0.96	0.006
4	$f = 3.59I^{-1.46}$	0.99	0.005	$f = 3.90I^{-0.90}$	0.84	0.007
5	$f = 2.9I^{-0.87}$	0.92	0.033	$f = 3.06I^{-0.63}$	0.99	0.006
7	$f = 2.02I^{-1.13}$	0.97	0.022	$f = 2.33I^{-0.83}$	0.98	0.0004

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.3.6.L'effet de l'intensité de pluie I sur le coefficient de Manning n

La relation entre l'intensité de pluie et le nombre de Froude est représentée sur la figure VII.21 et la figure VII.22.

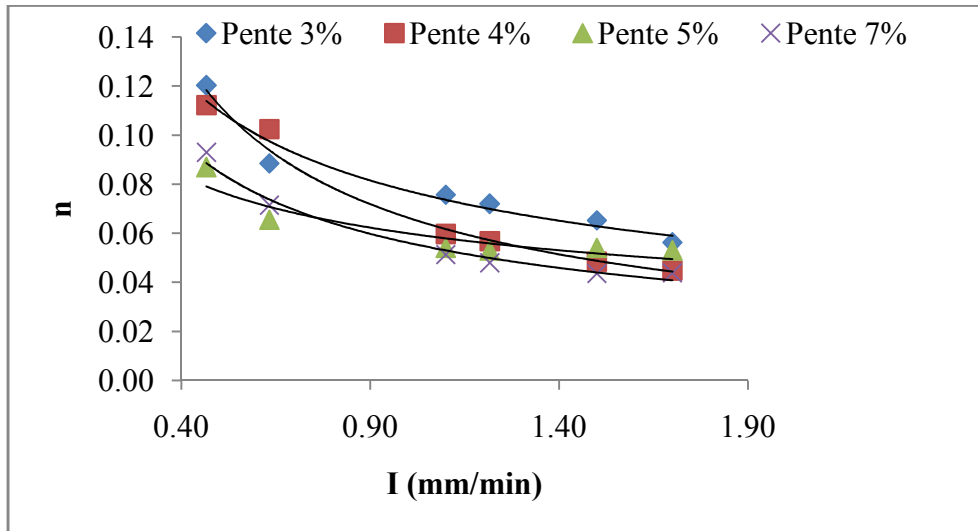


Figure VII.21. Relation entre l'intensité de pluie sur le coefficient de Manning d'un sol limoneux.

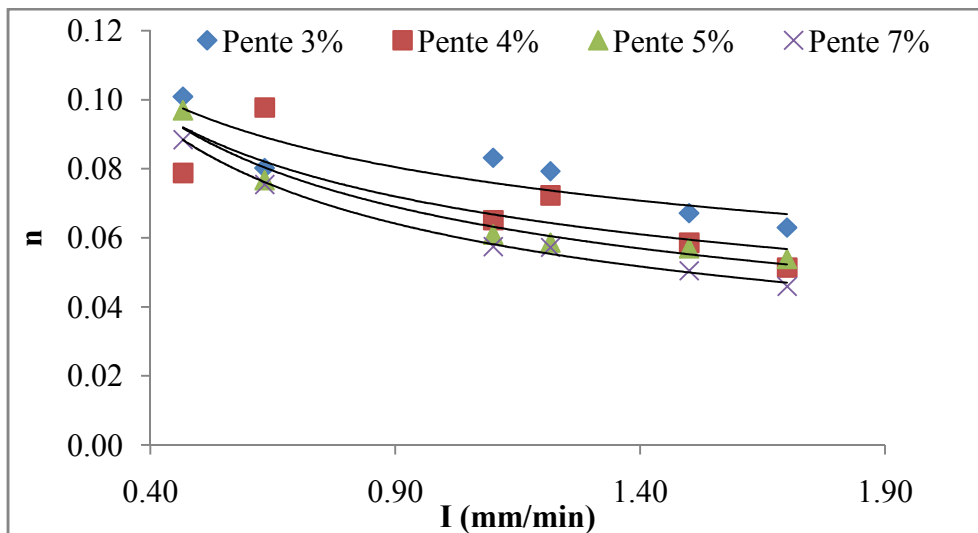


Figure VII.22. Relation entre l'intensité de pluie sur le coefficient de Manning d'un sol Sablonneux.

Les fonctions et les coefficients de détermination sont illustrés dans le tableau VII.11.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.11. Fonction et coefficient de détermination entre I et n.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$n = 0.086I^{-0.45}$	0.96	0.01	$n = 0.083I^{-0.42}$	0.94	0.02
4	$n = 0.066I^{-0.68}$	0.99	0.002	$n = 0.069I^{-0.39}$	0.79	0.009
5	$n = 0.059I^{-0.38}$	0.99	0.028	$n = 0.061I^{-0.27}$	0.99	0.002
7	$n = 0.049I^{-0.50}$	0.96	0.012	$n = 0.053I^{-0.34}$	0.96	<0.0001

D'après les résultats représentés ci-dessus, la relation entre l'intensité de pluie et les paramètres hydrauliques de ruissellement, nous avons remarqué que la fonction suit bien la loi puissance avec des coefficients de détermination très significatifs. On a constaté que les paramètres hydrauliques de ruissellement, la vitesse moyenne de l'écoulement, la profondeur de l'écoulement, le nombre de Froude et le nombre de Reynolds, augmentent avec l'augmentation de l'intensité de pluie. Par contre, le coefficient de Darcy Weisbach et le coefficient de Manning diminuent avec l'augmentation de l'intensité de pluie et ceux pour toute les pentes et pour les deux type de sol utilisés.

La vitesse de l'écoulement est l'un des paramètres hydrauliques les plus importants des écoulements en surface. Pour un gradient de pente donné et pour une intensité de pluie croissante ou pour un gradient de pente croissant et une intensité de pluie donnée, la vitesse moyenne de l'écoulement augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie et de la pente de sol. La vitesse affecte directement le détachement, le transport et le dépôt des matériaux du sol, ainsi l'initiation des rigoles. Nos résultats sont proches de ceux trouvé par Defersha et Melesse (2012) ; Guo *et al.* (2013a) et She *et al.*(2014). Ils ont établi une relation linéaire entre la vitesse moyenne de l'écoulement et l'intensité de pluie.

Les résultats présentés sur les figures VII.13 et VII.14 montrent qu'il y a une augmentation de la profondeur en fonction de l'intensité de pluie et de débit de ruissellement. Nos résultats varient entre 0,79 mm à 1,35 mm pour un sol limoneux et de 0,76 mm à 1,15 mm pour un sol sablonneux et pour des intensités s'étendant entre 28 mm/h à 102 mm/h. Ces résultats sont proches avec les résultats de Guy *et al.*

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

(1990) qui ont obtenu, pour des intensités de pluie de 45mm/h, 140mm/h et 180mm/h, sur des pentes de 0,02m/m, 0,09m/m et 0,2m/m, des profondeurs inférieures à 0,9mm.

Mouzai (1992) a trouvé des profondeurs importantes, pour des intensités de pluie de 190mm/h, 217,20mm/h et 239,48mm/h pour lesquelles il a obtenu respectivement des valeurs de 2,98mm, 3,14mm et 3,36mm. Cet écart des résultats est dû certainement aux intensités de pluie qui sont très importantes par rapport à celles utilisées dans cette étude.

Le régime de l'écoulement est gouverné par deux paramètres, que sont le nombre de Froude et le nombre de Reynolds. Comme indiqué sur la figure VII.15 et la figure VII.16, on a constaté que, pour les deux types de sol, le nombre de Froude augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie et de la pente de sol. Pour une intensité de pluie de 120 mm/h, le nombre de Froude varié de 0,27 à 0,68 lorsque la pente passe de 3% à 7% respectivement. Les valeurs calculées du nombre de Froude variées entre 0,13 et 0,68 pour toutes les intensités de pluie. On note bien que la valeur du nombre de Froude est toujours celle d'un régime fluvial. Le régime d'un ruissellement généré par la pluie sur un sol agricole remanié est lié non seulement à la vitesse et à la profondeur, mais aussi aux caractéristiques de la surface du sol. La pente du terrain, qui augmente la vitesse et diminue la profondeur, peut agir sur le nombre de Froude. Cette pente peut aussi changer la rugosité de la surface du sol en créant des rigoles qui accélèrent la vitesse et augmentent alors le nombre de Froude.

De plus, les valeurs de nombre de Reynolds, qui caractérise le rapport entre la force d'inertie et la force de frottement, restent faibles et comprise entre 9,06 et 70,88. Selon la figure VII.17 et la figure VII.18, le nombre de Reynolds a tendance à augmenter avec l'augmentation de l'intensité de pluie et de la pente de sol. Cette évolution a été constatée par Guo *et al.* (2013a) et She *et al.*(2014) où ils ont établi une relation linéaire entre le nombre de Reynolds et l'intensité de pluie. Les valeurs du nombre de Reynolds sont nettement inférieures à 500, ce qui montre que le régime d'écoulement est laminaire. Il s'ensuit que numériquement le nombre de Reynolds varie avec l'intensité de pluie sans toutefois dépasser la phase laminaire. En suivant les expériences de près, on remarque que l'écoulement est perturbé. Cette perturbation est provoquée d'une part par la rugosité du sol, et d'autre part, par l'impact des gouttes de pluie sur le sol. Ce genre de régime est appelé, par Emmett (1970),

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

écoulement perturbé. Killinc et Richardson (1973), en étudiant le mécanisme de l'érosion du sol en utilisant de la pluie artificielle, appelle ce type de régime écoulement laminaire agité.

Le coefficient de Darcy Weisbach et de Manning sont inversement proportionnel à l'intensité de pluie et la pente de sol. On a constaté que lorsque l'intensité de pluie et la pente de sol augmentent, les coefficients de Darcy Weisbach et de Manning diminuent. Le coefficient de Darcy Weisbach varié de 3,25 à 14,61 pour des intensités de pluie allant de 102 mm/h à 28mm/h et cela pour une pente de 3% et pour un sol limoneux. Par contre, pour le même type de sol et pour une pente de 7%, le coefficient de Darcy Weisbach passe de 1,23 à 5,48 pour des intensités allant de 120 mm/h à 28 mm/h. Pour un sol sablonneux, on a constaté la même évolution que le sol limoneux. Pour une pente de 3% et pour un sol limoneux, le coefficient de Manning varie entre 0,067 et 0,13 pour des intensités de 120 mm/h et 28 mm/h respectivement. Par contre, pour une pente de 7%, le coefficient de Manning varié entre 0,040 et 0,078 pour des intensités de pluie allant de 120 mm/h à 28 mm/h. Ces résultats sont proches de ceux trouvés par She *et al.* (2014). Ils ont établi une relation linéaire entre le coefficient de frottement de Darcy et le coefficient de rugosité de Manning avec l'intensité de pluie. Nos résultats sont supérieurs aux résultats de Guy *et al.* (1990) qui ont trouvé un coefficient variant de 0,335 à 3,079. Par contre Mouzai (1992) a obtenu des valeurs presque stables.

La rugosité est une caractéristique de la surface du sol qui exprime la résistance du sol à l'écoulement. La résistance du sol augmente la profondeur par le ralentissement de l'écoulement (Emmet, 1970). La rugosité du sol qui résiste à l'écoulement fait augmenter la profondeur d'eau suite à la diminution de la vitesse. Les résultats trouvés, montrent que le coefficient de frottement augmente avec la diminution de l'intensité de pluie. Savat (1980) a trouvé dans des expériences de laboratoire que le coefficient de frottement est en effet proportionnel à la densité des grains de gravier quand le régime est laminaire, et par conséquent à la racine carrée de la même densité quand le régime est turbulent.

La désagrégation rend la surface de sol plus compacte et tend à diminuer la rugosité au fur et à mesure de l'exposition à la pluie (Kinnell, 2005). Ces effets

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

dépendent de l'énergie cinétique des gouttes de pluie et des propriétés de la surface telle que la texture. Quand le coefficient de frottement est grand, la rugosité est forte et les vitesses d'écoulement sont réduites, ce qui devrait conduire à une érosion moins importante.

VII.4. L'effet des paramètres de ruissellement sur les caractéristiques du sol.

VII.4.1. L'effet des paramètres de ruissellement sur l'érodibilité du sol.

VII.4.1.1. L'effet de la contrainte de cisaillement sur l'érodibilité du sol

La relation établie dans le chapitre III, montre que la contrainte de cisaillement dépend à la fois de débit solide, de l'intensité de pluie, de la vitesse de l'écoulement, de la densité de mélange eau sédiments, du facteur de pente, de la longueur et de la largeur du bac de sol. L'influence de la contrainte de cisaillement sur le détachement des particules de sol implique l'influence combinée de tous ces paramètres de ruissellement. Les résultats obtenus dans cette étude pour différentes pentes d'inclinaison et pour différentes intensités de pluie, c'est-à-dire fixé à chaque fois la pente et faisant varier l'intensité de pluie, sont représentés sur les figures VII.23, VII.24, VII.25 et VII.26.

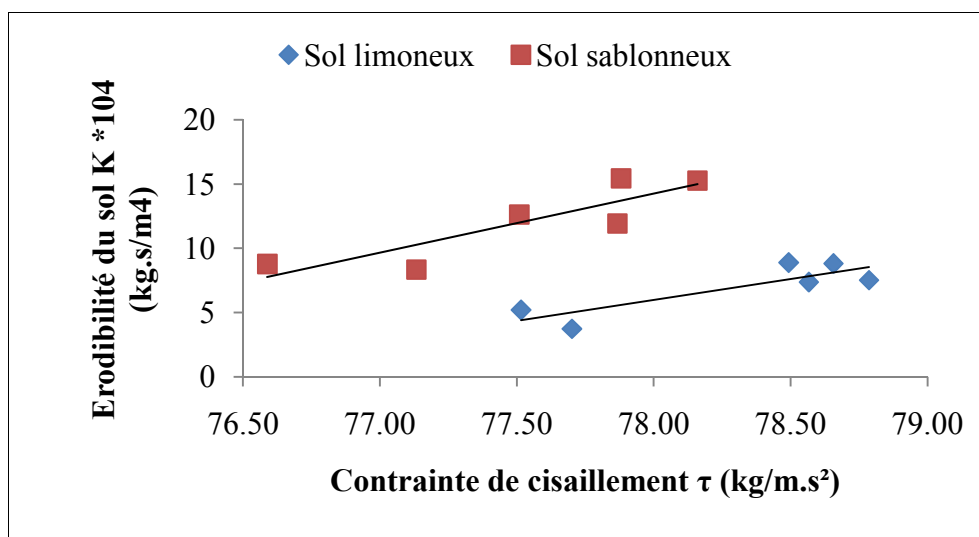


Figure VII.23. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 3%.

**Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques
du sol**

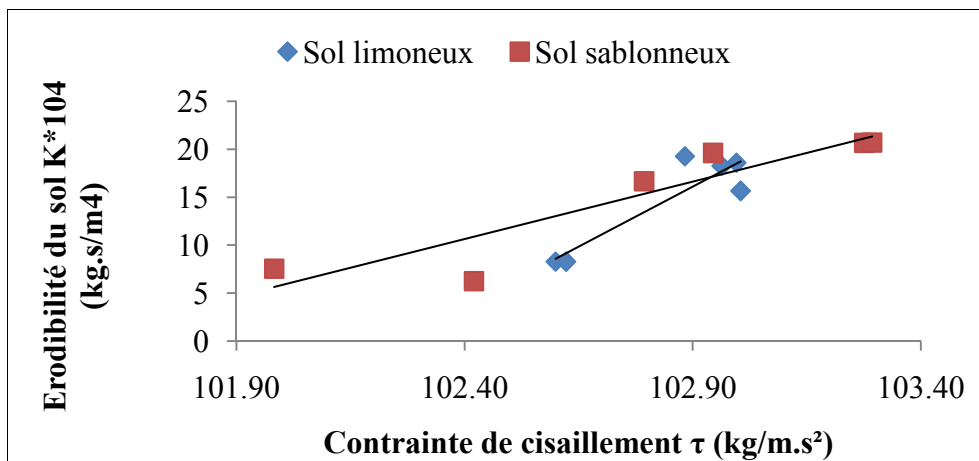


Figure VII.24. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 4%.

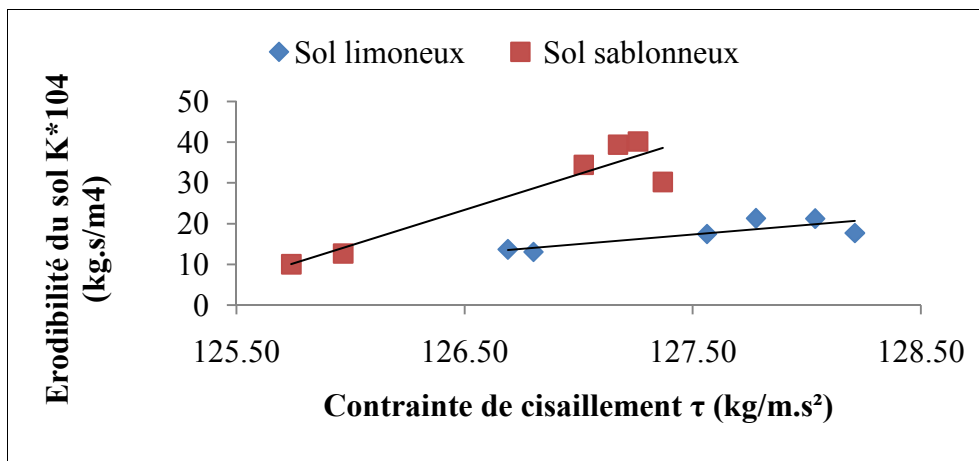


Figure VII.25. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 5%.

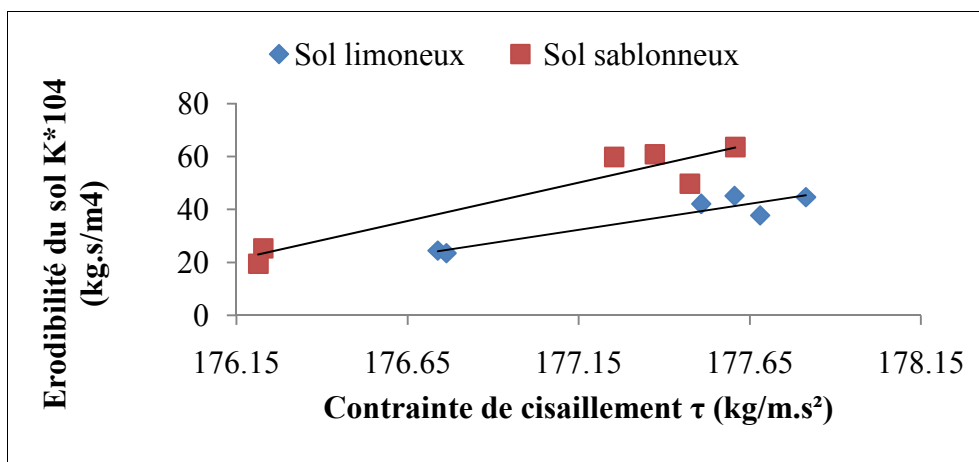


Figure VII.26. Relation entre l'érodibilité du sol et la contrainte de cisaillement pour une pente d'inclinaison 7%.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

On remarque que la relation qui relie la contrainte de cisaillement avec l'érodibilité du sol suit bien une loi linéaire avec des coefficients de corrélation significative. Les lois de régression et le coefficient de corrélation sont représentés dans le tableau VII.12.

Tableau VII.12. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la contrainte de cisaillement.

Type de sol	Sol limoneux			Sol Sablonneux		
Pente %	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$K=3.26\tau - 248.6$	0.73	0.086	$K=4.59\tau - 344.1$	0.76	0.3
4	$K=24.96\tau - 2553$	0.82	0.013	$K=11.98\tau - 1216$	0.85	0.013
5	$K=4.67\tau - 578.5$	0.7	0.1	$K=17.55\tau - 2197$	0.88	0.02
7	$K=19.65\tau - 3449$	0.9	0.018	$K=29.02\tau - 5090$	0.91	0.002

Les résultats, présentés dans le tableau VII.12 et illustrés sur les figures VII.23 à VII.26 montrent bien que la contrainte de cisaillement a un effet significatif sur l'érodibilité du sol. Cet effet est relié certainement d'une part, au débit solide et à l'intensité de pluie qui détache et charrie les particules détachées, et d'autre part à la vitesse d'écoulement qui cisaille les particules du sol le long de la longueur de ruissellement.

La vitesse variée de 0,01 m/s à 0,032 m/s correspondant aux intensités allant de 28 mm/h à 102 mm/h respectivement avec l'angle de pente de 3%. La vitesse de l'écoulement avec les autres angles de pente 4%, 5% et 7% se développe de la même manière avec toutes les intensités de pluie. Cette évolution de la vitesse a été induite par l'augmentation des intensités de pluie.

Parmi les variables qui influent aussi la vitesse de cisaillement, il y a la profondeur de l'écoulement. L'augmentation de la profondeur de l'écoulement, qui est due à l'augmentation de l'intensité de pluie, accentue les vitesses de cisaillement et donne à l'écoulement une grande puissance d'arracher les particules de la surface du sol et, par conséquent, l'initiation des rigoles. Ce travail est confirmé par Govers (1985) et Rauws (1987).

A partir de cela, on peut dire que l'intensité de pluie est le paramètre le plus dominant et le plus influent sur l'érodibilité du sol. Elle agit sur la concentration en sédiments, qui à son tour agit sur l'érodibilité du sol. Pour une pente de 3% et des

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

intensités de pluie allant de 28 à 102mm/h, la concentration en sédiments variée respectivement entre 0.37 à 2.86 kg/m³ pour un sol limoneux et entre 0.34 à 3.76 kg/m³ pour un sol sablonneux. La concentration en sédiments avec les angles de pente de 4%, 5% et 7% évolue de la même manière avec toutes les intensités de pluie. Ces résultats sont confirmés par les conclusions de Kilinc et Richardson (1973). Ils ont trouvé lorsqu'ils ont étudié les mécanismes de l'érosion des sols, en utilisant quatre intensités de pluie sur des sols sablonneux avec six pentes, 5,7 % ; 10 % ; 15 % ; 20 % ; 30 % et 40%, que la concentration des sédiments augmente avec l'augmentation de l'intensité de pluie pour chaque pente.

Il est à signaler que la contrainte de cisaillement varie légèrement avec la variation de l'intensité de pluie. Pour des intensités variées entre 28 mm/h et 102 mm/h, la contrainte de cisaillement varie respectivement entre 77,7kg/ms² et 78,57kg/ms² pour un sol limoneux et entre 77,13kg/ms² et 77,87kg/ms² pour un sol sablonneux. Elle est pratiquement constante pour les différentes intensités et pour différents type de sol. Par contre, la variation de la contrainte de cisaillement est très significative lorsque la pente de sol varie. Pour un sol limoneux, une pente de 3% et une intensité de 102mm/h, la contrainte de cisaillement est égale à 78,57kg/ms², pour la même intensité et une pente de 4%, la contrainte de cisaillement est égale à 103kg/ms², passe à 128kg/ms² pour une pente de 5% et à 178kg/ms² pour une pente de 7%. She *et al.* (2014) ont signalé que la contrainte de cisaillement de l'écoulement en surface est la principale force agissante sur le détachement des particules de sol, ce qui aurait une incidence sur le taux moyen en sédiments.

VII.4.1.2. L'effet de la vitesse moyenne de l'écoulement sur l'érodibilité du sol

La relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et l'érodibilité du sol est représentée sur la figure VII.27 et la figure VII.28.

**Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques
du sol**

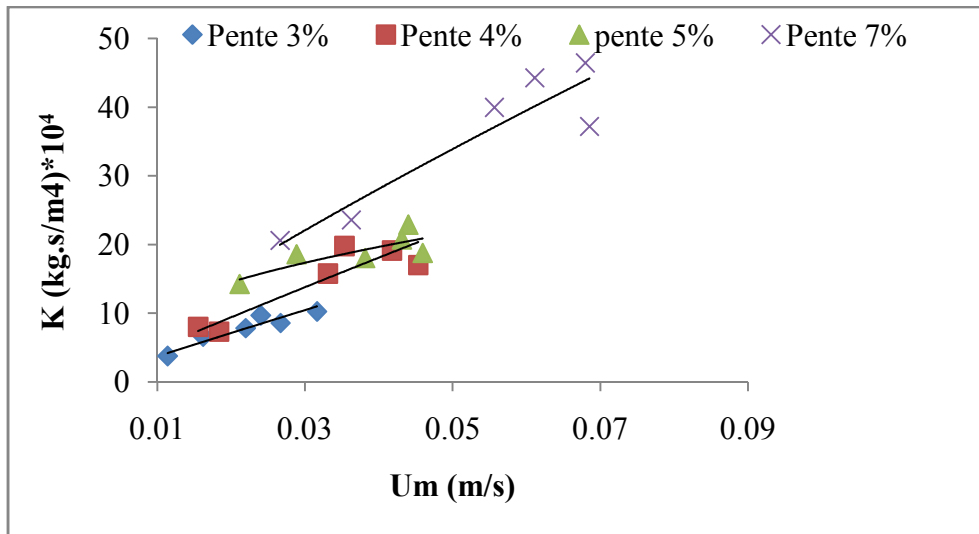


Figure VII.27. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol limoneux.

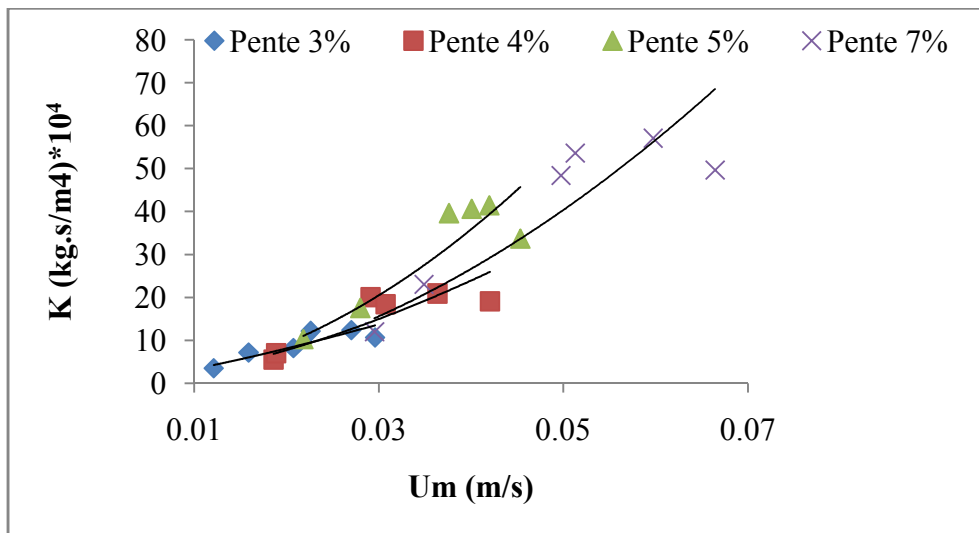


Figure VII.28. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol Sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.13.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.13. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$K = 295Um^{0.95}$	0.91	0.005	$K = 1348Um^{1.31}$	0.89	0.023
4	$K = 378.8Um^{0.95}$	0.89	0.013	$K = 4524Um^{1.63}$	0.85	0.025
5	$K = 80.06Um^{0.44}$	0.71	0.057	$K = 18895Um^{1.95}$	0.88	0.015
7	$K = 422.1Um^{0.84}$	0.90	0.009	$K = 10698Um^{1.86}$	0.87	0.015

La vitesse d'écoulement affecte directement le détachement, le transport et le dépôt des matériaux du sol, ainsi que l'initiation du rill (Defersha et Melesse, 2012; Guo *et al.*, 2013a). Par conséquent, ils ont déterminé la dynamique du taux de sédiments où ils ont indiqué une corrélation linéaire significative entre le taux de sédiment et la vitesse d'écoulement. She *et al.* (2014) ont établi aussi une relation linéaire. Nos résultats montrent que la relation suit bien la loi puissance avec des coefficients de détermination très significatifs. Pour une pente de 3% et pour un sol limoneux, l'érodibilité du sol varie entre $7,84.10^4$ kg.s/m⁴ et $3,33.10^4$ kg.s/m⁴ pour des vitesses moyennes de l'écoulement varié entre 0,032m/s et 0,011m/s respectivement. Pour une pente de 7%, l'érodibilité du sol passe de $43,49.10^4$ kg.s/m⁴ à $26,85.10^4$ kg.s/m⁴ pour des vitesses allant de 0,069 m/s à 0,027 m/s. On a constaté que l'augmentation de la pente, fait augmenter la vitesse moyenne de l'écoulement qui affecte l'érodibilité du sol.

VII.4.1.3. L'effet de la profondeur de l'écoulement sur l'érodibilité du sol

La relation entre la profondeur de l'écoulement et l'érodibilité du sol est représentée sur la figure VII.29 et la figure VII.30.

**Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques
du sol**

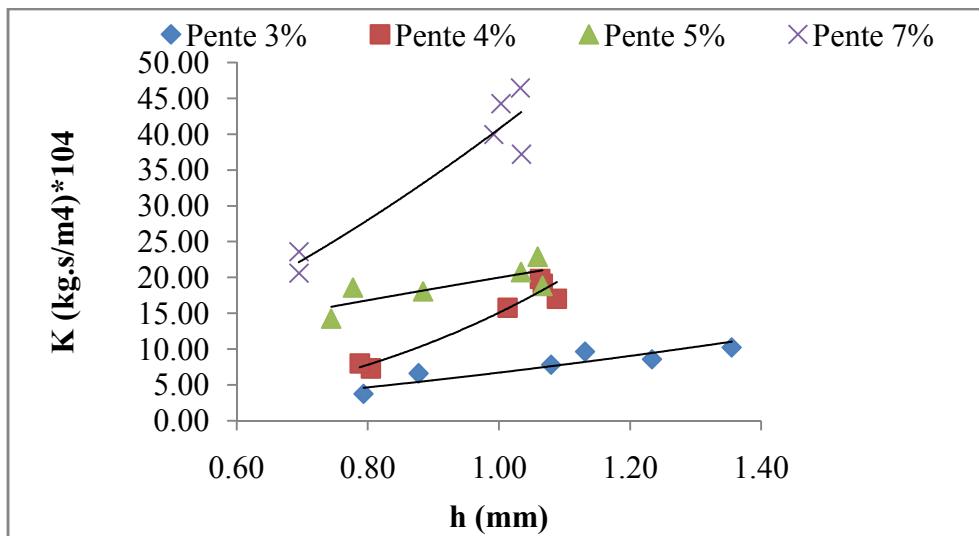


Figure VII.29. Relation entre la profondeur de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol limoneux.

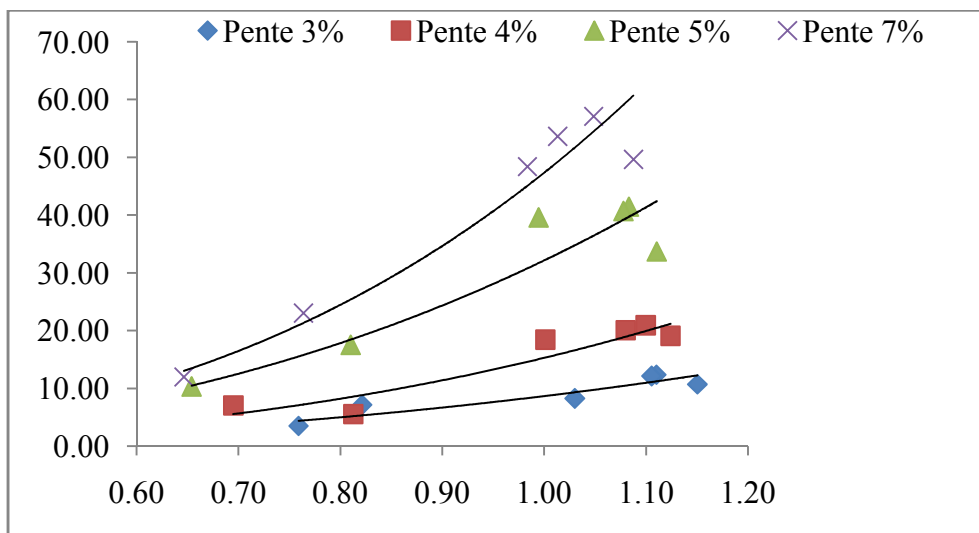


Figure VII.30. Relation entre la profondeur de l'écoulement et l'érodibilité d'un sol Sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.14.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.14. Fonctions et coefficients de détermination de l'érodibilité du sol en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$K = 6.72h^{1.63}$	0.82	0.011	$K = 8.641h^{2.48}$	0.83	0.01
4	$K = 15.09h^{2.94}$	0.96	0.001	$K = 15.24h^{2.79}$	0.83	0.005
5	$K = 19.97h^{0.78}$	0.62	0.067	$K = 32.14h^{2.64}$	0.93	0.006
7	$K = 40.7h^{1.67}$	0.93	0.004	$K = 47.30h^{2.96}$	0.97	0.001

Les résultats montrent que la relation entre l'érodibilité du sol et la profondeur de l'écoulement suit bien la loi puissance avec des coefficients de détermination très significatifs. On a constaté que l'érodibilité du sol augmente avec l'augmentation de la profondeur de l'écoulement. Pour un sol limoneux et pour une pente de 3%, la profondeur de l'écoulement varie entre 0,00135 m et 0,00079 m, pour des intensités allant de 120 mm/h à 28 mm/h, l'érodibilité du sol varie de 7,84.104 kg.s/m⁴ et 3,33. 104 kg.s/m⁴. Il est à signaler que, malgré que la profondeur de l'écoulement est important, la lame d'eau formée n'a pas protégé le sol contre le détachement par l'impact des gouttes de pluie.

VII.4.2. L'effet des paramètres hydrauliques de ruissellement sur la concentration en sédiments.

VII.4.2.1 L'effet de la vitesse moyenne de l'écoulement sur la concentration en sédiments

La relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VII.31 et la figure VII.32.

**Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques
du sol**

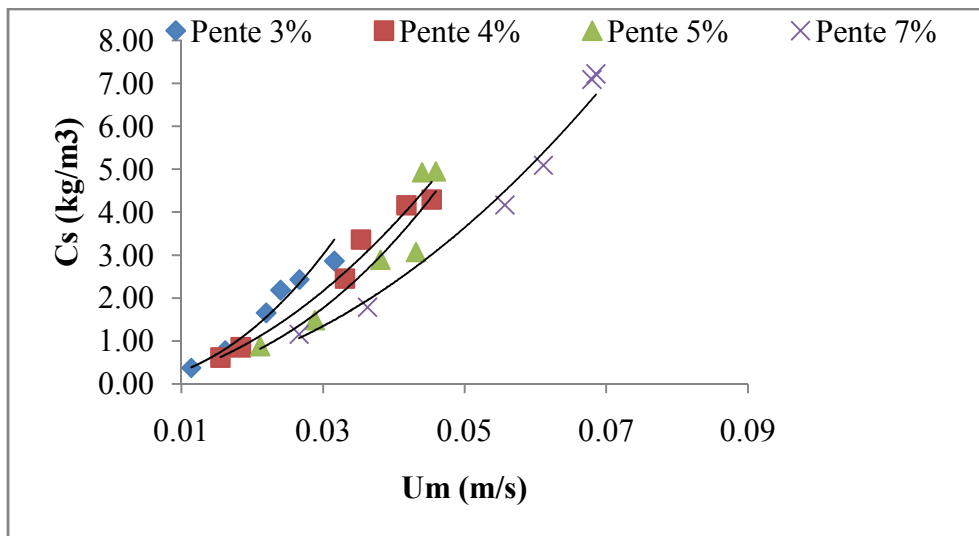


Figure VII.31 Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.

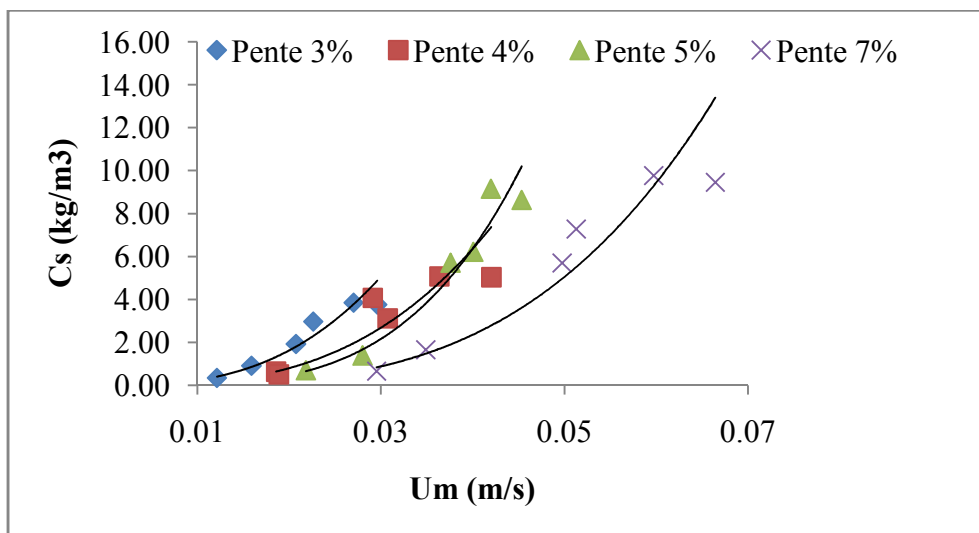


Figure VII.32. Relation entre la vitesse moyenne de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.15

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.15. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$C_s = 5144.Um^{2.123}$	0.98	0.0002	$C_s = 95130Um^{2.807}$	0.96	0.001
4	$C_s = 1607.Um^{1.886}$	0.99	0.0002	$C_s = 10100Um^{3.006}$	0.91	0.004
5	$C_s = 3760.Um^{2.185}$	0.95	0.008	$C_s = 1E+06Um^{3.767}$	0.98	0.002
7	$C_s = 1263.Um^{1.952}$	0.99	0.001	$C_s = 14848Um^{3.435}$	0.95	0.001

VII.4.2.2. L'effet de la Profondeur de l'écoulement sur la concentration en sédiments

La relation entre la profondeur de l'écoulement et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VII.33 et la figure VII.34.

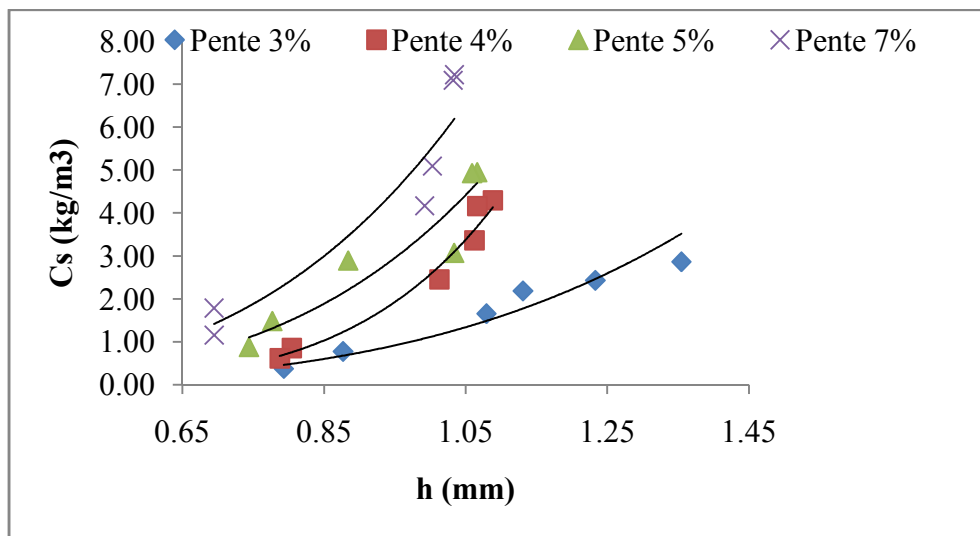


Figure VII.33. Relation entre la profondeur de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

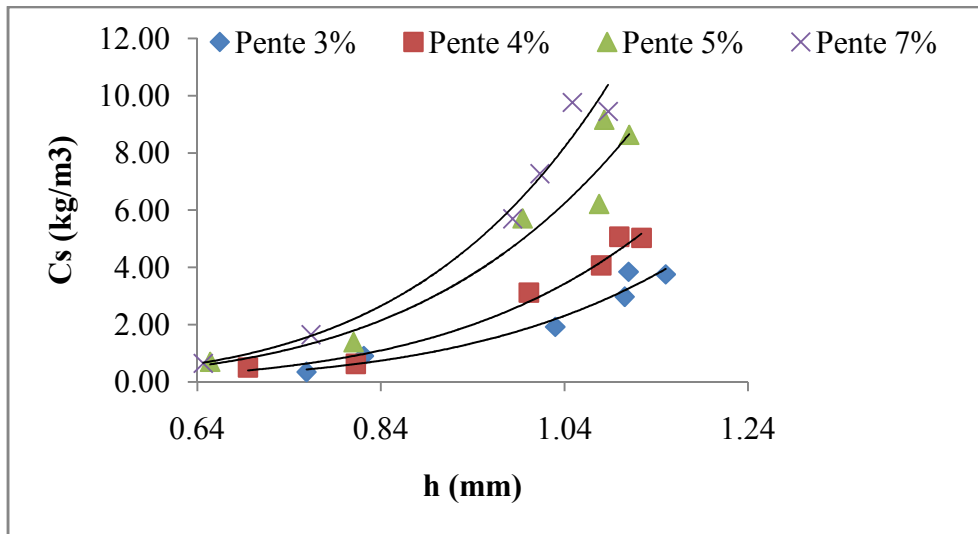


Figure VII.34. Relation entre la profondeur de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.16.

Tableau VII.16. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement.

Pente (%)	Sol limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$C_s = 1.11h^{3.79}$	0.95	<0.0001	$C_s = 1.87h^{5.32}$	0.95	0.002
4	$C_s = 2.57h^{5.62}$	0.98	0.002	$C_s = 2.78h^{5.32}$	0.96	0.001
5	$C_s = 3.62h^{4.03}$	0.9	0.006	$C_s = 5.13h^{4.99}$	0.97	0.004
7	$C_s = 5.47h^{3.72}$	0.93	0.008	$C_s = 6.65h^{5.29}$	0.99	0.002

Les résultats présentés sur la figure VII.31 et la figure VII.32 montrent qu'il y a une augmentation de la vitesse d'écoulement avec l'augmentation de l'angle de pente, pour toutes les intensités de pluie. Contrairement la vitesse, la profondeur de l'écoulement présente une diminution avec l'augmentation des angles de pente. Les résultats obtenus sont également constatés par Bryan (1979) quand il a testé huit sols d'Alberta du Canada par une pluie simulée sur dix parcelles du sol en variant la pente de 3° à 30°. Il a estimé la vitesse et la profondeur de l'écoulement, par la formule de Horton (1945) et l'équation de Manning, en indiquant que la pente augmente la vitesse

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

et diminue la profondeur. Ces deux paramètres hydrauliques de ruissellement sont liés par l'équation de continuité $q = v \cdot h$, où "q" est le débit unitaire. Savat (1977) a également indiqué que la meilleure approximation de l'influence de la pente sur la profondeur de l'écoulement, est la vitesse ; elles sont inversement proportionnelles entre elles. Les courbes tracées pour les vitesses et les profondeurs (figures VII.31, VII.32, VII.33 et VII.34) ont une tendance puissance avec la concentration en sédiments. Les équations de régression et les coefficients de détermination de ces relations sont présentés dans le tableau VII.14 et le tableau VII.15.

Les résultats représentés sur les figures 31, VII.32, VII.33 et VII.34 ont montré une augmentation importante de la concentration en sédiments avec l'intensité de pluie et l'angle de pente. L'augmentation de la vitesse de l'écoulement, qui a été induite par l'augmentation de l'angle de pente, accroît l'arrachement des particules du sol, ce qui justifie la progression des concentrations avec l'augmentation de la pente avec toutes les intensités de pluie.

En outre, parmi les effets de l'augmentation de la vitesse de l'écoulement, il y a l'abaissement de la profondeur. L'influence de l'impact des gouttes de pluie sur le sol est accentué et cela peut être remarqué sur les résultats obtenus (par exemple pour l'intensité de pluie de 102 mmh^{-1} , la concentration évolue de $2,86 \text{ kgm}^{-3}$ à $7,22 \text{ kgm}^{-3}$ correspondent à la variation de l'angle de pente de 3% à 7% respectivement. Cela signifie que, lorsque la profondeur de l'écoulement diminue, l'impact des gouttes de pluie est moins absorbé par la profondeur de l'écoulement et l'effet de l'éclaboussure de la goutte augmente avec l'angle de la pente du sol.

L'augmentation de la profondeur est provoquée par la résistance à l'écoulement qui est représentée par la charge des sédiments, la taille des particules du sol détachée et la rugosité du sol (Mouzai, 1992 ; Pan et Shangguan, 2006).

La profondeur trouvée pour une intensité de 102mm/h est un peu proche du résultat de Pan et Shangguan (2006). Ils ont effectué des expériences sur un sol sableux argileux avec une intensité de 100 mm/h dans un bac en acier de 2m de long, 0,55m de large et 0,35m de profondeur. Ils ont obtenu une profondeur d'écoulement de 1,13mm sur une pente de 5%. Cette légère différence est peut être due à la nature du sol qui présente un peu plus de cohésion.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.4.2.3. L'effet de la puissance de l'écoulement sur la concentration en sédiments

La relation entre la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VII.35 et la figure VII.36.

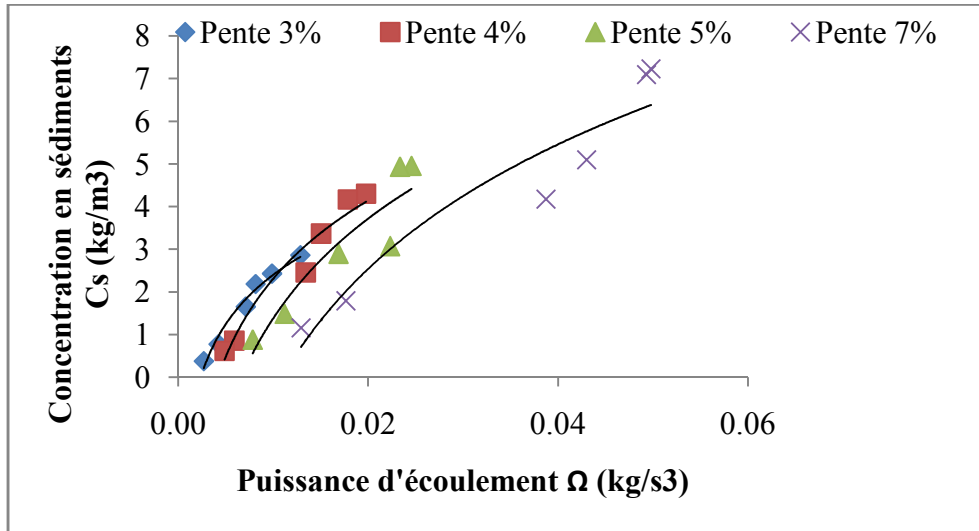


Figure VII.35. Relation entre la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol limoneux.

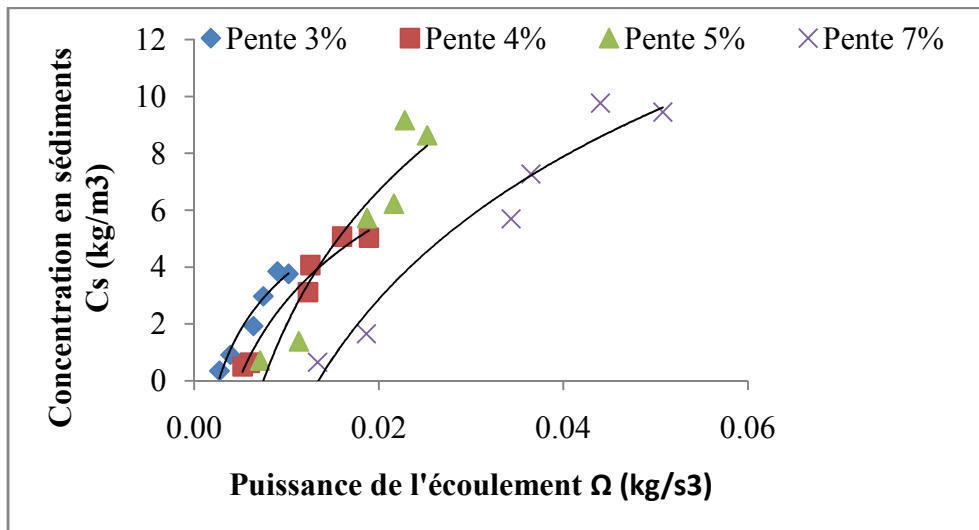


Figure VII.36. Relation entre la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments d'un sol sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.17.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.17. Fonctions et coefficients de détermination de la concentration en sédiments en fonction de la puissance de l'écoulement.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-value	Fonction	R ²	p-value
3	$C_s = 1.678\ln(\Omega) + 10.12$	0.98	0.001	$C_s = 2.827\ln(\Omega) + 16.73$	0.95	0.0004
4	$C_s = 2.650\ln(\Omega) + 14.50$	0.95	<0.0001	$C_s = 3.885\ln(\Omega) + 20.70$	0.97	0.001
5	$C_s = 3.390\ln(\Omega) + 16.97$	0.86	0.004	$C_s = 6.813\ln(\Omega) + 33.33$	0.89	0.001
7	$C_s = 4.22\ln(\Omega) + 19.04$	0.90	0.001	$C_s = 7.250\ln(\Omega) + 31.22$	0.95	0.001

La puissance de l'écoulement a le pouvoir d'arracher et de transporter les particules du sol. Cette caractéristique est une fonction de plusieurs paramètres qui sont la pente, le débit de l'écoulement et de la densité volumique qui est en fonction de la concentration en sédiments. La relation entre la puissance de l'écoulement et la concentration en sédiments est représentée sur la figure VII.35 et la figure VII.36. L'évolution suit bien la fonction logarithmique avec des coefficients de détermination très significatifs. On constate que la concentration en sédiments croît avec la puissance de l'écoulement. Cette croissance est du certainement à la profondeur, la pente, le débit d'écoulement et de la nature du sol. Torri *et al.* (1987) ont mentionné que lorsque la puissance de l'écoulement augmente les pertes en sol augmentent. Le modèle logarithmique a été établi aussi par Nearing *et al.* (1997), ils ont étudié différents types de sol et testé différentes fonctions statistiques pour aboutir à la fonction logarithmique entre le débit solide et la concentration en sédiments.

VII.4.3. Relation entre les paramètres hydrauliques de ruissellement et le taux d'érosion

VII.4.3.1. L'effet du nombre de Reynolds sur le taux d'érosion.

La relation entre le nombre de Reynolds et le taux d'érosion est représentée sur la figure VII.37 et la figure VII.38.

**Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques
du sol**

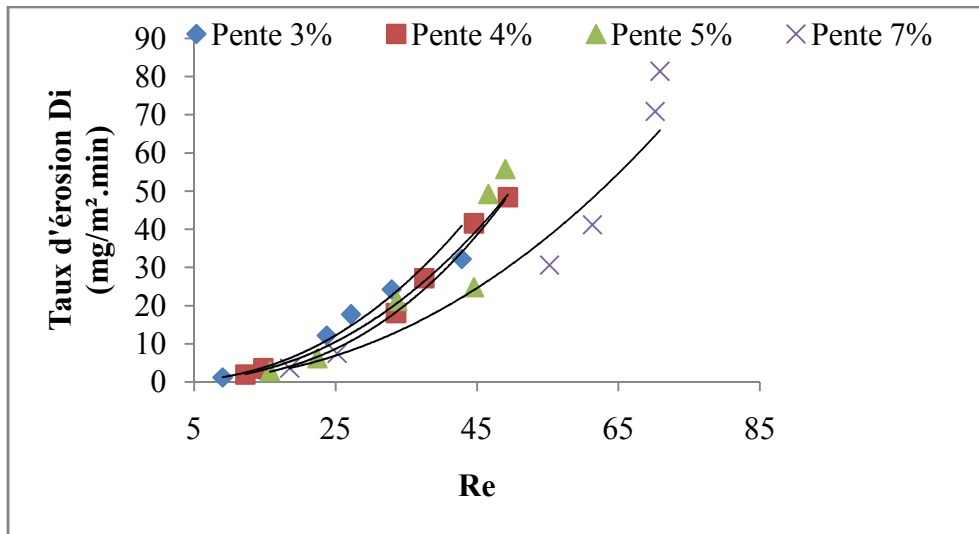


Figure VII.37. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Reynolds d'un sol limoneux.

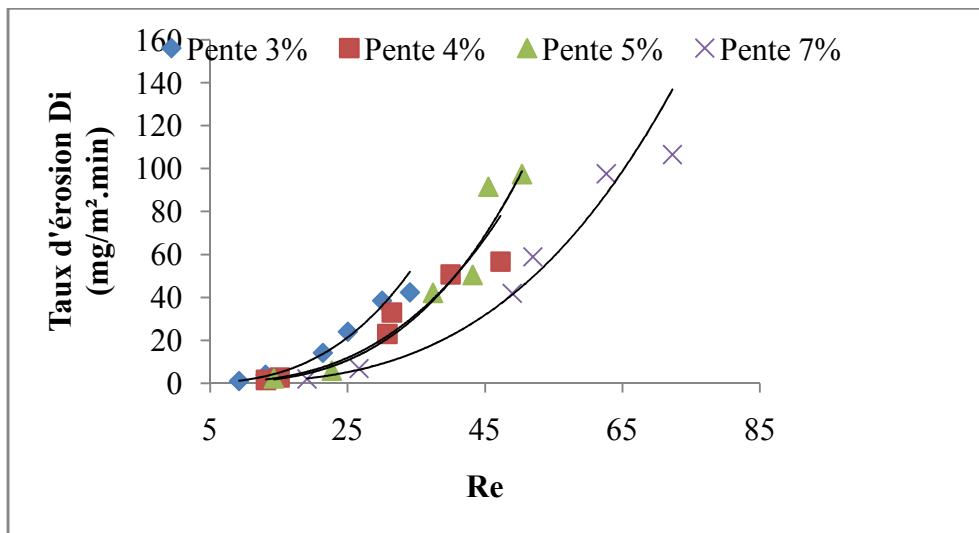


Figure VII.38. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Reynolds d'un sol sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.18.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.18. Fonctions et coefficients de détermination du taux d'érosion et le nombre de Reynolds.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$Di = 0.008Re^{2.252}$	0.99	<0.0001	$Di = 0.002Re^{2.865}$	0.99	0.001
4	$Di = 0.007Re^{2.272}$	0.99	0.001	$Di = 0.001Re^{2.959}$	0.98	0.0004
5	$Di = 0.002Re^{2.539}$	0.97	0.011	$Di = 0.0004Re^{3.1704}$	0.98	0.006
7	$Di = 0.006Re^{2.173}$	0.98	0.007	$Di = 0.0003Re^{3.0793}$	0.99	0.001

Rappelons que le nombre de Reynolds dépend essentiellement de la vitesse, de la profondeur et de la viscosité cinématique de l'écoulement, laquelle dépend de la température et de la concentration des particules de sol dans l'écoulement. L'augmentation de taux d'érosion a un effet de résistance sur la vitesse d'écoulement et augmente la viscosité cinématique du mélange, ce qui affecte la valeur du nombre de Reynolds. La relation entre le taux d'érosion et le nombre de Reynolds suit bien la loi puissance avec des coefficients de détermination très significatifs. She *et al.* (2014) ont proposé une relation polynômiale.

Le nombre de Reynolds, pour un sol limoneux et pour une pente 3%, varie entre 9,06 et 42,85, le taux d'érosion varie entre 1,16 mg/m².min et 32,23 mg/m².min pour des intensités de pluie allant de 28 mm/h à 102 mm/h. Par contre, pour une pente de 7% et pour un sol limoneux, le nombre de Reynolds varie entre et entre 18,51 et 70,88 et que le taux d'érosion varie entre 3,59 mg/m².min et 81,42 mg/m².min et ceux pour des intensités allant de 28 mm/h à 102 mm/h. On a constaté que le taux d'érosion augmente avec l'augmentation du nombre de Reynolds pour toutes les intensités de pluie et l'inclinaison de pente. La concentration des sédiments agit sur la viscosité cinématique, donc sur le nombre de Reynolds. Nos résultats sont proches de ceux trouvés par She *et al.* (2014) et Guo *et al.* (2013a). Ils ont signalé que le taux en sédiments augmente avec l'augmentation de nombre de Reynolds à un taux relativement faible lorsque celui-ci est faible. Cependant, à mesure que Re augmente le taux en sédiment augmente plus avec Re, ce qui peut être dû à la turbulence croissante du l'écoulement en surface associée aux valeurs plus élevées de Re.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.4.3.2. Relation entre le nombre de Froude et le taux d'érosion

La relation entre le nombre de Froude et le taux d'érosion est représentée sur la figure VII.39 et la figure VII.40.

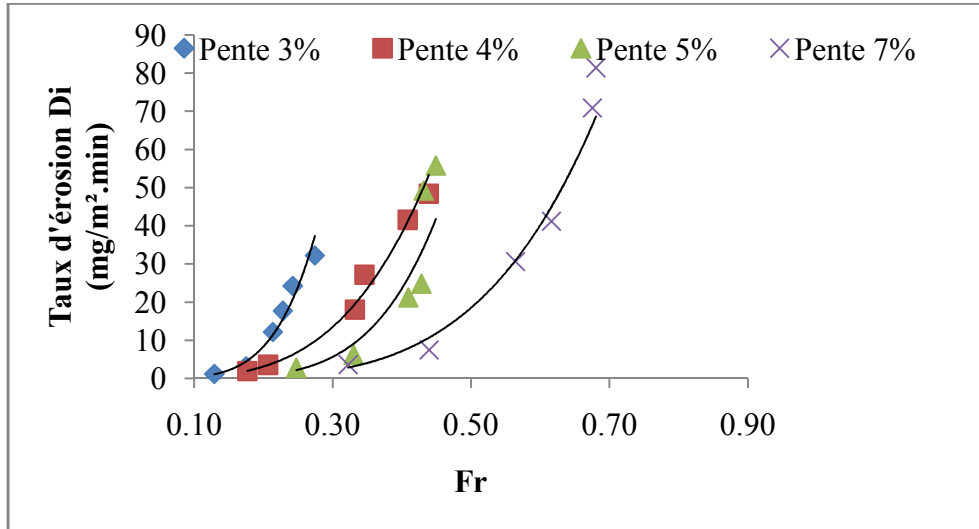


Figure VII.39. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Froude d'un sol limoneux.

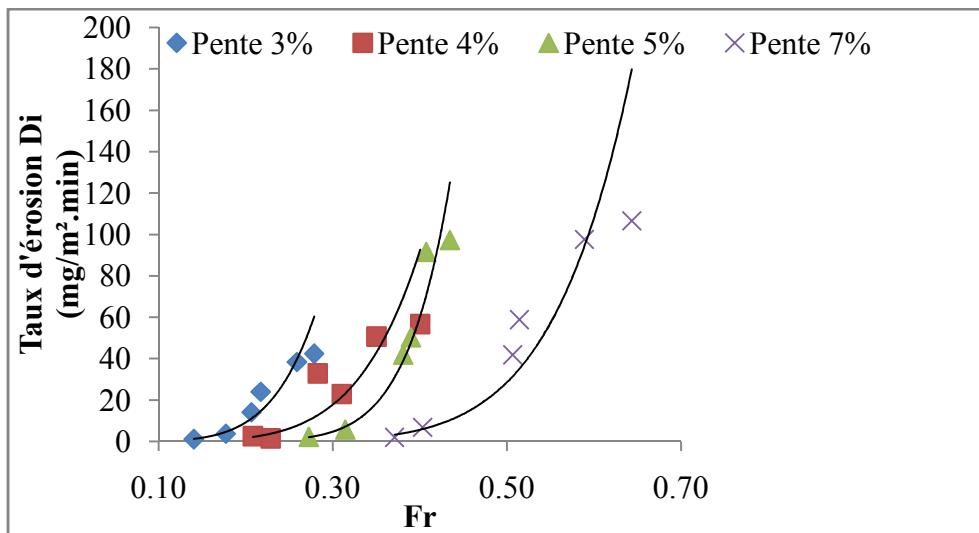


Figure VII.40. Relation entre le taux d'érosion et le nombre de Froude d'un sol sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.19.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.19. Fonctions et coefficients de détermination du taux d'érosion et le nombre de Froude.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$Di = 17610Fr^{4.760}$	0.98	0.003	$Di = 85691Fr^{5.680}$	0.95	0.001
4	$Di = 1048.Fr^{3.618}$	0.99	0.001	$Di = 17536Fr^{5.727}$	0.83	0.003
5	$Di = 2203.Fr^{4.957}$	0.92	0.039	$Di = 19966Fr^{8.848}$	0.98	0.006
7	$Di = 353.4Fr^{4.257}$	0.97	0.008	$Di = 4502Fr^{7.302}$	0.93	0.0003

Les valeurs de nombre de Froude de cette étude varie entre 0.13 et 0.27 et le taux d'érosion varie entre 1,16 mg/m².min et 32,23 mg/m².min et ceux pour un sol limoneux et une pente de 3%. Par contre pour une pente de 7%, le nombre de Froude varié entre 0,32 et 0,68 et le taux d'érosion varié entre 3,59 mg/m².min et 81,42 mg/m².min. On remarque que le taux d'érosion augmente avec l'augmentation de taux d'érosion. L'évolution suit bien la loi puissance avec des coefficients de détermination très significatifs. She *et al.* (2014) ont proposé une fonction polynômiale entre le taux en sédiments et le nombre de Froude.

Nous avons constaté que le nombre de Froude est sensible à la variation de la profondeur d'écoulement et au taux d'érosion. Savat (1979) a proposé le nombre de Froude comme critère pour la naissance des rigoles. Giménez et Govers (2002) confirment dans les expériences où les ruisselets ont été formés, que le nombre de Froude tend vers une valeur constante pour un type donné de sol. Machado *et al.*, (2010) ont constaté que pour un sol artificiel avec une pente de 0,09m/m et un débit d'écoulement unitaire de $1,44.10^{-5}$ m²/s, le nombre de Froude est de 0,99. Par contre, pour un sol naturel et un débit de $1,32.10^{-5}$ m²/s, le nombre de Froude est de 0,62.

Les résultats de cette étude et les résultats de Mouzai (1992) ainsi que ceux de Gay *et al.* (1990), montrent qu'une formation de ruisselets se produit même à des faibles valeurs du nombre de Froude.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

VII.4.3.3. Relation entre le rapport n/h et le taux d'érosion

La relation entre le rapport n/h et le taux d'érosion est représentée sur la figure VII.41 et la figure VII.42.

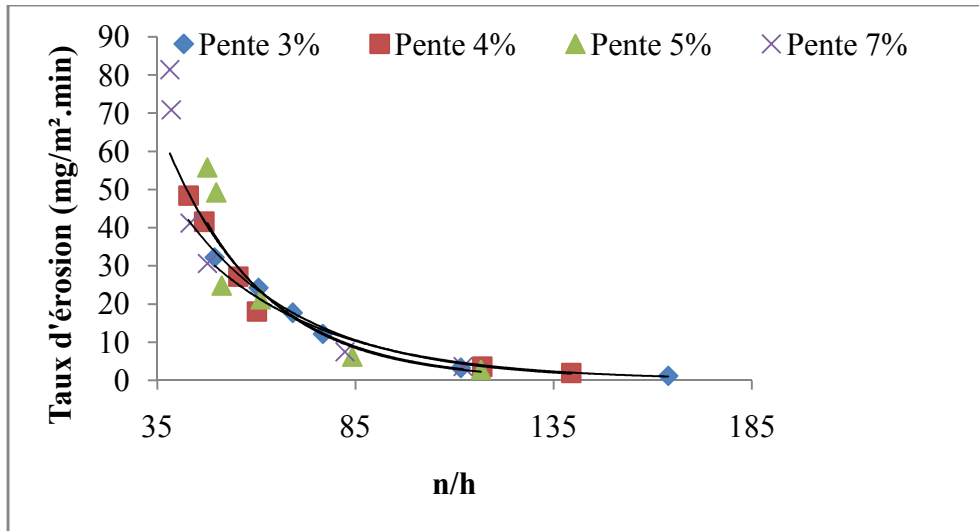


Figure VII.41 Relation entre le taux d'érosion et le rapport n/h d'un sol limoneux.

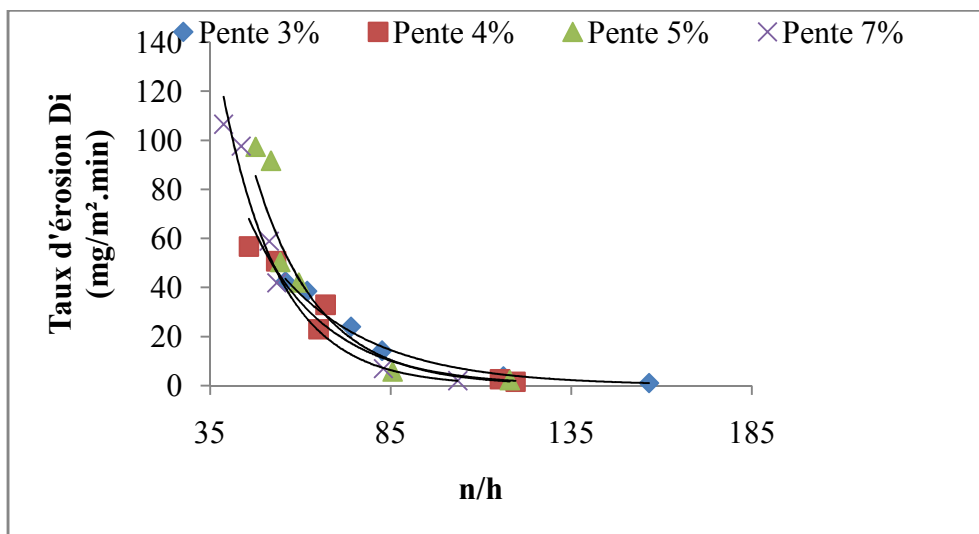


Figure VII.42. Relation entre le taux d'érosion et le rapport n/h d'un sol sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.20.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.20. Fonctions et coefficients de détermination du taux d'érosion et le rapport n/h.

Pente (%)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
3	$Di = 133.4e^{-0.03(n/h)}$	0.98	0.02	$Di = 361.1e^{-0.03(n/h)}$	0.99	0.015
4	$Di = 171.4e^{-0.03(n/h)}$	0.99	0.015	$Di = 630.6e^{-0.04(n/h)}$	0.98	0.004
5	$Di = 308.9e^{-0.04(n/h)}$	0.93	0.046	$Di = 1254e^{-0.05(n/h)}$	0.96	0.031
7	$Di = 282.6e^{-0.04(n/h)}$	0.96	0.035	$Di = 1355.e^{-0.06(n/h)}$	0.99	0.011

Les résultats montrent que l'évolution du rapport n/h avec le taux d'érosion suit bien la fonction exponentielle négative avec des coefficients de détermination très significatif. Nos résultats sont proches de ceux de She *et al.* (2014), Pan et Shangguan (2006), Guo *et al.* (2006) et Zhang *et al.* (2012). Ils ont signalé que la relation entre le rapport n/h et le taux de sédiments peut être représenté par une fonction puissance ou exponentielle négative. Pour Wang *et al.* (2010, 2011), la relation entre le rapport n/h et le taux en sédiments suit une fonction exponentielle positive et que la relation est meilleur que celle entre le taux en sédiments et la contrainte de cisaillement. Guo *et al.* (2013a) ont souligné que n/h a une fonction linéaire avec la charge en sédiments et dans l'autre étude menée par Guo *et al.* (2013 b) ont prouvé que le rapport n/h est le meilleur paramètre hydraulique pour décrire la charge en sédiments par rapport aux autres paramètres hydrauliques. Elliot et Laflen (1993) ont constaté que la capacité du détachement était mieux prédite par la puissance de l'écoulement que par le puissance de cisaillement. Nearing *et al.* (1997) ont constaté que la puissance de l'écoulement était la meilleure adaptation statistique à la charge des sédiments que la contrainte de cisaillement, puissance unitaire de l'écoulement et puissance de l'écoulement. Zhang *et al.* (2003) ont suggéré que la puissance de l'écoulement était un meilleur paramètre que la contrainte de cisaillement et la puissance unitaire de l'écoulement pour prédire le taux de détachement. Celles-ci peuvent être principalement attribuées au fait que les équations de la puissance de l'écoulement et la puissance unitaire de l'écoulement pourraient être décrites par le n / h qui représente non seulement les caractéristiques du sol, mais également les caractéristiques de l'écoulement, contrairement à la contrainte de

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

cisaillement τ qui n'a pas de relation mathématique avec n / h , ce qui entraîne une faible corrélation avec la charge en sédiments. Les résultats suggèrent que n / h pouvait être utilisé dans la prévision de l'érosion du sol.

VII.5. L'effet de pente de sol sur le taux d'érosion

La relation entre le rapport n/h et le taux d'érosion est représentée sur la figure VII.43 et la figure VII.44.

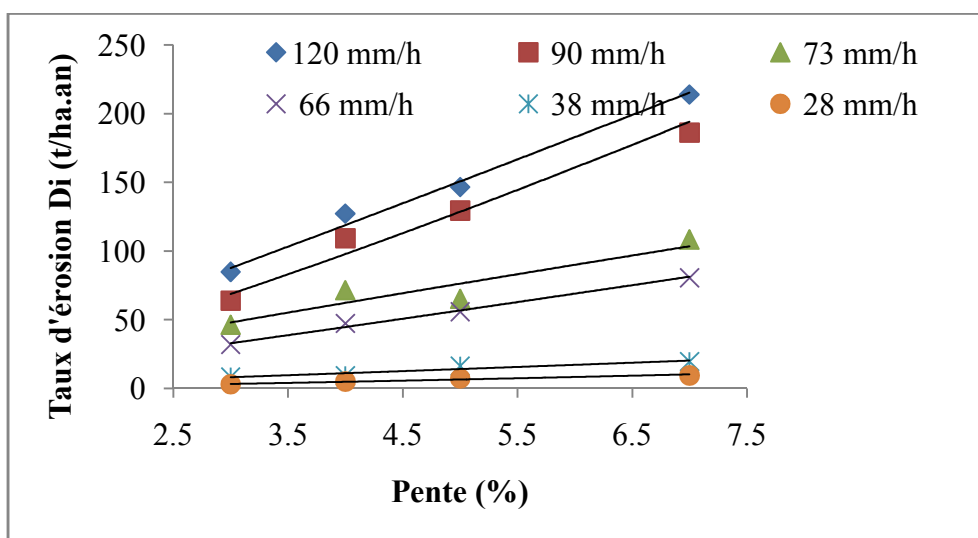


Figure VII.43. Effet de la pente de sol sur le taux d'érosion d'un sol limoneux.

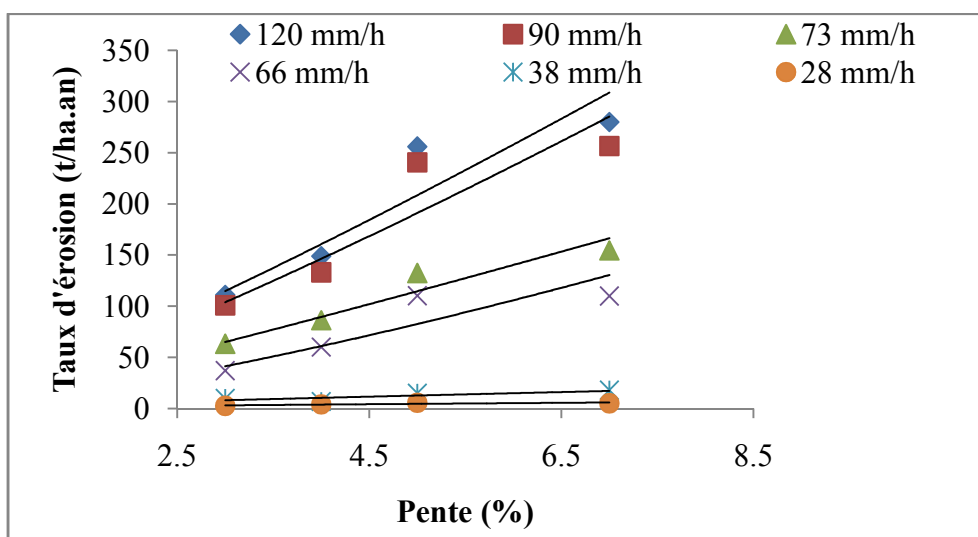


Figure VII.44. Effet de la pente de sol sur le taux d'érosion d'un sol sablonneux.

Les lois de régression et le coefficient de détermination sont représentés dans le tableau VII.21.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.21. Fonctions et coefficients de détermination entre la pente et le taux d'érosion.

Intensité de pluie (mm/h)	Sol Limoneux			Sol sablonneux		
	Fonction	R ²	p-values	Fonction	R ²	p-values
102	$Di = 27.29(s)^{1.061}$	0.99	0.005	$Di = 31.83(s)^{1.167}$	0.9	0.073
90	$Di = 17.91(s)^{1.224}$	0.97	0.009	$Di = 28.06(s)^{1.191}$	0.88	0.089
73	$Di = 17.61(s)^{0.909}$	0.87	0.057	$Di = 19.35(s)^{1.105}$	0.94	0.039
66	$Di = 10.18(s)^{1.067}$	0.99	0.003	$Di = 9.327(s)^{1.355}$	0.85	0.12
38	$Di = 2.428(s)^{1.089}$	0.90	0.048	$Di = 3.001(s)^{0.901}$	0.56	0.15
28	$Di = 0.748(s)^{1.341}$	0.97	0.014	$Di = 1.305(s)^{0.791}$	0.76	0.2

Les résultats montrent que la relation entre la pente de sol et le taux d'érosion suit bien la fonction puissance pour toutes les intensités de pluie. On constate que le taux d'érosion augmente avec l'augmentation de la pente d'inclinaison et de l'intensité de pluie. Pour une intensité de pluie 102 mm/het pour un sol limoneux, le taux d'érosion varie entre 32,23 t/ha.an et 81,42 t/ha.an pour des pentes 3% et 7% respectivement. Pour une intensité de 28 mm/h, le taux d'érosion passe de 3,05 t/ha.an à 9,42 t/ha.an pour des pentes allant de 3% à 7% respectivement. Pour un sol sablonneux, on a constaté la même évolution qu'un sol limoneux. D'après ces valeurs, on remarque la dégradation des sols par l'érosion en nappe est très important puisqu'une érosion importante de 15 à 30 t/ha/an correspond à une perte de hauteur de 1 à 2 mm (Roose, 1973). Les travaux d'Ellison (1944) et de Wischmeier et Smith (1962) ont démontré que l'angle de pente est un facteur important de l'érosion hydrique des sols. Fox et Bryan (1999) ont constaté que, pour un débit d'écoulement constant, l'érosion effectuée par l'écoulement de pluie a été aggravée durement avec la racine carrée du gradient de la pente. Singer *et al.* (1981) et Huang (1995) ont attribué l'augmentation du débit solide à une accélération du ruissellement en combinaison avec l'impact des gouttes de pluie, lorsque l'inclinaison s'accroît. Nos résultats corroborent avec les résultats des autres chercheurs où les essais effectués sur le terrain et au laboratoire ont montré que la perte du sol et la pente du sol sont liés par une fonction logarithmique ou de puissance avec des exposants variant de 0,7 (Neal, 1938) à 1,5 (Kilinc et Richardson, 1973), la plupart des valeurs se situant entre

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

1,35 et 1,5 (Bryan, 1979). Des résultats de certains auteurs ont dépassé cette gamme, tels que 2,23 et 3,59 (Fullen et Reed, 1986). Dans notre cas, les exposants varient entre 0,79 et 1,35.

Kinnell (1993a) a observé que le taux d'érosion en nappe varie directement avec l'intensité de pluie plutôt que le carré de l'intensité (I^2) lorsque des facteurs, tels que le débit, étaient également pris en compte. Cette observation coïncide avec les études des autres chercheurs (Beasley et Huggins, 1982 ; Zhang *et al.*, 1998 ; Bulygin *et al.*, 2002). Wu *et al.* (2017b) ont étudié l'effet de l'intensité de pluie sur le taux d'érosion en nappe pour différentes pente. Ont trouvé, voir figure II.1, que le taux d'érosion suit bien l'intensité de pluie. Ce point de vue est corroboré par les résultats de Guy *et al.* (1990) où ils ont montré aussi que le détachement des particules solides par la pluie décroît lorsque la pente est faible, en raison de l'augmentation de la profondeur de ruissellement qui protège le sol contre l'impact des gouttes de pluie.

VII.6. Modèle d'érosion en nappe (Sheet Erosion)

Un modèle d'érosion en nappe est important à établir pour faciliter le processus décisionnel en matière de prédiction et de lutte contre l'érosion des sols.

Les processus de l'érosion basés sur les modèles de prévision de taux l'érosion sont crédibles pour évaluer le taux d'érosion dans une zone donnée. Ces modèles comprennent le projet de prévision de l'érosion hydrique (Nearing *et al.*, 1989), le modèle européen d'érosion des sols (Morgan *et al.*, 1998) et le modèle ANSWERS (Beasley et Huggins, 1982). L'intensité des précipitations (I), la vitesse moyenne de l'écoulement et la pente (S) ont été utilisés pour prévoir le taux d'érosion en nappe (D_i). Plusieurs chercheurs (Beasley et Huggins, 1982; McCool *et al.*, 1987; Nearing *et al.*, 1989; Kinnell, 1993; Liu *et al.*, 1994; Zhang et Hosoyamada, 1996; Zhang *et al.*, 1998; Bulygin *et al.*, 2002) ont établi une relation entre le taux d'érosion en nappe, l'intensité des précipitations et la pente. Nearing *et al.* (1989) ont découvert qu'il existait une fonction de puissance entre le taux d'érosion en nappe et l'intensité des précipitations et que le taux d'érosion en nappes variait directement avec le carré de l'intensité des précipitations (I^2). McCool *et al.* (1987) ont découvert que le taux d'érosion en nappe était une fonction linéaire du sinus du gradient de pente. Cette constatation est conforme au rapport de Liu *et al.* (1994). Zhang et Hosoyamada

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

(1996) ont suggéré que le taux d'érosion en nappe était une fonction polynomiale du sinus du gradient de pente.

VII.6.1. Equation du modèle

L'équation de modélisation est représentée comme suit :

$$I^{1.09}U_m^{0.15}S^{0.63}$$

Avec:

Di: taux d'érosion en nappe (kg/m².s)

Um : vitesse moyenne de l'écoulement (m/s)

S : pente de sol m/m.

On a constaté que le taux d'érosion Di prédit est extrêmement proche des valeurs mesurées. Le résultat de la validation a également montré que l'équation du modèle pourrait être utilisé pour prédire le taux d'érosion Di précisément avec $R^2 = 0,87$ et $RMCE = 0,00000023$

Les exposants de la pente, la vitesse moyenne et l'intensité des précipitations étaient respectivement de 0.63, 0.15 et 1,09.

L'exposant de la pente et de la vitesse était inférieur à celui de l'intensité des précipitations. Ainsi, le taux d'érosion Di était plus sensible à l'intensité des précipitations qu'aux autres paramètres. Le coefficient de corrélation ($R^2=0.87$) révèle que la relation entre le taux d'érosion est fortement corrélé avec l'intensité de pluie, la pente et la vitesse moyenne de l'écoulement.

La valeur de RMCE montre que la relation entre le taux d'érosion et l'intensité de pluie, la pente et la vitesse moyenne de l'écoulement est hautement significative.

Dans cette modélisation, l'intensité de pluie, la pente et la vitesse moyenne de l'écoulement influencent de manière significative le taux d'érosion en nappe. D'après la modélisation, la fonction puissance est le meilleur modèle pour prédire le taux d'érosion en nappe.

Ce résultat est cohérent avec les résultats des autres chercheurs (voir tableau VII.22).

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Tableau VII.22. Modèle d'érosion en nappe

Auteurs	Modèles	RMCE
(Nerring <i>et al.</i> , 1989)	$Di = K_i I^2$	0.00014
(Kinnel, 1993)	$Di = K_i I U_m S$	0.021
(Beasley and Huggins, 1982)	$Di = K_i I U_m S_f$	0.27
(Zhang <i>et al.</i> , 1998)	$Di = K_i I U_m^{0.5} S^{0.67}$	0.21
(Fox and Bryan, 2000)	$Di = K_i U_m^{2.37} S^{0.43}$	6.76
(Bulygin <i>et al.</i> , 2002)	$Di = K_i I U_m S^{0.67}$	0.05
(Wei <i>et al.</i> , 2009)	$Di = K_i I^{1.052} U_m^{0.592}$	0.58
(Wu <i>et al.</i> , 2017b)	$Di = 7,5 \cdot 10^{-12} I^{3.04} S^{1.43}$	0.0000007
Notre Modèle	$Di = I^{1.09} U_m^{0.15} S^{0.63}$	0.0000002

Ces chercheurs ont également utilisé des équations de fonction puissance indiquant l'intensité des précipitations, le gradient de pente et la vitesse de l'écoulement pour prévoir le taux d'érosion en nappe.

Dans cette étude, le taux d'érosion en nappe est plus sensible à l'intensité des précipitations et au gradient de pente. L'établissement de l'équation en fonction de la relation entre le taux d'érosion en nappe, la vitesse moyenne de l'écoulement, le gradient de pente (S) et l'intensité de pluie (I) peut aider à développer des modèles de prévision de l'érosion en Algérie.

La variation des résultats peut être probablement attribuée à la pente et aux conditions de la surface du sol. Premièrement, quatre gradients de pente allant de 3% à 7%. Ensuite, les conditions de la surface du sol, telles que l'humidité, la rugosité et la longueur de la pente, affectent de manière significative l'érosion en nappe.

La racine de la moyenne des carrés des erreurs (RMCE) des différents modèles a été représentée dans le tableau VII.22. D'après les résultats, on a constaté que le Modèle de Nerring *et al.* (1989), Kinnel (1993), Bulygin *et al.* (2002), Wu *et al.* (2017b) et notre modèle représente une erreur très significative par rapport aux autres modèles. Cette signification est due à l'influence de la combinaison des trois paramètres essentiels à savoir, l'intensité de pluie, la vitesse de l'écoulement et la pente d'inclinaison.

VII.7. Conclusion

Ce chapitre a révélé l'importance des paramètres hydrauliques sur les caractéristiques du sol.

Chapitre VII: Paramètres érosifs de ruissellement sur les caractéristiques du sol

Le coefficient de frottement Darcy Weisbach est étroitement lié au nombre de Reynolds, on a constaté que pour les deux types de sol, lorsque la résistance hydraulique due au frottement des grains du sol augmente le nombre de Reynolds diminue. Nos résultats sont corroborés par les résultats de Guo et al. (2010).

Le rapport n/h avait de meilleures corrélations avec les paramètres hydrauliques et plus précisément, Re , Fr , τ et Ω . De plus, le n/h pourrait être un paramètre fiable pour prédire les paramètres hydrauliques. Le rapport n / h est un excellent indicateur pour décrire les caractéristiques hydrauliques

La vitesse affecte directement le détachement, le transport et le dépôt des matériaux du sol, ainsi l'initiation des rigoles. L'augmentation de la profondeur de l'écoulement, qui est due à l'augmentation de l'intensité de pluie, accentue les vitesses de cisaillement et donne à l'écoulement une grande puissance d'arracher les particules de la surface du sol et, par conséquent, l'initiation des rigoles.

Le régime de ruissellement généré par la pluie est laminaire et fluvial. La présence des gouttes de pluie et la rugosité du sol perturbe l'écoulement et le régime est laminaire agité.

La contrainte de cisaillement a un effet significatif sur l'érodibilité du sol. Cet effet est relié certainement d'une part, au débit solide et à l'intensité de pluie qui détache et charrie les particules détachées, et d'autre part à la vitesse d'écoulement qui cisaille les particules du sol le long de la longueur de ruissellement.

Conclusion générale

Ce travail expérimental nous a permis d'appréhender le processus de l'érosion en nappe par l'étude des effets des caractéristiques de la pluie et de la mécanique de ruissellement sur les caractéristiques du sol. Notre objectif a consisté en l'étude des relations qui existent entre les caractéristiques de la pluie et plus précisément l'intensité de pluie, l'énergie cinétique de la pluie et la puissance érosive avec les paramètres que sont le nombre de Reynolds, le nombre de Froude, la puissance de l'écoulement et la concentration de sédiments et l'érodibilité du sol.

Les résultats auxquels nous avons abouti semblent satisfaisants. Pour la quantification de l'énergie cinétique des pluies, nous avons utilisé une relation simple, qui est la méthode du papier absorbant, bien qu'elle nécessite un long dépouillement. La relation établie entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie et l'intensité de pluie n'est pas significativement différente de celles de Willis (1984), Atlas (1953), Laws et Parson (1943).

Nous avons également évalué la puissance érosive, laquelle est nettement mieux corrélée avec l'intensité de pluie que ne l'est l'énergie cinétique.

D'après les résultats trouvés, on a constaté que l'augmentation de l'intensité de pluie fait croître toutes les caractéristiques de la pluie et ce avec un coefficient de corrélation significatif.

L'évolution de l'intensité de pluie induit l'accroissement de la vitesse d'écoulement. Par conséquent, l'arrachement des particules augmente, ce qui justifie l'augmentation de la concentration de sédiments. La force érosive et la puissance érosive des gouttes de pluie ont un effet significatif sur la concentration en sédiments, la corrélation étant représentée par une fonction en puissance.

La variation de l'angle de pente a un effet sur la vitesse et la profondeur de l'écoulement généré par la pluie. L'augmentation de l'angle de pente augmente la vitesse et diminue la profondeur d'un écoulement en nappe. L'augmentation de la vitesse et la diminution de la profondeur de l'écoulement justifie la progression des concentrations avec l'augmentation des angles de pente avec toutes les intensités de pluie. Cela peut être remarqué sur les résultats obtenus.

Le régime de l'écoulement est gouverné par deux paramètres que sont le nombre de Froude et le nombre de Reynolds. Numériquement, le nombre de Reynolds varie avec l'intensité de pluie sans toutefois dépasser la phase laminaire. En suivant les expériences de près, on conclut que l'écoulement est perturbé. L'évolution de l'intensité de pluie induit l'augmentation du nombre de Reynolds et du nombre de Froude. La relation suit bien la fonction en puissance. Compte tenu de la valeur du nombre de Froude, le régime de l'écoulement est fluvial. Il augmente avec l'augmentation de l'angle de pente et les intensités de pluie, mais il reste toujours inférieur à un (<1). Le nombre de Froude dépend non seulement de l'intensité de pluie, de l'angle de pente, de la profondeur et de la concentration des sédiments, mais également de l'érodibilité du sol qui, lui-même, dépend de la nature du sol.

La contrainte de cisaillement de l'écoulement en surface est l'une des principales forces qui agit sur le détachement des particules de sol, ce qui aurait une incidence sur le taux moyen en sédiments et l'érodibilité du sol. La relation de la contrainte de cisaillement et l'érodibilité du sol suit bien la loi linéaire.

La puissance de l'écoulement a le pouvoir d'arracher et de transporter les particules du sol. Elle augmente en fonction de l'augmentation de l'angle de pente et de l'intensité de pluie. Cette caractéristique est une fonction de plusieurs paramètres variables que sont la pente S (angle de pente), l'intensité de pluie, la concentration des sédiments et le débit de l'écoulement. La concentration des sédiments et le débit sont fonction de la nature du sol. Ils augmentent avec l'augmentation de l'érodibilité du sol et, par conséquent, la puissance de l'écoulement est une fonction de l'érodibilité du sol. La relation avec la concentration en sédiments suit bien la fonction logarithmique.

Le rapport n / h est étroitement lié aux autres paramètres hydrauliques (Re , Fr , τ , Ω) et que n / h ; il est un excellent indicateur pour décrire les caractéristiques hydrauliques et pourrait être utilisé dans la prévision de l'érosion du sol. Il diminue avec l'augmentation de l'angle de pente et de l'intensité de pluie. Ce facteur de rugosité de la surface du sol est bien déterminé par le coefficient de l'érodibilité du sol K . Cette relation entre ces deux caractéristiques est inversement proportionnelle à l'influence de la variation de l'angle de pente et de l'intensité de pluie.

Le taux d'érosion en nappe augmente avec l'augmentation de la pente. Il varie entre 3,05 t/ha.an et 81,42 t/ha.an, ce qui conduit à une perte de hauteur d'environ 6 mm chaque année du fait qu'une érosion importante de 15 t/ha/an à 30 t/ha/an correspond à une perte de hauteur de 1 mm à 2 mm (Roose, 1973).

Enfin, d'après les résultats trouvés, on peut dire que l'érosion en nappe est un processus très important à prendre en considération par les différents chercheurs afin de quantifier les pertes en sol du fait qu'il est peu visible d'une année à l'autre. On peut le considérer comme une maladie dangereuse qui affecte le corps humain et on ne se rend compte de la maladie qu'à la phase finale de la dégradation du corps.

Un certain nombre de perspectives peuvent être envisagées concernant le travail présenté. Après avoir identifié les paramètres érosifs liés au phénomène, il serait intéressant d'étudier également de manière plus précise leurs évolutions de tel sorte à :

- Prendre en considération l'influence de l'état initial de l'humidité du sol. Une détermination des états de surface à partir des caractéristiques du sol (taux d'argile par exemple) et une analyse de l'humidité du sol, avant et après des événements pluvieux, pourront nous renseigner encore plus sur le fonctionnement des sols vis-à-vis du ruissellement et de l'érosion.
- Prendre en considération l'effet du couvert végétal ;
- Etudier d'autres phénomènes d'érosion tels que l'érosion en rigole, ravine et ravin en faisant augmenter la pente d'inclinaison;

Il est intéressant d'étudier d'une manière plus précise le comportement dans l'espace et dans le temps des paramètres érosifs sur les phénomènes d'érosion. L'utilisation de la simulation de pluie sur le terrain permet aussi la validation des résultats en un temps acceptable à l'échelle du bassin. Dans le cas de l'extrapolation des résultats à l'ensemble du bassin versant, il serait intéressant d'utiliser les marqueurs radioactifs qui permettent une estimation assez rapide de l'érosion.

Un traitement des images satellitaires couvrant le bassin versant pourrait fournir l'inventaire et la localisation des états de surface par une approche spatiale à haute résolution et un suivi temporel à l'échelle saisonnière avec des satellites de grande répétitivité temporelle.

Références Bibliographiques

Abrahams, Athol. D. and Atkinson, J.F., 1993. Relation between grain velocity and sediment concentration in overland flows. *Water Resources Research*, vol 29.N°9, pages: 3021-3028.

Abrahams, A.D. and Li, G., 1998. Effect of saltating sediment on flow resistance and bed roughness in overland flow. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 953–960.

Abrahams, A.D., Li, G., Krishnan, C. and Atkinson, J.F., 1998. Predicting sediment transport by interrill overland flow on rough surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 481–492.

Abrahams A.D., Li, G., Krishana, C. and Atkinson, J.F., 2001. A sediment transport equation for interrill overland flow on rough surface. *Earth Surface and Processes Landforms* 26: 1443–1459.

Abrahams, A.D., Parson, A.J. and Luk S.H., 1986. Resistance to overland flow on desert hillslopes. *Journal of Hydrology*, 88: 343-363.

Abrahams, A. D., Parsons, A. J. and Luk, S. H., 1989. 'Distribution of depth of overland flow on desert hillslopes and its implications for modeling soil erosion', *J. Hydrology*, 106, 177-184.

Abrahams, A. D., Parsons, A. J. and Luk, S. H., 1990. Field experiments on the resistance to overland flow on desert hillslopes, in Walling, D. E., Yair, A. and Berkowicz, S. (Eds.), *Erosion, transport and deposition processes*, IAHS Pub. 189, 1-18.

Abrahams, A.D. and Parsons, A.J., 1991. Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modeling. *Water Resour Res* 27(8):1827–1836.

Abrams, A., Parson, A. and Wainwright, J. 1994. Resistance to overland flow on semiarid grassland and shrubland hillslopes, walnut Gilch, Southern Arizona. *Journal of hydrology*, 156, 431-446.

Adams, J. E., Kirkham, D., and Nielsen, D. R. 1957. A portable rainfall simulator-infiltrometer and physical measurements of soil in place, *Soil Science Society Proceedings*, 474477.

Aksoy, H., & Kavvas, M. L., 2005. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *CATENA*, 64(2-3), 247–271, doi: 10.1016/j.catena.2005.08.008.

Aksoy, H., Eris, E., & Tayfur, G., 2016. Empirical Sediment Transport Models Based on Indoor Rainfall Simulator and Erosion Flume Experimental Data. *Land Degradation & Development*, 28(4), 1320–1328. doi:10.1002/ldr.2555.

Al-Durrah, M.M. and Bradford, J.M. 1981. New methods of studying soil detachment due to water drop impact. *Soil Science Society of America Journal* 45: 949–53.

Al-Durrah M. M. and Bradford J. M., 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surface. *Soil Science Society of America Journal*, 46, 1086-1090.

Al-Hamdan, O.Z., Pierson, F. B., Nearing, M.A., Williams, C.J., Hernandez, M., Boll, J., Nouwakpo, S.K., Weltz, M.A. and Spaeth, K., 2017. Developing a Parameterization Approach for Soil Erodibility for the Rangeland Hydrology and Erosion Model (RHEM). *Transactions of the ASABE*, 60(1), 85–94. doi:10.13031/trans.11559.

Ali, M., Sterk, G., Seeger, M., Boersema, M. and Peters, P., 2012a. Effect of hydraulic parameters on sediment transport capacity in overland flow over erodible beds. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 591–601.

Ali M, Sterk G, Seeger M. and Stroosnijder L., 2012b. Effect of flow discharge and median grain size on mean flow velocity under overland flow. *J Hydrol* 452-453:150–160.

An, J., Zheng, F., Lu, J., & Li, G., 2012. Investigating the Role of Raindrop Impact on Hydrodynamic Mechanism of Soil Erosion Under Simulated Rainfall Conditions. *Soil Science*, 177(8), 517–526. doi:10.1097/ss.0b013e3182639de1.

Anger, D.A., and Mehuis, G.R., 1989: Effects of cropping on carbohydrate content and water stable aggregation of a clay soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 69: 373-380.

Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flano, P. and Ortigosa, L., 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil & Tillage Research* 93: 324-334.

Arnoldus, H.M.J., 1980. An approximation of the rainfall factor in the USLE. In: M. De Boodt and D. Gabriels (Editors), *Assessment of Erosion*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 127 132.

Arnold, J.B., Wall, G., Moore, N., Baldwin, C.S., et Shelton, U., 1989. Fiche technique: L'érosion du sol - Causes et Effets. Ministère de l'Agriculture, de l'Alimentation et des Affaires Rurales de l'Ontario, Division Agriculture et Affaires Rurales, Guelph, 7 p.

Atlas, D. 1953. Optical extinction by rainfall. *J. Meteor.*, 10, 486-488.

Atlas, D. and Ulbrich, C.W., 1977. Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in bilanz eines umweltproblems. *Wiss. Buchges. Darmstadt*, S. 33-42.

Auzet, V., 1987. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grandes cultures : aspects agronomiques. *Min Env. Min Agri, CEREG-URA 95 CNRS*. Strasbourg, 60p.

Bagnold, R. A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. USGS Prof. p. 42.

Babau, 1987. La pluie – son intensité- son énergie. ONM série R.C.M N° 207.

Barthès, B. and Roose, E., 2002. Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *Catena*, 47:133–149.

Beard, K. V., 1976. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(5), 851–864. doi:10.1175/1520-0469(1976)033<0851:tvasoc>2.0.co;2.

Beard, K.V. and Prupacher, H.R., 1969. A determination of the terminal velocity and drag of small water drops by means of a wind tunnel. *J. Atmos. Sci.* 48: 698-770.

Beard, K. V., 1976. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.* 22 851-864.

Beard, K. V., 1977a. On the acceleration of large water drops to terminal velocity. *J. Applied Meteor.* 16 1068-1071.

Beard, K. V., 1977b. Terminal velocity adjustment for cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.* 34 1293-1298.

Beard, K. V., 1980. The effects of altitude and electrical force on the terminal velocity of hydrometers. *J. Atmos. Sci.* 22 1363-1374.

Beasley, D., and Huggins, L., 1982. Answers - User's manual (EPA-905/9-82-001). Chicago: Environmental Protection Agency Great Lakes National Program Office.

Bergsma E, Charman P, Gibbons F, Hurni H, Moldenhauer W. C. and Panichapong S., 1996. Terminology for soil erosion and conservation. Wageningen, The Netherlands: International Society of Soil Science. 314 pp.

Bernard, A., 1987. Le simulateur de pluie, deuxième génération. 17 pages, ed. ORSTOM.

Best, A.C., 1950. Empirical formulae for the terminal velocity of water drops falling through the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc* 76: 302-311.

Beuselinck L., Govers G., Hairsine P. B., Sander G. C. & Breynaert M., 2002. The influence of rainfall on sediment transport by overland flow over areas of net deposition. *Journal of Hydrology*, 257:145–163.

Boiffin, J., 1976. Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre. *Annales Agronomiques*, 27(4):447–463.

Boiffin, J. & Sebillotte, M., 1976. Climat, stabilité structurale et battance. Essai d'analyse d'un comportement du sol au champ. *Annales Agronomiques*, 27(3):295–325.

Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Agronomique de Paris- Grignon.

Boiffin, J. and Monnier, G., 1985. Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In : Assessment of Soil Surface Crusting. Proc Symposium ISSS AISS IBG Ghent (BEL) 1985 (F Callebaut, D Gabriels, M De Boodt, eds), State University of Ghent, Ghent, 210-217.

Boiffin J., Papy F. and Eimberck M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré : I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie* 8, p : 663–673.

Borst H.L. and Woodburd R., 1940. Rain simulator studies of slop on erosion and runoff. USDA, soil conservation, p : 30.

Bradford J. M., Ferris J. E. and Remley P. A., 1987. Interrill Soil Erosion Processes: Relationship of Splash Detachment to Soil Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 51, 1571-1575.

Bradford J.M. and Huang C., 1994. Interrill soil erosion as affected by tillage and residue cover. *Soil and Tillage Research* 31, p : 353–361.

Brandt, C. J., 1989. The size distribution of throughfall drops under vegetation canopies. *Catena* 16 507-524.

Brandt, C.J., 1990. Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 687–98.

Bresson, L.M. and Boiffin, J., 1990. Morphological characterisation of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47: 301-325.

Bronick, C. J., & Lal, R., 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124(1-2), 3–22. doi:10.1016/j.geoderma.2004.03.005.

Brooks, S. M. and Spencer, T., 1995. Vegetation modification of rainfall characteristics: Implication for rainfall erosivity following logging in Sabah, Malaysia. *Journal of tropical forest science* 7(3): 435-446.

Brown, L. C. and Foster, G. R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transaction of the American Society of Agricultural Engineers* 30, 379-386.

Bryan, R.B., 1969. The relative erodibility of soils developed in the Peak District of Derbyshire. *Geografiska Annaler* 51a, 145–159.

Bryan, R.B., 1979. The influence of slope angle on soil entrainment by sheet wash and rainsplash *Earth Surface Processus*, Vol. 4, pp: 138-150.

Bryan, R. B., Govers, G. & Poesen, J., 1989. The concept of soil erodibility and some problems of assessment and application. *Catena*, 16:393-412.

Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32: 385-415.

Bulygin SY, Nearing MA, Achasov AB. 2002. Parameters of interrill erodibility in the WEPP model. *Eurasian Soil Science* 35(11): 1237–1242.

Bultot Franz et Coppens Anne, 1985. Puissance d'une averse. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques*, 30, 3, 9/1985.

Bulygin, S.Y., Nearing, M.A. and Achasov, A.B., 2002. Parameters of interrill erodibility in the WEPP model. *Eurasian Soil Science* 35(11): 1237–1242.

Carter, C. E., Greer, J. D., Brand, H. J. and Floyd, J. M., 1974. Raindrop characteristics in south central united states. *TRANS of ASAE* 17: 1033-1037.

Casenave, A., et Valentin, C., 1988. Les états de surface de la zone sahéenne, influence sur l'infiltration. *ORSTOM Paris - CEE*, 202 p.

Casenave A. et Valentin C., 1989. Les états de surface du sol dans la zone sahéenne. Influence sur l'infiltration. *ORSTOM Paris*, 229 p.

Cerda, A., 1999. Parent material and vegetation affect soil erosion in eastern Spain. *Soil Science Society of America Journal* 63, 362–368.

Chaplot V. A. M. & Le Bissonnais Y., 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:145–153.

Chaplot V. A. M. and Le Bissonnais Y., 2003. Runoff Features for Interrill Erosion at Different Rainfall Intensities, Slope Lengths, and Gradients in an Agricultural Loessial Hillslope. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 844-851.

Chapman, G. 1948. Size of raindrops and their striking force at the soil surface in a red pine plantation. *Transactions of the American Geophysical Union* 29: 664–70.

Charreau, C., 1973. L'agressivité des pluies au Sénégal, incidence sur l'érosion *W.M.O*, N° 340 : 170-201.

Chebbani, R., Djilli, k. et Roose, E., 1999. Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bull. Réseau – Erosion n°17*, Ed. IRD (ex. Orstom), Montpellier, 85- 95.

Chenu, C., Le Bissonnais, Y., and Arrouays, D., 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1479-1486.

Christoï R. 1961. Résultats obtenus à l'essai "EROSION" de la station de Niangoloko Haute- Volta. *IRHO*, 51 pages.

Ciampalini, R., and Torri, D., 1998. Detachment of soil particles by shallow flow: Sampling methodology and observations. *CATENA*, 32(1), 37–53. doi:10.1016/s0341-8162(97)00050-7.

Collinet, J. and Valentin, C., 1984. Evaluation of factors influencing water erosion in west Africa using rainfall simulation. *Challenges in African Hydrology and water Resources*.

Coote, D. R., Malcolm-McGovern, C. A., Wall, G. J., Dickinson, W. T. and Rudra, R. P., 1988. Seasonal variation of erodibility indices based on shear strength and aggregate stability in Some Ontario soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 68:405–416.

Coutinho, M.A. and Tomás, P.P. 1995. Characterisation of raindrop size distributions at the Vale Formoso Experimental Erosion Center. *Catena* 25: 187–97.

Defersha, M. and Melesse, A.M., 2012. Field-scale investigation of the effect of land use on sediment yield and surface runoff using runoff plot data and models in the Mara River basin, Kenya, *CATENA*. *Catena*. doi:10.1016/j.catena.2011.07.010.

Demmak, A., 1982. Contribution à l'étude des écoulements solides des cours d'eau d'Algérie, *Inst Nat des Ressources Hydrauliques*.

Demmak, A., 1984. Recherche d'une relation empirique entre apports solides spécifiques et paramètres physico-climatiques des bassins : application au cas algérien. *Challenges in African Hydrology and Water Resources (Proceedings of the Harare Symposium, July 1984)*. 1AHS Publ. no. 144.

De Noni G. et Viennot M. 1991. L'érosion agricole dans les Andes de l'Equateur. *Bull. Réseau Erosion n° 11*: 205-209.

De Noni, G., Blavet, D., Laurent, J.Y., Le Bissonnais, Y., and Asseline, J., 2002. Proposal of soil indicators for spatial analysis of carbon stocks evolution. Dans 17th World Congress of Soil Science, page 13, Bangkok, Thaïlande. Paper n_30, Symposium 35.

De Ploey J. and Poesen J., 1985. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. In: *Geomorphology and soils*. Richards K. S., Amelt R. R., Ellis S. (Ed.). Allen et Unwin. P. 99-120.

De Ploey, J., and J. Savat, 1968. Contribution to the study of splash erosion. *Z. Geomorphology* 12: 174-193.

Diaz-Zorita, M., Duart, G., and Grove, H., 2002. A review of no-till systems and soil management for sustainable crop production in the sub humid and semiarid pampas of Argentina. *Soil tillage res.* 65, 1-28.

- Ding, W.F., 2010. Relationships between soil detachment rate and runoff hydrodynamic indexes of purple soil slope and red soil slope. *J Sediment Res* 6:16–22.
- Dunne, T. and Dietrich, W. E. 1980. 'Experimental study of Horton overland flow on tropical hillslopes. 2. Hydraulic characteristics and hillslope hydrographs', 2. *Geom. Supp. Ed.*, 35, 60-80.
- Einstein, H. A., and Barbarossa, N. L., 1952. River channel roughness, *Transactions of ASAE*, 117, 1121–1132.
- Ellison, W.D., 1944. Studies of raindrop erosion. *Agric. Eng.* 25, 131–136.
- Ellison, W.D., 1947a. Soil erosion study-part I. *Agric. Eng.* 28, 145–146.
- Ellison, W.D., 1947b. Soil erosion study-part II: soil detachment hazard by raindrop splash. *Agric. Eng.* 28, 197–201.
- Ellison, W.D., 1947c. Soil erosion study-part V: soil transport in the splash process. *Agric. Eng.* 349–351, 353.
- Elliot, W. J. and Laflen, J. M., 1993. A process-based rill erosion model. *Trans. ASAE* 36(1): 65–72.
- Elwell, H. A., 1986. Determination of erodibility of a subtropical clay soil: a laboratory rainfall simulator experiment. *Journal of Soil Science*, 37: 345–350.
- Emerson W.W., 1954. The determination of the stability of the soil crumbs. *Physics department Rothansted experimental station*: 223-236.
- Emerson, W.W., 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, 5: 47-57.
- Emerson, W.W. and Greenland, D., 1990. Soil aggregates- Formation and stability. In: M. De Boodt, M. Hayes and A. Herbillon (Editors), *Soil colloids and their associations in aggregates*. Plenum Press, New York, pp. 485-511.
- Emmett, W.W., 1970. The hydraulics of overland flow on hillslopes. *Geological Survey professional Paper 662-A*, U.S Government Printing Office, Washington.
- Epema, G. F. & Riezebos, H. T., 1983. Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain. In: *Rainfall simulation, runoff and soil erosion'* (ed. by J. De Ploey), *Catena supplement 4*, Braunschweig, pp. 1-17.
- Epstein, E., Grant, W.J., Struchmeyer, R.A., 1966. Effects of stones on runoff, erosion and soil moisture. *Soil Science Society of America Proceedings* 30, 638–645.
- Everaert, W., 1991. Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(6), 513–532. doi:10.1002/esp.3290160604.

- Farenhorst, A. and Bryan, R.B., 1995. Particles size distribution of sediment transported by shallow flow. *Catena* 25: 47-62.
- Fernández-Raga, M., Fraile, R., Keizer, J.J., Teijeiro, M.E.V., Castro, A., Palencia, C., Calvo, A.I., Koenders, J. and Marques, R.L.D., 2010. The kinetic energy of rain measured with an optical disdrometer: an application to splash erosion. *Atmos. Res.* 96, 225–240.
- Fernández-Raga, M., Palencia, C., Keesstra, S., Jordán, A., Fraile, R., Angulo-Martínez, M. and Cerdà, A., 2017. Splash erosion: a review with unanswered questions. *Earth Sci. Rev.* 171.
- Ferro, V., Porto, P., & Yu, B., 1999. A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. *Hydrological Sciences Journal*, 44(1), 3–24. doi:10.1080/02626669909492199.
- Finkner, S.C., Nearing, M.A., Foster, G.R. and Gilley, J.E., 1989. A simplified equation for modeling sediment transport capacity. *Transactions ASAE* 32(5): 1545–1550.
- Flanagan, D.C., and Nearing, M.A., 1995. USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP). WEPP Users Summary. NSERL Report, vol. 10. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana.
- Fournier, F., 1960. Débit solide des cours d'eau. Essai d'estimation de la perte en terre subie par l'ensemble du globe terrestre. *Land Erosion, Precipitation, Evaporation- Proceedings of the General Assembly of Helsinki*, pp. 19-25: IAHS Publ. no. 53.
- Fornis Ricardo L., Hans R. Vermeulen and Jan D. N., 2004. Kinetic energy–rainfall intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies. *Journal of Hydrology* 300, PP: 20–32.
- Foster, G.R., 1982. Modeling the erosion process. In: Haan, C.T., *et al.* (Ed.), *Hydrologic modeling of small watersheds.* : ASAE Monogr., 5. ASAE, St. Joseph, MI, pp. 295–380.
- Foster, G. R., Huggins, L. F. and Meyer, L. D., 1968. Simulation of overland flow on short field plots, *Water Resources Research*, 4, 1179-1 187.
- Fournier, 1972. *La recherche en érosion et conservation des sols dans le continent Africain.*
- Freeze, R. A. 1978. Mathematical models of hillslope hydrology, in Kirkby, M. J. (Ed.), *Hillslope hydrology*, J. Wiley, Chichester, 177-225.
- Fox, D.M. and Bryan, R.B., 1999. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. *Catena* 38: 211-222.

Fox, D.M., Le Bissonnais, Y. and Bruand, A., 1998. The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression. *Catena*, 32: 97-100.

Fu, Y., Li, G., Zheng, T., Li, B. and Zhang, T., 2016. Impact of raindrop characteristics on the selective detachment and transport of aggregate fragments in the Loess Plateau of China. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 80 (4), 1071–1077.

Fullen, M.A. and Reed, A.H. 1986. Rainfall, runoff and erosion on bar arable soils in east shropshire, England. *Earth Surface Processes and Landscape*, Vol. 11, pp: 413-425.

Gabet Emmanuel J. and Dunne T., 2003. Sediment detachment by rain power. *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 1, 1002.

Gao, B., Walter, M.T., Steenhuis, T.S., Parlange, J.Y., Richards, B.K., Hogarth, W.L., Rose, C.W. and Sander, G., 2005. Investigating raindrop effects on the transport of sediment and non-sorbed chemicals from soil to surface runoff. *J. Hydrol.* 308, 313–320.

Gilley, J.E., Kottwitz, E.R. and Wieman, G.A., 1992. Darcy-Weisbach roughness coefficients for gravel and cobble surfaces. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 118: 104–112.

Gilley, J.E., Kottwitz, E.R. and Simanton, J.R. 1990. Hydraulic Characteristics of Rills, *Transactions of the ASAE*, Vol. 33(6).

Gilley, J.E., Woolhiser, D. A. and McWorther, D. B., 1985. Interrill soil erosion. I. Development of model equations. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.* 28, 147-153.

Gimenez, R. and Govers, G., 2001. Interaction between bed roughness and flow hydraulics in eroding rills, *Water Resour. Res.*, 37, 791–799.

Gimenez, R. and Govers, G., 2002. Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds. *Soil Science Society of America journal*, 66, S. 1475-1483.

Gossard, E.E., Strauch, R.G., Welsh, D.C. and Matrosov, S.Y., 1992. Cloud layer, particle identification, and rain rate profiles from Z RV_f measurements by clean air Doppler radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 9: 108-119.

Govers, G., 1985. Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 12:35–49.

Govers G. 1990. Empirical relationships for the transport formulae of overland flow. *IAHS Publication* 189: 45–63.

Govers, G., 1992a. Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(5), 515–528. doi:10.1002/esp.3290170510.

- Govers, G., 1992b. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow. In: Parsons AJ, Abrahams AD (eds) Chapter 11, overland flow hydraulics and erosion mechanics. University College London Press, London, pp 243–273.
- Govers, G., Giménez, R., & Van Oost, K., 2007. Rill erosion: Exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Reviews*, 84(3-4), 87–102. doi:10.1016/j.earscirev.2007.06.001.
- Govers, G. and Rauws, G., 1986. Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 515–524.
- Govers, G., Takken, I., and Helming, K., 2000. Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, 20:131–146.
- Greco J., 1966. L'érosion, la défense et la restauration des sols, le reboisement en Algérie. Editions MARA, Alger 393.
- Grosh, R.C., 1996. Weighted fall speed parameters. 26th conference on radar meteorology, Am. Meteor. Soc., Boston, 607-610.
- Guillobez, S. et Zougmore, R., 1991. Etude du ruissellement et de ses principaux paramètres à la parcelle (Saria, BURKINA Faso). In bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique tropicale. Edition John Libbey Eurotext, Paris, 319-329.
- Gunn, R., & Kinzer, G. D., 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *Journal of Meteorology*, 6(4), 243–248. doi:10.1175/1520-0469(1949)006<0243:ttvoff>2.0.co;2.
- Guo, Y.H., Zhao, T.N., Sun, B.P., Ding, G.D., Cheng, C. and Hu, F.B., 2006. Study on the dynamic characteristics of overland flow and resistance to overland flow of grass slope. *Res Soil Water Conserv.* 13(4):264–267.
- Guo, T., Wang, Q., Li, D., & Wu, L., 2010. Sediment and solute transport on soil slope under simultaneous influence of rainfall impact and scouring flow. *Hydrological Processes*, 24(11), 1446–1454. doi:10.1002/hyp.7605.
- Guo, T., Wang, Q., Li, D., Zhuang, J., & Wu, L., 2013a. Flow hydraulic characteristic effect on sediment and solute transport on slope erosion. *CATENA*, 107, 145–153. doi:10.1016/j.catena.2013.03.001.
- Guo, T.L., Zhou, M.N., Li, D.Q., Cai, Q., Xie, Z.Y., Liao, Y.S. and Hu, J., 2013b. Experimental study on soil erosion and flow hydraulics on red soil slope. *Ecol Environ Sci* 22(9):1556–1563.
- Guo, Z., Ma, M., Cai, C., and Wu, Y., 2017. Combined effects of simulated rainfall and overland flow on sediment and solute transport in hillslope erosion. *Journal of Soils and Sediments*, 18(3), 1120–1132. doi:10.1007/s11368-017-1868-0.

Guy B.T., Dickinson, W.T., Rudra, R.P., and Wall, G.J., 1990. Hydraulics of sediment-laden sheet flow and the influence of simulated rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 101–118.

Hairsine, P. B. and Rose, C. W., 1992a. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 1. Sheet flow, *Water Resources Research*, 28, 237-243.

Hairsine, P. B. and Rose, C. W., 1992b. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 2. Rill flow, *Water Resources Research*, 28, 245-250.

Harris, F.A., Boasiako, O.A., Wakatsuiki, T. and Eric, T.A., 2012. Estimation of soil erodibility and rainfall erosivity patterns in the agroecological zones of Ghana. *Journal of Soil Science and Environmental Management* Vol. 3(11), pp. 275-279.

Haynes, R.J. and Swift, R.S., 1990. Stability of soil aggregates in relation to organic constituents and soil water content. *Journal of Soil Science*, 41: 73-83.

Heddadj, D., 1997. La lutte contre l'érosion en Algérie. *Bull. Réseau Erosion* 17, 168-175.

Helming, A., Romkens, M.J.M. and Prasad, S.N., 1998. Surface roughness related processes of runoff and soil loss: a flume study. *Soil Science Society of America Journal* 62, 243–250.

Hénin, S., Monnier, G. and Combeau, A., 1958. Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Annales Agronomiques*, 9: 73-92.

Hessel, R., Jetten, V. and Zhang, G.H., 2003. Estimating Manning's n for steep slopes. *Catena* 54(1–2):77–91.

Heusch, B., 1970 L'érosion du Pré-Rif. Une étude quantitative de l'érosion hydraulique dans les collines marneuses du Pré-Rif occidental ; Thèse et annales de la station de Recherches Forestière de Rabat; Tome 12, 176 p.

Holden, J. and Burt, T. P., 2002. Piping and pipeflow in a deep peat catchment. *Catena* 48: 163-99.

Holden, J, Kirkby, M.J., Lane, S.N., Milledge, D.G., Brookes, C.J., Holden, V. and McDonald, A.T., 2008. Overland flow velocity and roughness properties in peatlands. *Water Resources Research*, 44: 663-671. DOI: 10.1029/2007wr006052.

Horton, R.E., Leach, H.R. and Van Vliet, R., 1934 laminar sheet flow. *Transactions of the American Geophysical Union*, 2, 393-404.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56, 275–370.

- Hu, W., Zheng, F.L. and Bian, F., 2016. The directional components of splash erosion at different raindrop kinetic energy in the Chinese Mollisol Region. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 80 (5), 1329–1340.
- Hu, F., Liu, J., Xu, C., Du, W., Yang, Z., Liu, X., and Zhao, S., 2018a. Soil internal forces contribute more than raindrop impact force to rainfall splash erosion. *Geoderma*, 330, 91–98.doi:10.1016/j.geoderma.2018.05.031.
- Hu, F., Liu, J., Xu, C., Wang, Z., Liu, G., Li, H., & Zhao, S., 2018b. Soil internal forces initiate aggregate breakdown and splash erosion. *Geoderma*, 320, 43–51.doi:10.1016/j.geoderma.2018.01.019.
- Huang, C., 1995. Empirical Analysis of Slope and Runoff For Sediment Delivery from Interrill Areas. *Soil Science Society of America Journal*, 59(4), 982.doi:10.2136/sssaj1995.03615995005900040004x.
- Huang, C., and Bradford, J. M., 1993. Analyses of Slope and Runoff Factors Based on the WEPP Erosion Model. *Soil Science Society of America Journal*, 57(5), 1176.doi:10.2136/sssaj1993.03615995005700050002x.
- Hudson, N.W., 1965. The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion with particular reference to Southern Rhodesia. MSc Thesis, University of Cape Town.
- Hudson, J. 1987. The Age, Regional, and Industrial Structure of Company Liquidations. *Journal of Business Finance & Accounting*, 14(2), 199–213. doi:10.1111/j.1468-5957.1987.tb00539.x.
- Hudson, N., 1992. *Land Husbandry*. Batsford, London, 192 p.
- Hudson, N., 1995. *Soil conservation*, 3rd ed. 391pp, BT Batsford, London.
- Hudson, N., 1996 *Mesures de terrain de l'érosion et de l'écoulement des eaux de surface*. Bulletin pédologique de la FAO 68.
- Imeson, A.C., 1977. A simple field-portable rainfall simulator for difficult terrain. *Earth Surface Processes* 2: 431–6.
- Jayawardena, A. W., & Rezaur, R. B., 1999. Evaluation of an interrill soil erosion model using laboratory catchment data. *Hydrological Processes*, 13(1), 89–100.doi:10.1002/(sici)1099-1085(199901)13:1<89::aid-hyp677>3.0.co;2-t
- Jayawardena, A.W. and Rezaur, R.B. 2000. Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong. *Hydrological Processes* 14: 1069–82.
- Johnson, C.B., Mannering, J.V. and Moldenhauer, W.C., 1979. Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses. *Soil Science Society of America Journal* 43, 772–777.
- Joss, J. and Waldvogel, A., 1967. Ein Spectrograph für Niederslagströpfe mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysics* 68, 240-246.

- Joss, J., Thams, J.C. & Waldvogel, A., 1968. The variation of raindrop size distributions at Locarno. In: Proc. Int. Conf. on Cloud Physics (Toronto, Ontario, Canada), 369-373.
- Julien, P. Y. and Simons, D. B., 1985. Sediment transport capacity of overland flow, Transactions of ASAE, 28 (3), 755–762.
- Kavian, A., Mohammadi, M., Cerda, A., Fallah, M., & Abdollahi, Z., 2018. Simulated raindrop's characteristic measurements. A new approach of image processing tested under laboratory rainfall simulation. CATENA, 167, 190–197. doi:10.1016/j.catena.2018.04.034.
- Keller, J. and Bleisner, R. D., 1990. Sprinkler and trickle irrigation. Van Nostrand, NY.
- Kenlegan, G.H., 1938. Laws of turbulent flow in open canals. Paper RP 1151. Journal of research, USA National Bureau of Standards 21, 707-41.
- Kessler, E. and Wilks, K.E., 1968. Radar measurement of precipitation for hydrologic purposes. Reports on WMO/IHD project. Report No. 5, 46p.
- Kilinc, M., and Richardson, E.V., 1973. Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall. Colo. State Univ., hydrologic paper, number 63, ft. Collins, Colorado.
- Kinnell, P. I. A., 1973: Soil conservation. Edition. Baksford. USA.
- Kinnell, P. I. A., 1980. Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. Soil Science Society of America Proceedings 45, 153-155.
- Kinnell, P.I.A., 1981. Rainfall intensity-kinetic energy relationship for soil loss prediction. Soil Science Society of America Journal 45, 153–155.
- Kinnell, P.I.A., 1982. Laboratory studies on the effect of drop size on splash erosion. J. agric. Enging 27, 431-439.
- Kinnell, P.I.A., 1990. The mechanics of raindrop induced flow transport. Australian Journal of Soil Research, 28(4), 497. doi:10.1071/sr9900497.
- Kinnell, P. I. A., 1991. The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows, Am. Soc. Agric. Eng., 34(1), 161–168.
- Kinnell, P.I.A., 1993a. Interrill erodibilities based on the rainfall intensity flow discharge erosivity factor. Australian Journal of Soil Research, 31(3), 319. doi:10.1071/sr9930319.
- Kinnell, P. I. A., 1993b. Sediment concentrations resulting from flow depth/drop size interactions in shallow overland flow, Trans. ASAE, 36(4), 1099–1103.

- Kinnell, P. I. A., 2000. The Effect of Slope Length on Sediment Concentrations Associated with Side-Slope Erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 1004. doi:10.2136/sssaj2000.6431004x.
- Kinnell, P.I.A., 2001. Particle travel distances and bed and sediment compositions associated with rain-impacted flows. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 749–758.
- Kinnell, P.I.A., 2005. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrol. Process.* 19, 2815–2844.
- Kinnell, P.I.A., 2006. Simulations demonstrating interaction between coarse and fine sediment loads in rain-impacted flow. *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 355–367.
- Kløve, B., 1998. Erosion and sediment delivery from peat mines. *Soil and Tillage Research*, 45(1-2), 199–216. doi:10.1016/s0933-3630(97)00018-4
- Knapen, A., Poesen, J., Govers, G., Gyssels, G., & Nachtergaele, J., 2007. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Science Reviews*, 80(1-2), 75–109. doi:10.1016/j.earscirev.2006.08.001.
- Lafforgue, A. and Naah, E., 1976 - Exemple d'analyse expérimentale des facteurs du ruissellement sous pluies simulées, *Cah. Orstom, Hydrol.*, 13 (3) : 195-237.
- Lal R., 1976. Soil erosion problems on an Aifisol in Western Nigeria and their control. IITA Ibadan, Nigeria, monograph 1, 126 p.
- Lal, R., 1990. *Soil erosion in the tropics: principles and management*. McGraw-Hill, New York.
- Lal, R. and Elliot, W., 1994. Erodibility and erosivity. In: Lal R. (Ed.), *Soil Erosion Research Methods*. Soil and Water Conservation Society and St. Lucie Press. USA. pp. 181–208.
- Lal, R. and Greeland, D. J., 1977. *Soil conservation in the humids tropics*. Jhon Wiley and Sons ltd-G.B.
- Langford, K. J. & Turner, A. K., 1973. An experimental study of the application of kinematic wave theory to overland flow. *J. Hydrol.* 18, 125-245.
- Laouina, A., 1992. Recherches actuelles sur l'érosion au Maroc. *Bulletin du Réseau Érosion*, vol. 12, p. 292-299.
- Laouina, A., 1998 - Dégradation des terres dans la région méditerranéenne du Maghreb. *Bull. Réseau Érosion*, 18: 33-53.
- Laws, J. O., 1941, Measurements of the fall velocities of waterdrops and raindrops. *Transactions- American Geophysical Union*, 22, 709-721.
- Laws, J.O. and Parsons, D.A., 1943. The relationship of raindrop size to intensity. *Trans. Am. Geophys. Union* 24, pages: 452-460.

Le Bissonnais, Y., Bruand, A. and Jamagne, M., 1989. Laboratory experimental study of soil crusting: relation between aggregate breakdown and crust structure. *Catena*, 16: 377-392.

Le Bissonnais, Y., 1990. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. In: R.B. Bryan (Editor), *Soil erosion - experiments and models*, pp. 13-28.

Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, 47:425-437.

Le Bissonnais, Y., 2000. Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. *Ingénieries - E A T*, IRSTEA édition, p. 27 - 36.

Le Bissonnais Y. et Le Souder C., 1995. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols*, 2, 1, pp. 43-56.

Le Bissonnais, Y. and Singer, M.J., 1993. Seal formation, runoff, and interrill erosion from seventeen California soils. *Soil Science of America Journal*, erosion from tilled loess soils. *Catena*, 24.

Le Bissonnais Y., Renaux B. and Debouche H., 1995. Interactions between soil floods, proceedings of the NATO advanced study institute on coping with floods, 473 p.

Leguédois, S., Planchon, O., Legout, C., and Le Bissonnais, Y., 2005. Splash projection distance for aggregated soils. theory and experiment. *Soil Science Society of America Journal*, 69(1):30-37.

Legout, C., Leguedois, S. and Le Bissonnais, Y., 2005a. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared with aggregate stability measurements. *Eur. J. Soil Sci.* 56 (2), 225-238.

Legout, C., Leguedois, S., Le Bissonnais, Y. and Malam Issa, O., 2005b. Splash distance and size distributions for various soils. *Geoderma* 124 (3), 279-292.

Leonard J. and Richard G., 2004. Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. *Catena*, vol. 57, n° 3, p. 233-249.

Li, G., Abrahams, A.D. and Atkinson, J.F., 1996. Correction factors in the determination of mean velocity of overland flow. *Earth Surf Process Landf* 21(6):509-515.

Li, G., 2009. Preliminary study of the interference of surface objects and rainfall in overland flow resistance. *Catena* 78, pp: 154-158.

Li, Z.B., Qin, B.S., Kang, W., Li, P. Li, W. and Wei, X., 2008. Indoor experimental studies on hydrodynamic characteristics of runoff in rill erosion procession steep slope. *Trans Chin Soc.Agric Eng* 24(6):64–68.

Li, X. and Wei, X., 2015. Experimental study on the spatial variation of hydrodynamic parameters for hillslope-gully side erosion system in loess landscapes, *Proc. IAHS*, 368, 466-471, <https://doi.org/10.5194/piahs-368-466>.

Li, T., Liang, C., Zhang, Y., & Zhao, P., 2017. Comparison and validation of the ratio of Manning coefficient to flow depth for soil erosion prediction using published data with different external impacts. *Journal of Soils and Sediments*, 17(6), 1682–1695.[doi:10.1007/s11368-016-1645-5](https://doi.org/10.1007/s11368-016-1645-5).

Li, C., Holden, J., & Grayson, R., 2018a. Effects of needle ice on peat erosion processes during overland flow events. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123. <https://doi.org/10.1029/2017JF004508>.

Li, C., Holden, J. & Grayson, R., 2018b. Effects of rainfall, overland flow and their interactions on peatland interrill erosion processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43, 1451-1464.

Li, Z.W., Zhang, G.H., Geng, R., Wang, H. and Zhang, X.C., 2015. Land use impacts on soil detachment capacity by overland flow in the Loess Plateau, China. *Catena* 124, 9–17.

Li, T., Li, S., Liang, C., He, B., & Bush, R. T., 2019. Erosion vulnerability of sandy clay loam soil in Southwest China: Modeling soil detachment capacity by flume simulation. *CATENA*, 178, 90–99.[doi:10.1016/j.catena.2019.03.008](https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.03.008).

Loch, R.J., 1994. A method for measuring aggregate water stability with relevance to surface seal development. *Australian Journal of soil Science*, (32) 687-700.

Liu, J. Y. and Orville K.E., 1969. Numerical modeling of precipitation and shadow effects on mountain induced cumuli. *J. Atmos. Sci.* 26 : 1286.

Liu, W., Luo, Q., Wang, P., Lu, H., Liu, W., Li, H., 2015. The effects of conversion of tropical rainforest to rubber plantation on splash erosion in Xishuangbanna, SW China. *Hydrol. Res.* 46, 168–174.

Liu, B. Y., Nearing, M. A. and Risse. L. M., 1994. Slope gradient effects on erosion for high slopes. *Trans. ASAE* 37(6): 1835–1840.

Liu Q.Q. and Singh, V.P., 2004. Effects of microtopography, slope length and gradient, and vegetative cover on overland flow through simulation. *J Hydrol Eng* 9(5):375–382.

Loffer-Mang, M. and Joss, J., 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal os Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol 17, n°2, pp 130-139.

- Lopez-Bermudez, F. et Rognon P., 1996. Érosion hydrique, désertification et aménagement dans l'environnement méditerranéen semi-aride, Méd-Campus, Murcia, 258 p.
- Low, A. J. 1954. The study of soil structure in the field and the laboratory. *Journal of Soil Science*, 5, 57-74.
- Lozet J et Clement, M., 1986. *Science du sol*. Edition. Lavoisier. Paris.
- Lu, J., Zheng, F.L., Li, G.F., Bian, F. and An, J., 2016. The effects of raindrop impact and runoff detachment on hillslope soil erosion and soil aggregate loss in the Mollisol region of Northeast China. *Soil Till Res* 161:79–85.
- Lu, J.Y., Su, C.C., Lu, T.F. and Maa, M.M., 2008. Number and volume raindrop size distributions in Taiwan. *Hydrol. Process.* 22, 2148–2158.
- Ludwig B., Auzel A.V., Boiffin J., Papy F., King D., & Chadoeuf J., 1996. Etats de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France, Réseau Erosion Bulletin 16, ORSTOM, Montpellier, France: p152-168.
- Luk, S.H. and Merz, W., 1992. Use of the salt tracing technique to determine the velocity of overland flow. *Soil Technol* 5:289–301.
- Maaliou, A. and Mouzai, L., 2018. The relations between the rainfall erosivity index A_i and the hydraulics of overland flow and sediment concentration in sandy soils. *Polish journal of soil science*. Vol. LI/1, 41-58. DOI: 10.17951/pjss/2018.51.1.41.
- Mabit, L., Bernard, C., Laverdière, M.R. et Wicherek, S. 1998. Spatialisation et cartographie des risques érosifs à l'échelle d'un bassin versant agricole par un radio-isotope (^{137}Cs). *Etude et gestion des sols*. 5(3) : 171-180.
- Mancilla, G. A., Chen, S., & McCool, D. K., 2005. Rill density prediction and flow velocity distributions on agricultural areas in the Pacific Northwest. *Soil and Tillage Research*, 84(1), 54–66. doi:10.1016/j.still.2004.10.002
- Marshall, J. S., Langille, R. C., & Palmer, W. M. K., 1947. Measurement of Rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, 4(6), 186–192. doi:10.1175/1520-0469(1947)004<0186:morbr>2.0.co;2.
- Marshall, J.S., Palmer, W.M., 1948. Relation of drop size to intensity. *J. Meteorol.* 5, 165–166.
- Martz, L.W., 1992. The variation of soil erodibility with slope position in a cultivated Canadian prairie landscape. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 543–556.
- McCalla, T. M., 1944. Waterdrop method of determining stability of soil structure. *Soil Science*, 85, 117-122.

Mckyes E., 1985. Peatmoss effect on the physical and hydraulic characteristics of compacted soils. Transactions of the ASAE 28, 420 – 424.

Meguenni et Reminni B., 2008. Evaluation du débit solide dans le bassin versant de HERREZA (Algerie). Larhyss Journal ,ISSN 1112-3680 ,n07,pp.7-19.

Mériaux S., 1961. Action de challenge sur les composantes de la structure et sur l'état de la saturation du sol.

Meyer, L.D., 1958. An investigation of methods for simulating rain fall on standard runoff plots and a study of the drop size velocity and kinetic energy of selected spray nozzles USDA, ARS, Spec. Rep. n° 81.

Meyer, L. D., 1981. How rain intensity effects interrill erosion. Trans. of the A.S.A.E. Vol 24 N° 6 pp 1472-1475.

Mikoš, M., Jošt, D., & Petkovšek, G., 2006. Rainfall and runoff erosivity in the alpine climate of north Slovenia: a comparison of different estimation methods. Hydrological Sciences Journal, 51(1), 115–126.doi:10.1623/hysj.51.1.115

Miller, W.P., and Baharuddin, M. K., 1987. Interrill erodibility of highly weathered soils. Communication in Soil Science and Plant Analysis, 18(9):933–945.

Montovani, E. C., Villalobos, F. J., Orgaz, F. and Ferreres, E., 1995. Modelling the effects of sprinkler irrigation on crop yield. Agricultural Water Management 27 p: 243-257.

Moore, I. D. and Burch, G. J., 1986. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. Water Resources Research, 22, 1350-1360.

Morgan, R.P.C. 1985. Effect of corn and soybean canopy on soil detachment by rainfall. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 28: 1135–40.

Morgan, R. P. C., Quinton, J. N., Smith, R. E., Govers, G., Poesen, J. W. A., Auerswald, K. and Styczen, M. E., 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. Earth Surface Processes and Landforms, 23(6), 527–544. doi:10.1002/(sici)1096-9837(199806)23:6<527::aid-esp868>3.0.co;2-5

Morgan, R. P. C., 2005. Soil erosion and conservation. 3rd edition, Blackwell Science Ltd. 304p.

Morsli, B., Habi, M., Mazour, M., Hamoudi, M. et Halitim, A., 2012. Erosion et ruissellement en montagnes méditerranéennes d'Algérie du Nord : analyse des facteurs conditionnels sous pluies naturelles et artificielles. Rev. Mar. Sci. Agron. Vét. 1, 33-40.

Mosley, M.P., 1982. The effect of a New Zealand beech forest canopy on the kinetic energy of water drops and on surface erosion. Earth Surface Processes and Landforms

7: 103–7.

Moss, A.J., Walker, P.H. and Hucta, J., 1979. Raindrop-Simulated Transportation In Shallow Flows: An Experimental study. *Sediment. Geol.*, vol.22. pages: 165-184.

Moss, A. J. and Green, P., 1983. Movement of solids in air and water by raindrop impact: Effects of drop-size and water-depth variations, *Aust. J. Soil Res.*, 21, 257–269, 1983.

Moss, A.J, & Green, T.W.,1987. Erosive effects of the large water drops (gravity drops) that fall from plants. *Australian Journal of Soil Research*, 25(1), 9.doi:10.1071/sr9870009.

Moss, A.J., Walker, P.H. and Hutka, J., 1980. Movement of loose, sandy detritus by shallow water flows: An experimental study. *Sedimentary Geology*, 25(1–2):43–66.

Moussouni A., Mouzai L. and BouhadeF M., 2014. The effect of raindrop kinetic energy on soil erodibility. *International Journal of Environmental, Ecological, Geological and Geophysical Engineering* Vol:8, No:12, 2014.

Moussouni A., Mouzai L. and BouhadeF M., 2013. The effects of rain and overland flow powers on agricultural soil erodibility. *Journal World Academy of Science, Engineering and Technology*. V 76, pp 439-442.

Moussouni A., Mouzai L. and BouhadeF M., 2012. Laboratory experiments: influence of rainfall characteristics on runoff and water erosion. *Journal World Academy of Science, Engineering and Technology*. V68, pp1540-1543.

Mouzai, L., 1992. Drop characteristics and rainsplash effects on the hydraulics of overland flow and on soil erosion. A thesis submitted in fulfillment of the requirements for the degree of Ph.D, Geography Departement in the University of Sheffield.

Mouzai, L. and BouhadeF, M., 2003. Water drop erosivity: Effects on soil splash Erosivité de la goutte d'eau: Effets sur l'arrachement des particules de sol. *Journal of Hydraulic Research*, 41(1):61-68.

Mutchler, C. K., and McGregor, K. C., 1983. Erosion from low slopes, *Water Resour. Res.*, 19(5), 1323– 1326.

Neal, J.H., 1938. Effect of degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion. *Agric. Eng.* 19, 213– 217.

Nasri. S., Hamza, A., et Sfar, F., 1997. Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les bassins versants de l'Oued Ettiouir. Tunisie. *Bulletin N°17. Réseau érosion ORSTOM – Montpellier*.

Nearing M.A. and Bradford J. M., 1985. Surface water drop splash detachment and mechanical properties of soil. *Soil Sci. Am. J.* : 547-548.

- Nearing, M.A., Lane, L.J., Alberts, E.E. and Laflen, J.M., 1990. Prediction technology for soil erosion by water: status and research needs. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1702–1711.
- Nearing, M.A., Bradford, J.M. and Parker, S.C., 1991. Soil detachment by shallow flow at low slopes. *Soil Science Society of America Journal* 55(2): 339–344.
- Nearing, M. A., Foster, G. R. L., Lane, J. & Finkner, S. C., 1989. A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. *Transactions of the ASAE*, 32(5), 1587–1593. doi:10.13031/2013.31195 .
- Nearing, M. A., L. D. Norton, D. A. Bulgakov, G. A. Larionov, L. T. West, and K. M. Dontsova, 1997. Hydraulics and erosion in eroding rills. *Water Resources Research* 33(4): 865–876.
- Nearing, M.A., Simanton, J.R., Norton, L.D., Bulygin, S.J. and Stone, J., 1999. Soil erosion by surface water flow on a stony, semiarid hillslope. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 677–686.
- Nicou, R., Outtara, B., Somé, L., 1990. Effets des techniques d'économie de l'eau à la parcelle sur les cultures céréalières (sorgho, maïs, mil) au Burkina Faso. *L'Agronomie Tropicale*, 45(1), 43-57.
- Nikuradse, J., 1933. *Strömungsgesetze in rauhen Röhren*. (Laws of Turbulent Pipe Flow in Rough Pipes.) (VDI-Forschungsheft, No. 361) (in German) (translated in NACA Tech. Memo. No. 1292, 1950).
- Nyssen J., H. Vandenreyken, J. Moeyersons, J. Deckers, Mitiku Haile, C. Salles and G. Govers, 2005. Rainfall erosivity and variability in the Northern Ethiopian Highlands. *Journal of Hydrology* 311 (2005) 172-187.
- Oliveira, P. T. S., Wendland, E., & Nearing, M. A., 2013. Rainfall erosivity in Brazil: A review. *CATENA*, 100, 139–147. doi:10.1016/j.catena.2012.08.006.
- Onaga, K., Shirai, K. and Yoshinaga, A. 1988. Rainfall erosion and how to control its effects on farmland in Okinawa. In Rimwanich, S. (ed.), *Land conservation for future generations*. Department of Land Development, Bangkok: 627–39.
- Owoputi, L. O. & Stolte W. J., 1995. Soil Detachment in the Physically Based Soil Erosion Process: A Review. *Transactions of the ASAE*, 38(4), 1099–1110. doi:10.13031/2013.27927.
- Ozoko D.C. and Edeani C., 2015. Relationship between Soil Erodibility, Rainfall Erosivity and Geotechnical Parameters for Soils in Gully Erosion Sites in Urualla, Imo State, Nigeria. *International Journal of Science and Research (IJSR)*. Volume 4 Issue 6.
- Pal I. and Al-Tabbaa A., 2009. Suitability of different erosivity models used in RUSLE2 for the south west Indian region. Department of Engineering. University of Cambridge, Trumpington street, Cambridge CB IPZ, UK.

- Palmer, V. J., 1946. Retardance coefficients for low flow in channels lined with vegetation, *Trans. ASAE*, 27(2), 187–197.
- Pan, C, and Shangguan Z., 2006. Runoff hydraulic characteristics and sediment generation in sloped grassplots under simulated rainfall conditions. *Journal of Hydrology* 331: 178–185.
- Papy F. and Douyer C., 1991. Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie* 11, p : 201– 215.
- Park, S.W., Mitchell, J.K. and Bubbenzer, G.D., 1983. Rainfall characteristics and their relation to splash erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering* 26, 795–804.
- Planchon, O., Fritsch, E., and Valentin, C., 1987. Rill development in a wet savannah environment. *Catena supplement* 8, 55-70.
- Pieri, L., Bittelli, M., Hanuskova, M., Ventura, F., Vicari, A. and Pisa, P.R., 2009. Characteristics of eroded sediments from soil under wheat and maize in the North Italian Apennines. *Geoderma* 154 (1), 20–29.
- Pilotti, M., & Menduni, G., 1997. Application of lattice gas techniques to the study of sediment erosion and transport caused by laminar sheetflow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(9), 885–893. doi:10.1002/(sici)1096-9837(199709)22:9<885::aid-esp787>3.0.co;2-t.
- Parsons, A. J., Abrahams, A. D., & Wainwright, J., 1994. Rainsplash and erosion rates in an interrill area on semi-arid grassland, Southern Arizona. *CATENA*, 22(3), 215–226. doi:10.1016/0341-8162(94)90003-5
- Poesen, J., 1988. A review of the studies on the mechanisms of incipient riling and gullying in Belgian loam regions. *Proc. Of the intern. Symp. On erosion in S.E. Nigeria*. Val 1 13-19.
- Poesen, J., 1985. An improved splash transport model. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 29(2):193–211.
- Poesen, J. and Torri, D. 1988. The effect of cup size on splash detachment and transport measurements. I. Field measurements. *Catena Supplement* 12: 133–6.
- Poesen J., 1990. Erosion process research in relation to soil erodibility and some implications for improving soil quality, 159p.
- Poesen, J., Ingelmo-Sanchez, F. and Mucher, H., 1990. The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 653–671.
- Poesen, J.W., Torri, D. and Bunte, K., 1994: Effect of the rock fragments on soil erosion by water of different spatial scale, 141p.

Polyakov, V.O. and Nearing, M.A., 2003. Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions. *Catena* 51 (1), 33–43.

Probst, J.L. and Bazerbachi, A., 1986. Transport en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, 39, 1, 79-98.

Probst J.L., Amiotte Suchet, P., 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.*, 37, 621-637.

Prosser, I.P. and Dietrich, W.E., 1995. Field experiments on erosion by overland flow and their implications for a digital terrain model of channel initiation. *Water Resources Research* 31: 2867–2876.

Prosser, I. P. & Rustomji, P., 2000. Sediment transport capacity relations for overland flow. *Progress in Physical Geography*, 24(2), 179–193. doi:10.1177/030913330002400202

Quansah, C., 1981. The effect of soil type, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *Journal of Soil Science* 32, 215– 224.

Rahbari Sisakht, S., Majnounian, B., Mohseni Saravi, M., Abdi, E., and Surfleet, C. 2013. Impact of rainfall intensity and cutslope material on sediment concentration from forest roads in northern Iran. *iForest - Biogeosciences and Forestry*, 7(1), 48–52. doi:10.3832/ifor0097-007.

Rampon, A., 1987. Sédimentation et barrage : Erosion et transport : les dépôts dans les barrages. CEMAGREF, Groupement d'Antony. Division de mécanique des sols et génie civil. Mémoire N°18. Paris.

Rauws, G., 1987. The initiation of rills on plane beds of non-cohesive sediments. In *Rill Erosion: Processes and significance* (Eds. R. Bryan), *Catena Supplement* 8, 107-118.

Rauws, G., & Covers, G., 1988. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *Journal of Soil Science*, 39(1), 111–124. doi:10.1111/j.1365-2389.1988.tb01199.x.

Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K. and Yoder, D. C., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). *USDA Agricultural Handbook* 703. USDA, Washington D. C., 384 pp.

Rango A. & Arnoldus H.M.J., 1987. Aménagement des bassins versants. *Cahiers techniques de la FAO*.

Reichert, J.M. and Norton, L.D., 2013. Rill and interrill erodibility and sediment characteristics of clayey Australian Vertosols and a Ferrosol. *Soil Res* 51:1–9.

Rémy J.C., Le Bissonnais Y., 1998. Comparaison des phénomènes d'érosion entre le Nord et le Sud de l'Europe : ampleur des problèmes et nature des mécanismes. Bull. Réseau Érosion ; 18: 15-32.

Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., Mac Cool, D.A., and Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), Agric. Handb. U. S. Gov. Print. Office, Washington, D C.

Riezebos, H. Th. 1979. Geomorphology and soils of Sipaliwini Savanna (S. Suriname). Utrechtse Geografische Studies, 12, Utrecht, 168.

Riezebos, H. Th. and Nachenius, G. M. 1981. An Inventory Physiographical Study of the Area Between Devis Falls and Baruba Creek (W. Suriname), Dept. Physical Geography Utrecht, 68.

Riezebos H. T. and Epema G.F., 1984. Drop shape and erosivity. Part I: experimental setup, theory, and measurements of drop shape. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 9, pp: 567-572.

Riezebos, T. & Epema, G., 1985. Drop shape and erosivity. Part II: Splash detachment, transport and erosivity indices. Earth surface processes and Landforms, 10(1): 69-74.

Riou, 1990. L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux, Masson, 224 p.

Richter, G. and Negendank, J.F.W. 1977. Soil erosion processes and their measurement in the German area of the Moselle river. Earth Surface Processes 2: 261-78.

Romkens, M.J.M. and Wang, J.Y., 1986. The effect of Tillage on surface roughness. Trans. ASAE 29, pages: 429-433.

Romkens, M.j.M., Young, R.A., Poesen, J.W.A., McCool, D.K., El-Swaify, S.A., and Bradford, J.M., 1997. Publication supersedes Agriculture Handbook No. 537, titled Prediction Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation' Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA. Chapter 3: Soil erodibility factor (K).pp: 68-81.

Romkens, M.J.M., Helming, A. and Prasad, S.N., 2001. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. Catena 46, 103-123.

Roose E., 1973. Etude et travaux de dix années de mesures de l'érosion et ruissellement au Sénégal. 73p.

Roose, E.J. 1975. Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest: vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. ORSTOM, Adiopodoumé, Ivory Coast.

Roose, E.J. 1976. Contribution à l'étude de l'influence de la mésofaune sur la pédogenèse actuelle. Rapports ORSTOM, Abidjan: 2-23.

Roose, E., 1981. Dynamique actuelle de sols ferralitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Étude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières sous végétations naturelles ou cultivées. ORSTOM, Paris (France). Collection travaux et documents, no 130, Thèse d'État Orléans. 569 p.

Roose E. 1985. Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical. Conséquences sur les méthodes antiérosives. *Machinisme Agricole Tropical* - No 87

Roose E., 1994 - Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bull. Pédol. FAD*, 70, 420 p.

Roose, E.J., 1977. Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, no 78, 108 p.

Roose, E. et Asseline, J., 1978. Mesure des phénomènes d'érosion sous pluies simulées aux cases d'érosion d'Adiopodoumé. II – Les charges solides et solubles des eaux de ruissellement sur sol nu et diverses cultures d'ananas. *Cah. ORSTOM, Pédol.* 16 (1), 43-72.

Roose E., Arabi M., Chebbani R., Mazour M. et Morsli B., 1993. Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne Algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification sur la production agricole par la GCES : synthèse des campagnes 1984-1995 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. *Cahier ORSTOM, série pédologie*'28(2), pp 289-308.

Roose E., Chebbani R., Bourougaa L., 1999. Ravinement en Algérie : typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. In : *L'influence de l'homme sur l'érosion : 1. A l'échelle du versant. Bulletin - Réseau Erosion*, (19), 122-138 multigr.. *L'Homme et l'Erosion : Colloque International, Yaoundé (CMR)*, 1999/12/09-19.

Roose, E.J. and Lelong, F., 1976. Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale. *Etudes sur petites parcelles expérimentales de sol. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), Vol. xviii, fasc. 4, 365-374, Paris.

Rose, C. W, Williams, J.R, Sander, G.C and Barry, D.A., 1983. A mathematical model of soil erosion and deposition processes: I. theory for a plane land elements. *Soil Sci. Soc. Am. J*, Vol 47. Pages: 991-995.

Rosewell, C.J. 1986. Rainfall kinetic energy in eastern Australia. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25: 1695–701.

Russam, K. and Ross, N.F., 1968. The Depth of Rain Water on Road Surfaces. *Road Research Laboratory, Ministry of Transport Report No. LR 236*. 25pp.

Saha, R.J., Tomar, J.M.S. and Ghosh, P.K., 2007. Evaluation and selection of multipurpose tree for improving soil hydro-physic behavior under hilly eco-system of north east India. *Agroforestry Systems* 69,239–247. doi:10.1007/s10457-007-9044-y

Salles, C., Poesen, J., and Govers, G., 2000. Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy. *Water Resources Research*,

Sari D, 1977. L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis (Algérie), SNED, Alger. 624P.

Savat, J., 1977. The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall earth surface process, vol. 2, pp: 125-140.

Savat, J. 1978. 'L'hydraulique du ruissellement en nappe mince sur un loess nu et sous couverture steppique simulée en laboratoire', in Alexandre, J. (Ed.), *Géomorphologie Dynamique dans les Régions Intertropicales*, Presses univ. Zaire, 131-142.

Savat, j., 1980. Resistance to flow in rough super-critical sheet flow. *Earth Surface Processes*, Vol 5. Pages: 103-122.

Savat, J. and De Ploey, J. 1982. Sheetwash and rill development by surface flow. In Bryan, R. and Yair, A. (eds), *Badland geomorphology and piping*. Geo Books, Norwich: 113–26.

Schultz, J. P., Jarret, A. R. and Hoover, J. R. 1985. Detachment and splash of a cohesive soil by rainfall, *Trans. ASAE*, 28, 1878–1884.

Schumm, S. A., 1956. The role of creep and rainwash on the retreat of badlands lope. *7Am. Jour. Sci.*, V. 254, 693-706.

Schumm, S. A., 1962. Erosion on miniature pediments in badlands national monument, south Dakota. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 73, 719-724.

Sekhon, R.S. and Srivista, R.C., 1971. Doppler radar observations of drop size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.* 28: 983-994.

Sempere Torres, D., Salles, C. Creutin, J. D. and Delrieu, G., 1992. Quantification of soil detachment by raindrop impact : performance of classical formulae of kinetic energy in Mediterranean storms. *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basin*. IAHS Publ. n°. 210.

Shainberg, I., 1992. Chemical and mineralogical components of crusting. In: M.E. Sumner and B.A. Stewart (Editors), *Soil Crusting: Physical and Chemical Processes*, Lewis, Boca Raton, Florida.

Shainberg, I., Laflen, J. M., Bradford, J. M., & Norton, L. D., 1994. Hydraulic Flow and Water Quality Characteristics in Rill Erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 58(4), 1007. doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800040002x.

Sharma, P. and Gupta, S., 1989. Sand detachment by single rain drops of varying kinetic energy and momentum. *Soil science society of America Journal* 53. 1005-1010.

- Sharma, P.P., Gupta, S.C. and Rawls, W.J., 1991. Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Science Society of America Journal* 55: 301–307.
- She, D.L., Fei, Y.H., Liu, Z.P., Liu, D.D. and Shao, G.C., 2014. Soil erosion characteristics of ditch banks during reclamation of a saline/sodic soil in a coastal region of China: field investigation and rainfall simulation. *Catena* 121(5):176–185.
- Shih, H.M. and Yang, C. T., 2009. Estimating overland flow erosion capacity using unit stream power. *International Journal of Sediment Research*, 24(1): 46-62.
- Shinohara, Y., Ichinose, K., Morimoto, M., Kubota, T., & Nanko, K., 2018. Factors influencing the erosivity indices of raindrops in Japanese cypress plantations. *CATENA*, 171, 54–61. doi:10.1016/j.catena.2018.06.030.
- Schmidt, J., 1993. Modeling long-term soil loss and landform change. In: A.J. Parsons, A.D. Abrahams (eds.), *Overland flow Hydraulics and Erosion Mechanics*, UCL Press, London.
- Singer, M. J., Matsuda, Y., & Blackard, J., 1981. Effect of Mulch Rate on Soil Loss by Raindrop Splash¹. *Soil Science Society of America Journal*, 45(1), 107. doi:10.2136/sssaj1981.03615995004500.
- Sirjani E. and Mahmoodabadi, M., 2012. Effects of sheet flow rate and slope gradient on sediment load. *Arab J Geosci* 7:203–210.
- Smith, J.A., and De Veaux, R.D., 1992. The temporal and spatial variability of rainfall power. *Environ metrics*, Vol. 3, p. 29.
- Smith, R. M. and Cernuda, C. F. 1950. Some applications of water drop stability testing to tropical soils of Puerto Rico, *Soil Science*, 71, 337-345.
- Souter M., André M. et André M., 2007. Ingénierie des eaux et du sol processus et aménagement. La collection « science et technologie de l’environnement » 289p.
- Spilhaus, A. F., 1948. Drop size, intensity, and radar echo of rain. *Journal of Meteorology*, 5(4), 161–164. doi:10.1175/1520-469(1948)005<0161:dsiare>2.0.co;2.
- Steiner, M. & Smith, J.A., 2000. Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra. *J. Appl. Met.* 39(11), 1923–1940.
- Swenne, M. and Riezebos, H. Th. 1979. De erosiviteit van gesimuleerde regen, *Berichten Fysisch Geografische Afdeling*, 12, Utrecht, 2 1-42.
- Teixeira, P., and Misra, R., 1997 Erosion and sediment characteristics of cultivated forest soils as affected by mechanical stability of aggregates. *Catena*, 30:119–134.
- Tian, P., XY, X., Pan, C.Z., Hsu, K.L. and Yang, T.T., 2017. Impacts of rainfall and inflow on rill formation and erosion processes on steep hillslopes. *J. Hydrol* 548:24–39.

- Torri, D., Sfalanga, M., and Del Sette, M., 1987 : Splash detachment: runoff depth and soil cohesion. *Catena*, 14: 149-155.
- Touaibia B., 2010. Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Sécheresse en ligne Sécheresse* 2010 ; 21 (1e) : 1-6.
- Touaibia Bénina, 1999. Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales: bassin versant de l'Oued Mina. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 44(6).
- Truman, C.C. and Bradford, J.M., 1993. Relationships between rainfall intensity and the interrill soil loss-slope steepness ratio as affected by antecedent water content. *Soil Science* 156 (6), 405–413.
- Uijlenhoet, R. and Stricker, J.N.M., 1999. A consistent rainfall parameterization based on the exponential raindrop size distribution. *Journal of Hydrology* 218, 101-127.
- Ulsaker L.G. and Onstad, C.A., 1984. Relating rainfall erosivity factors to soil loss in Kenya soil. *Soi. Sci. Soc. Am. J.*, pp: 891-896.
- Uplinger, C.W., 1981. A new formula for raindrop terminal velocity. Abstracts of 20th Conf. Radar Meteorology. Amer. Meteor. Soc., Boston, USA, pp. 389–391.
- Valentin, C. and Bresson, L.M., 1992. Soil crust morphology and forming processes in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55: 225-245.
- Van Asch, T.W., 1980. Water erosion on slopes and landsliding in a mediterranean landscape. *Utrechtse Geografische Studies* 20, 238.
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., and Rosewell, C.J., 2002. Rainfall intensity – kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology* 261: 1-23.
- Van Boxel H. J., 1997. Numerical model for the fall speed of raindrop in a rainfall simulator. Workshop on wind and water erosion.
- Vaezi, A. R., Ahmadi, M., & Cerdà, A., 2017. Contribution of raindrop impact to the change of soil physical properties and water erosion under semi-arid rainfalls. *Science of The Total Environment*, 583, 382–392.doi:10.1016/j.scitotenv.2017.01.078.
- Ven T. C., Maidment, P. and Mays, L. W., 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering 540p.
- Verhaegen, T., 1984. The influence of soil properties on the erodibility of Belgian loamy soils: a study based on rainfall simulation experiments. *Earth Surf. Proc. Landf.* 9, 499– 507.
- Wang, Z., Wang, W.L., Jin, J., Luo, T. and Wang, H., 2010. Comparison of runoff generation, sediment yield and hydrodynamic parameters on the undisturbed and the

disturbed land surface in the Shenfu-Dongsheng coalfield. *Science of Soil and Water Conservation* 8(6):69–74.

Wang, Z., Wang, W.L., Luo, T., Wang, H. and Jin, J., 2011. Hydrodynamics of water flow from disturbed lands by exploitation of Shenfu-Dongsheng coalfield. *Bulletin of Soil and Water Conservation* 31(2):42–45.

Wei, W., Chen, L., Fu, B., Huang, Z., Wu, D. and Gui, L., 2007. The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China. *J. Hydrol.* 335 (3), 247–258.

Willis, P.T., 1984. Functional fits of some observed drop size distributions and parametrization of rain. *L. Atmos. Sci.* 41 (9), 1648-1661.

Wischmeier, W.H. and Smith, D.D., 1958. Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning, Science and Education Administration, United States Department of Agriculture.

Wischmeier W.H., 1959. A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23: 246–248.

Wischmeier W.H., 1966. Relation of Field-Plot Runoff to Management and Physical Factors. *Soil and Water Management and Conservation. Division S-6*, 272-277.

Wischmeier, W.H., Johnson, C.B. & Cross, B.V. 1971. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation*, 20, 150-152.

Wischmeier W. H. and Smith D. D., 1978 - Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. US Department of Agriculture, agricultural handbook n° 537, Science and Education Administration USDA, Washington DC. 58 p.

Wood, D.C., and Brater, E.F., 1961. Laminar flow in rough rectangular channels. *Journal of geophysical research*, vol 36. Pages: 4207-4217.

Wischmeier, W.H. and Mannering, L.V., 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *soil Science Society of America Proceedings*, 33: 131-137.

Wu, B., Wang, Z., Zhang, Q., Shen, N., and Liu, J., 2019a. Evaluating and modelling splash detachment capacity based on laboratory experiments. *CATENA*, 176, 189–196. doi:10.1016/j.catena.2019.01.009.

Wu, B. , Wang, Z., Zhang, Q., Shen, N., and Liu, J., 2019b. Response of soil detachment rate by raindrop-affected sediment-laden sheet flow to sediment load and hydraulic parameters within a detachment-limited sheet erosion system on steep slopes on Loess Plateau, China. *Soil & Tillage Research*. 185, 9-16.

Wu, X., Wei, Y., Wang, J., Xia, J., Cai, C., Wu, L., and Wei, Z., 2017a. Effects of erosion degree and rainfall intensity on erosion processes for Ultisols derived from

- quaternary red clay. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 249, 226–236. doi:10.1016/j.agee.2017.08.023.
- Wu, B., Wang, Z., Zhang, Q., Shen, N., & Liu, J., 2017b. Modelling sheet erosion on steep slopes in the loess region of China. *Journal of Hydrology*, 553, 549–558. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.07.017.
- Wu, P.T. and Zhou, P.H., 1991. The impact of surface slope on raindrop splash erosion. *Bull. Soil Water Conserv.* 11 (3), 8–13 28.
- Wu, P. T. and Zhou, P. H., 1994. The effects of raindrop splash on the sheet flow hydraulic friction factor. *J. Soil Water Conserv.* 8(2):39Y42.
- Yang, C.T., 1972. Unit stream power and sediment transport. *J. Hydraul. Div., A.S.C.E., Proc. Pap.* 9295, 98(HY10): 1805--1826.
- Yang, X., Gray, J., Chapman, G., Zhu, Q., Tulau, M., & McInnes-Clarke, S., 2018. Digital mapping of soil erodibility for water erosion in New South Wales, Australia. *Soil Research*, 56(2), 158. doi:10.1071/sr17058.
- Xing, H., Huang, Y., Chen, X., Luo, B., & Mi, H., 2018. Comparative study of soil erodibility and critical shear stress between loess and purple soils. *Journal of Hydrology*, 558, 625–631. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.01.060.
- Yacoubi, S., Zairi, A., Slatni, A., Molle, B. et Granier, J., 2001. Impact de l'hétérogénéité des apports d'eau d'irrigation sur les niveaux des rendements du blé.
- Young, R.A and Wiersma, J.L.1973. The role of rainfall impact on soil detachment and transport. *Wat. ResourcesResearch*, 9: 1629-1636.
- Zachar, 1982. Soil erosion dupts. In *soil science 10 Bratislova*.
- Zanchi, C. and Torri, D. 1980. Evaluation of rainfall energy in central Italy. In De Boodt, M. and Gabriels, D. (eds), *Assessment of erosion*. Wiley, London: 133–42.
- Ziadat, F.M. and Taimeh, A.Y., 2013. Effect of rainfall intensity, slope, land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. *Land Degrad. Dev.* 24 (6), 582–590.
- Zhang, G.H., Liu, B.Y., Nearing, M.A., Huang, C.H. and Zhang, K.L., 2002. Soil detachment by shallow flow. *Trans ASAE* 45(2):351–357.
- Zhang, G.H., Liu, B.Y., Liu, G.B., He, X.W. and Nearing, M.A., 2003. Detachment of undisturbed soil by shallow flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 713–719.
- Zhang, X.C., Li, Z.B. and Ding, W.F., 2005. Validation of WEPP sediment feedback relationships using spatially distributed rill erosion data. *Soil Sci Soc Am J* 69:1140–1447.

Zhang, G.H., Liu, Y.M., Han, Y.F. and Zhang, X.C., 2009. Sediment transport and soil detachment on steep slopes: I. Transport capacity estimation. *Soil Science Society of America Journal* 73(4): 1291–1297.

Zhang, G.H., Shen, R.C., Luo, R.T., Cao, Y., Zhang, X.C., 2010. Effects of sediment load on hydraulics of overland flow on steep slopes. *Earth Surf Process Landf* 35(15):1811–1819.

Zhang G.S., Chan, K.Y., Oate, A., Heenan, D.P. and Huang, G.B., 2007. Relationship between soil structure and runoff/soil loss after 24 years of conservation tillage. *Soil Till Res* 92(1):122–128.

Zhang X.C., Nearing M.A., Miller W.P., Norton L.D. and West L.T., 1998. Modeling interrill sediment delivery. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 438-444.

Zobeck, T.M. & C.A.Onstad, 1987. Tillage and rainfall effects on random roughness: a review. *Soil and Tillage Research* 9, 1–20.