



UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC



FONDATION 2iE

THESE EN COTUTELLE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

En Science de l'Eau dans l'Environnement Continental

Spécialité : Eaux continentales et Société

Et Docteur de 2iE

En Science et Technologie de l'Eau, l'Energie et l'Environnement

Spécialité : Hydrologie appliquée

Réalisée par :

Lawani A. MOUNIROU

**Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le
bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso :
Quantification et transposition des données**

soutenue le 26 octobre 2012 devant le jury composé de :

M. Christian LEDUC, Directeur de Recherche, Université Montpellier 2	Examineur
M. Hama YACOUBA, Professeur, Fondation 2iE	Directeur de Thèse
M. Jean-Emmanuel PATUREL, CR HDR, Université Montpellier 2	co-Directeur de Thèse
M. Ibrahim B. MOUSSA, Professeur, Université Abdou Moumouni	Rapporteur
M. Luc DESCROIX, CR HDR, IRD, Grenoble	Rapporteur
M. Christian VALENTIN, Directeur de Recherche, IRD, Bondy	Examineur
M. Drissa DIALLO, MC, Université de Bamako	Examineur

Laboratoire HydroSciences Montpellier (UM2)
Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau (2iE)

Tables des matières

Remerciements.....	6
Résumé	7
Abstract.....	8
Liste des figures.....	9
Liste des tableaux	12
Introduction générale	14
Éléments de problématique.....	15
Objectifs de la thèse.....	16
Démarche générale adoptée	16

Chapitre I : Processus hydrologiques, érosifs et transfert d'échelle : état de l'art

I – 1 Introduction	20
I – 2 Processus du ruissellement et d'érosion.....	22
I – 2.1 Définitions.....	22
I – 2.1.1 Qu'est-ce qu'un ruissellement ?.....	22
I – 2.1.2 Qu'est-ce qu'une érosion hydrique ?	23
I – 2.2 Processus	23
I – 2.2.1 Processus du ruissellement	23
I – 2.2.2 Processus d'érosion	25
I – 2.3 Formes de ruissellement et d'érosion	26
I – 3 Facteurs du ruissellement et d'érosion au Sahel.....	28
I – 3.1 Micro-organisations pelliculaires superficielles : croûtes	29
I – 3.1.1 Les croûtes structurales.....	29
I – 3.1.2 Les croûtes de dépôts	29
I – 3.2 Couverture végétale	31
I – 3.3 Activité faunique.....	33
I – 3.4 Topographie et rugosité de surface.....	33
I – 3.4.1 Inclinaison de la pente	33
I – 3.4.2 Longueur de la pente	34
I – 3.5 Facteurs liés au sol	35
I – 4 Appréhension des processus à différentes échelles spatiales.....	36
I – 4.1 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle parcellaire.....	37
I – 4.2 Limites des observations et mesures à l'échelle parcellaire	39
I – 4.3 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle des sous-bassins	41
I – 4.4 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle du bassin	42
I – 4.5 Causes de l'effet d'échelle sur le ruissellement et l'érosion	43
I – 5 Mise à l'échelle en hydrologie : états des connaissances et méthodologie.....	45
I – 5.1 Etat des connaissances générales.....	45
I – 5.2 Etat de l'art au Sahel	47
I – 5.3 Quelques concepts de mise à l'échelle	49
I – 5.3.1 Echelle du processus et échelle de l'observation.....	49
I – 5.3.2 Echelle spatiale et échelle temporelle.....	49
I – 5.3.3 Paramètres d'échelle et problème d'échantillonnage	51
I – 5.3.4 Hétérogénéité, variabilité et transposabilité	53
I – 5.4 Méthodologie.....	55
I – 5.4.1 L'agrégation ou l'Upscaling	55

I – 5.4.2 Limites de la démarche agrégative.....	56
I – 5.4.3 Techniques dimensionnelles	56
I – 6 Conclusion partielle	58

Chapitre II : Zone d'étude, site expérimental et protocole de mesure

II – 1 Contexte climatique et environnemental au Sahel.....	61
II – 1.1 Caractérisation des précipitations au Sahel	63
II – 1.1.1 Déficit pluviométrique au Sahel.....	63
II – 1.1.2 Agressivité des pluies au Sahel	65
II – 1.2 Conséquences de la sécheresse sur l'environnement et les écoulements	65
II – 2 Contexte du milieu physique et humain du site d'étude	67
II – 2.1 Localisation du bassin versant de Tougou.....	67
II – 2.2 Climat.....	68
II – 2.3 Géologie et géomorphologie	69
II – 2.4 Hydrographie.....	69
II – 2.5 Sols et végétation	70
II – 2.6 Caractérisation des états de surface du bassin de Tougou	72
II – 2.8 Contexte humain	75
II – 3 Description du dispositif de mesures	76
II – 3.1 Dispositif expérimental.....	77
II – 3.2 Types de sols, pratiques culturales et caractérisation des propriétés hydrodynamiques des principaux sols.....	80
II – 3.3 Protocole de mesure	81
II – 3.3.1 Mesure de la pluie sur le bassin versant	81
II – 3.3.2 Mesure du ruissellement, d'érosion et prélèvements d'échantillons à la parcelle unitaire.....	82
a) Mesure de la lame d'eau ruisselée.....	82
b) Prélèvements d'échantillons d'eau pour les matières en suspension	82
c) Collecte du charriage de fond	82
II – 3.3.3 Mesure du ruissellement, d'érosion et prélèvements d'échantillons sur les parcelles de 50 et 150 m ²	83
a) Mesure de la lame d'eau ruisselée	83
b) Mesure de charriage de fond (CDF)	84
c) Mesure des matières en suspension (MES)	84
II – 3.3.4 Coefficients de ruissellement et pertes en terre sur les parcelles.....	85
II – 3.3.5 Mesure de débits et prélèvements d'échantillons d'eau aux exutoires des unités hydrologiques et du bassin versant.....	85
II – 4 Données d'étude.....	87
II – 4.3 Problème de mesures et incertitudes.....	89
II – 4.3.1 Incertitudes sur le ruissellement et les écoulements	89
II – 4.3.2 Incertitudes sur l'érosion et les débits solides	89
II – 5 Conclusion partielle.....	90

Chapitre III : Réponse hydrologique et érosive du bassin versant

III – 1 Introduction	92
III – 2 Hydrologie du bassin versant de Tougou	93
III – 2.1 Les précipitations	93

III – 2.1.1 Précipitations annuelles et mensuelles	93
III – 2.1.2 Précipitations journalières	96
III – 2.1.3 Courbes Intensité – Durée – Fréquence	98
III – 2.2 Formation du ruissellement et les écoulements.....	99
III – 2.2.1 Pluie et intensité limite de ruissellement	100
III – 2.2.2 Analyse de la réponse de l'écoulement aux précipitations	101
III – 2.2.3 Coefficients d'écoulement.....	103
III – 2.2.4 Caractéristiques des hydrogrammes événementiels.....	108
a) Formes	108
b) Temps de montée, temps de base et coefficient de pointe.....	109
II – 3 Réponse érosive du bassin versant	110
III – 3.1 Relation débits solides – débits liquides	111
III – 3.1.1 À l'échelle interannuelle.....	112
III – 3.1.2 À l'échelle inter saisonnière	113
III – 3.2 Transports solides en suspension	114
III – 3.2.1 À l'échelle mensuelle	114
III – 3.2.2 À l'échelle annuelle.....	116
III – 3.3 Estimation des dépôts sédimentaires dans la retenue du barrage de Tougou	119
III – 4 Conclusion partielle	121
 Chapitre IV : Etude du ruissellement de la parcelle unitaire au bassin versant	
IV – 1 Introduction	123
IV – 2 Analyse multi-échelle du ruissellement.....	124
IV – 2.1 Démarche expérimentale et données d'étude	124
IV – 2.2 Méthodologie d'analyse	125
IV – 2.2.1 Tests de normalité.....	126
a) Test de Shapiro-Wilk.....	126
b) Test d'Anderson-Darling.....	127
c) Test de D'Agostino	127
IV – 2.2.2 Tests d'égalité des variances	128
a) Test de Bartlett	128
b) Test de Levene	128
IV – 2.2.3 Test d'Analyse de variance à un facteur.....	129
IV – 2.2.4 Tests de Kruskal-Wallis.....	130
IV – 2.3 Résultats	130
IV – 2.3.1 Caractérisation des précipitations	131
IV – 2.3.2 Variabilité spatio-temporelle du ruissellement	133
a) Ruissellement sur sol dégradé : de la parcelle unitaire au sous bassin.....	137
b) Ruissellement sur sol cultivé : de la parcelle unitaire au sous bassin	137
c) Rôles des pratiques culturales sur le ruissellement	139
d) Ruissellement à l'échelle du bassin versant	143
IV – 2.3.3 Détermination et analyse des facteurs déterminants du ruissellement	143
IV – 2.3.4 Analyse statistique du ruissellement aux différentes échelles	145
a) Quelques valeurs statistiques du ruissellement.....	145
b) Résultats des tests statistiques.....	147
IV – 2.3.5 Mesure de l'effet d'échelle : concept du potentiel de ruissellement	148
IV – 2.4 Discussions.....	150
IV – 2.4.1 Ruissellement	150

IV – 2.4.2 Causes de l'effet d'échelle sur les parcelles.....	151
IV – 3 Conclusion partielle	152

Chapitre V : Etude de l'érosion hydrique de la parcelle unitaire au bassin versant

V – 1 Introduction.....	155
V – 2 Analyse multi-échelle de l'érosion hydrique.....	156
V – 2.1 Démarche expérimentale et méthodologie d'analyse	157
V – 2.2 Résultats.....	158
V – 2.2.1 Caractéristiques des sols des parcelles expérimentales	158
V – 2.2.2 Variabilité spatio-temporelle de l'érosion hydrique	159
a) Bilan annuel des pertes en terre à l'échelle parcellaire.....	161
b) Bilan annuel des pertes en terre à l'échelle du bassin versant	163
c) Rôles des pratiques culturales sur l'érosion.....	164
V – 2.2.3 Analyse statistique de l'érosion aux différentes échelles	165
a) Quelques valeurs statistiques de l'érosion hydrique.....	165
b) Résultats des tests statistiques	167
V – 2.2.4 Mesure de l'effet d'échelle de la parcelle sur l'érosion	169
V – 2.3 Discussions.....	170
V – 2.3.1 Erosion hydrique.....	170
V – 2.3.2 Causes de l'effet d'échelle sur l'érosion	172
V – 3 Modélisation de l'érosion hydrique	173
V – 3.1 Estimation des pertes en terre à l'aide du modèle de Wischmeier.....	173
V – 3.1.1 Principes	173
V – 3.1.2 Critique de l'USLE.....	175
V – 3.1.3 Intérêt du modèle USLE.....	176
V – 3.1.4 Application du modèle USLE aux différentes échelles d'observation	176
V – 4 Conclusion partielle.....	178

Chapitre VI : Essais de transposition des données du ruissellement et d'érosion de la parcelle au bassin versant

VI – 1 Introduction	181
VI – 2 Transposition de la parcelle au bassin des données du ruissellement et d'érosion.....	182
VI – 2.1 Approche méthodologique générale.....	182
VI – 2.1.1 Agrégation linéaire classique	183
a) Identification des différents états de surface du bassin versant	183
b) Caractérisation en surfaces élémentaires les différents type d'état de surface.....	183
c) Fonction de production du ruissellement et d'érosion sur chaque état de surface.....	184
d) Simulation de la lame d'eau à l'exutoire du bassin versant de Tougou.....	184
VI – 2.1.2 Similarité hydrologique : développement des nombres adimensionnels.....	184
VI – 2.2 Résultats globaux	186
VI – 2.2.1 Variation du ruissellement et de l'érosion	186
VI – 2.2.2 Formulation du ruissellement aux différentes échelles.....	188
a) Justification de la relation fondamentale de la fonction de production.....	188
b) Fonctions de production sur sols cultivés.....	189
c) Fonctions de production sur sols dégradés et non cultivés	190
VI – 2.2.3 Formulation des pertes en terre aux différentes échelles.....	191
VI – 2.2.4 Agrégation linéaire des résultats de la parcelle au bassin versant	192
a) Reconstitution des lames ruisselées aux exutoires BV1 et BV2 des sous-bassins.....	192

b) Reconstitution des lames ruisselées à l'exutoire BV0 du bassin versant.....	193
c) Estimation à l'échelle du bassin versant du coefficient correcteur	196
d) Reconstitution des pertes en terre aux exutoires des sous-bassins et du bassin	197
VI – 2.2.4 Effets de la taille et lois d'échelle	198
VI – 2.2.5 Relation fonctionnelle entre les nombres adimensionnels.....	199
VI – 2.3 Discussions.....	201
VI – 2.3.1 Agrégation linéaire des données	201
VI – 3 Conclusion partielle	202
Conclusion générale et perspectives.....	205
Références bibliographiques	209
Annexes	233
Article et communications	241

Remerciements

Résumé

La variabilité spatio-temporelle du ruissellement et de l'érosion hydrique n'est pas un fait nouveau. Leurs caractéristiques s'estiment généralement avec une marge raisonnable sur des parcelles d'un à quelques dizaines de m². Avec l'accroissement de la surface, l'hétérogénéité du milieu croît ce qui induit un effet d'échelle. Le passage de la parcelle au bassin versant n'est pas totalement maîtrisé compte tenu de la complexité et de la variabilité des facteurs mis en jeu. L'objectif de cette thèse est de comprendre les processus de ruissellement et de l'érosion dans différents environnements et à différentes échelles spatiales, d'identifier les sources de variation, puis de développer une méthodologie de transposition des résultats de l'échelle parcellaire à l'exutoire du bassin versant. À cet effet, un réseau de dix-huit parcelles expérimentales de différentes tailles, de deux unités hydrologiques ont permis de quantifier le ruissellement et les pertes en terre sur les principaux états de surface du bassin versant de Tougou.

Les résultats obtenus sur les micro-parcelles de 1 m², les parcelles de 50 et 150 m², les unités hydrologiques de 6 et 34 ha et le bassin versant de 37 km², montrent que, tant sur sol cultivés que sur sols dénudés, la lame ruisselée ainsi que les pertes en terres diminuent lorsque la superficie augmente, pour une même pluie et dans des conditions comparables d'humidité préalable des sols. Ce phénomène d'effet d'échelle de la superficie sur l'écoulement et l'érosion est connu des hydrologues qui se heurtent toujours à l'écueil de l'extrapolation des résultats obtenus sur petites superficies à des superficies plus grandes. Nos résultats montrent que l'effet d'échelle observé sur le ruissellement et l'érosion est dû principalement à l'hétérogénéité spatiale des sols (propriétés hydrodynamiques, microrelief) et à sa variabilité (état des variables) et que la dynamique temporelle de l'intensité de la pluie ne fait que l'amplifier.

Les résultats obtenus lors des essais de transposition permettent de soutenir avec raison qu'une meilleure extrapolation des données de l'échelle parcellaire à l'échelle du bassin viendra de la prise en compte des questions de la connectivité hydrologique.

En définitive, cette étude met en avant l'intérêt d'effectuer des mesures de ruissellement et d'érosion sur des unités homogènes en termes d'occupation du sol qui peuvent représenter une mosaïque hétérogène de surfaces homogènes. La localisation sur le bassin versant et le taux de connectivité de ces unités hydrologiques à l'intérieur desquelles les processus dominants du ruissellement et d'érosion se manifestent peuvent permettre d'approcher la résolution du problème de transfert d'échelle.

Mots clés : Ruissellement, Erosion hydrique, Etat de surface, Variabilité spatiale, Effet d'échelle, Sahel.

Abstract

The spatio-temporal variability of runoff and erosion is not new fact. Their characteristics are generally estimated with a reasonable margin on plots of a few tens of square meters. With the increase of the surface, the heterogeneity of environment increases which induces a scale effect. The passage of the plot to the catchment is not totally controlled because of the complexity and variability of factors come into play. The objective of this thesis is to understand the processes of runoff and erosion in different environments and at different spatial scales, to identify the sources of variation, and to develop a methodology for implementation of the results of field scale to the basin outlet. To this end, a network of eighteen plots of different sizes, two hydrological units were used to quantify runoff and soil loss on the main surface features Watershed Tougou.

The results obtained on micro-plots of 1 m², plots of 50 and 150 m², hydrologic units of 6 and 34 ha and the catchment area of 37 km², show that, both in cultivated soils and on bare soils, the runoff excess decreases as the area increases, for the same rain and prior comparable humidity conditions of the soil. This phenomenon of the scale effect of the area on runoff is known to hydrologists who still face the challenge of extrapolating results obtained on small areas to larger areas. Our results show that the scale effect observed on the runoff is mainly due to the spatial heterogeneity of soils (hydraulic properties, microrelief) and its variability (state of the variables) and that temporal dynamics of the intensity of rain just amplifies it.

The results obtained in tests of transposition can maintain with reason that a better extrapolation of data from the field scale across the pond comes from the consideration of the issues of hydrologic connectivity.

Ultimately, this study highlights the value of measurements of runoff on homogeneous units in terms of land use that may represent a heterogeneous mosaic of homogeneous areas. The location on the watershed and the rate of connectivity of the hydrologic units within which the dominant processes of runoff occur can allow approach the solution of the problem of scale transfer.

Keys words: Runoff, Water erosion, Surface features, Spatial variability, Scale Effect, Sahel

Liste des figures

Figure I - 1 : Ruissellement par dépassement de la vitesse d'infiltration du sol (Ra) et ruissellement par saturation du sol (Rb) (d'après Musy et Higy, 2004).....	24
Figure I - 2 : Schématisation des principaux processus de genèse de crues (d'après de Jordan 1994b). 24	
Figure I - 3 : Clé de détermination des principales croûtes sahéliennes (Casenave et Valentin, 1989) ..	31
Figure I - 4 : Echelles spatiales en hydrologie, de la parcelle au grand bassin versant (Extrait de Graff, 2004).	37
Figure I - 5 : Processus hydrologiques pour différentes échelles de temps et d'espaces (Blöschl et Sivapalan, 1995).	50
Figure I - 6 : Définition de trois composantes d'échelle selon Blöschl et Sivapalan (1995) : (a) extent ; (b) spacing et (c) support.	52
Figure I - 7 : Défauts de mesures : la variabilité n'est pas cohérente avec la mesure (d'après Blöschl et Sivapalan 1995).	52
Figure I - 8 : Hétérogénéité des bassins et variabilité des processus hydrologiques à différentes échelles : a) échelle spatiale – b) échelle temporelle (d'après Blöschl et Sivapalan 1995).	53
Figure I - 9 : Mosaïque hétérogène et homogénéisation à plus grande échelle : L'élément de surface représentatif (REA) (d'après Boulet, 1999).	54
Figure II - 1 : Situation du Sahel hydrologique africain et burkinabé (extrait de Karambiri, 2003).....	62
Figure II - 2 : Index des pluies sahéliennes (1896-2006) et nombre de stations (Mahé et Paturel, 2009). 62	
Figure II - 3 : Distribution de la pluviométrie annuelle moyenne et son écart-type, depuis l'origine à 2007, en fonction de la latitude. L'écart type des mesures moyennes varie de 42 mm dans le nord, à 139 mm dans le sud (d'après Frappart et al., 2009).	64
Figure II - 4 : Localisation du bassin versant de Tougou.	68
Figure II - 5 : Couverture pédologique du bassin versant de Tougou (extrait de Koussoubé, 2007).	70
Figure II - 6 : Exemple du paysage du bassin illustrant les différents types de végétation et de sols....	72
Figure II - 7 : Evolution des états de surface du bassin de Tougou de 1972 à 2002.....	74
Figure II - 8 : Bassin versant de Tougou et localisation des sous-bassins instrumentés.	76
Figure II - 9 : (a) Sous-bassin en milieu cultivé et parcelles expérimentales, (b) sous-bassin en milieu dégradé et parcelles expérimentales.....	79
Figure II - 10 : Répartition spatiale des pluviomètres et pluviographes sur le bassin de Tougou.	81
Figure II - 11 : Quelques mesures au niveau de parcelles expérimentales.....	84
Figure II - 12 : Quelques mesures hydrométriques au niveau des exutoires des sous bassins et du bassin versant de Tougou.	87
Figure III - 1 : Réponse hydrologique d'un bassin versant suite à une précipitation (d'après Musy et Higy, 2004).	92
Figure III - 2 : Pluviosité moyenne et nombre de jours moyen de pluie par mois sur le bassin de Tougou.....	95
Figure III - 3 : Répartition mensuelle des pluies tombant au dessus d'un seuil d'intensité instantanée (cas de l'enregistreur électronique PG3 pour l'année 2010).	95
Figure III - 4 : Pourcentage de jours de pluie par an où la précipitation journalière est comprise entre deux valeurs données (Cas du pluviographe PG3 pour la période 2004-2010).....	96
Figure III - 5 : Corrélation entre les pluies journalières du PG3 et PG5.....	97
Figure III - 6 : Ajustement d'une loi de Gumbel aux précipitations maximales en 5 min (variable réduite de Gumbel en abscisse – logiciel Hydrolab du Professeur Jean-Pierre Laborde).....	98

Figure III - 7 : Courbes pluie – durée – fréquence du pluviographe PG3 du bassin de Tougou.....	99
Figure III - 8 : Exemple de détermination de la pluie (Plr) et de l'intensité (Ilr) limite du ruissellement sur la parcelle S ₁ -150 m ²	100
Figure III - 9 : Courbe pluie limite de ruissellement établie à l'échelle du bassin versant (BV0).....	101
Figure III - 10 : Précipitations journalières et lames écoulées cumulées pour les années 2008 et 2010.	106
Figure III - 11 : Relation entre les moyennes annuelles de la pluviométrie (P) et de l'écoulement (Le) à l'exutoire (BV0) du bassin versant de Tougou.	106
Figure III - 12 : Hydrogramme type du bassin sahélien de Tougou	108
Figure III - 13 : Exemples d'hydrogrammes événementiels à l'exutoire du bassin de Tougou – (a) crue du 16/08/2005 ; (b) crue du 14/07/2007.....	109
Figure III - 14 : Débits liquides et concentrations observés à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou – (a) crue du 15 juin 2005 ; (b) crue du 31 juillet 2006.....	111
Figure III - 15 : Concentration moyenne des écoulements à l'exutoire BV0 au cours de la saison.	115
Figure III - 16 : Pluviométrie et pertes en terre à l'exutoire BV0 du bassin de Tougou (Années 2005 et 2006).	116
Figure III - 17 : Ensablement du barrage de Tougou (Photo : L. MOUNIROU, 2iE, 2011).....	121
Figure IV - 1 : Distribution temporelle et amplitude des précipitations journalières au cours des années 2010 et 2011.	132
Figure IV - 2 : Coefficients de ruissellement moyen aux différentes échelles pour les principaux états de surface du bassin de Tougou - (a) : année 2010 ; (b) : année 2011.	134
Figure IV - 3 : Comparaison des coefficients du ruissellement par événement pluvieux aux mêmes échelles mais sur des sites différents : (a) échelle unitaire, (b) échelle de 50 m ²	138
Figure IV - 4 : Comparaison des coefficients du ruissellement par événement pluvieux sur un même site mais à deux échelles différentes (Echelles de 1 m ² et 50 m ²).....	139
Figure IV - 5 : Exemples de l'impact du travail du sol sur la porosité et la rugosité du sol (d'après Allmaras et al., 1966).....	140
Figure IV - 6 : Détermination de la quantité de pluies cumulées pour la reconstitution des croûtes structurales : exemple de la parcelle S ₂ -150.	142
Figure IV - 7 : Illustration des valeurs caractéristiques du ruissellement sur les parcelles expérimentales : (a) parcelles sur sols cultivés ; (b) parcelles sur sols nus et dégradés.	146
Figure IV - 8 : Comparaison par événement des coefficients du ruissellement entre différentes échelles : (a) site S3 (état de surface culturale), (b) site S5 (état de surface gravillonnaire).	152
Figure V - 1 : Perte en terre aux différentes échelles d'observation pour les principaux états de surface du bassin de Tougou : (a) – année 2010 et (b) – année 2011.	159
Figure V - 2 : Pourcentage de charriage de fond et de matières en suspension aux différentes échelles pour les principaux états de surface du bassin de Tougou : (a) – 2010 et (b) – 2011.....	162
Figure V - 3 : Evolution de l'érosion spécifique en fonction de la taille du bassin versant en zone sahélienne.....	164
Figure V - 4 : Illustration des valeurs caractéristiques des pertes en terre sur les parcelles expérimentales : (a) parcelles sur sols cultivés ; (b) parcelles sur sols nus et dégradés.	167
Figure V - 5 : Facteurs d'échelle pour les pertes en terre aux différentes échelles de mesure en 2010 et 2011.	169
Figure VI - 1 : Variation au cours de l'année 2010 de la lame d'eau ruisselée et des pertes en terre avec l'augmentation de la surface d'observation.	187

Figure VI - 2 : Illustration de la relation pluie utile et lame ruisselée observée sur les 3 parcelles de 150 m ² installées sur les sols cultivés.....	190
Figure VI - 3 : Illustration de la relation pluie utile et lame ruisselée observée sur les 2 parcelles de 150 m ² installées sur les sols dégradés et non cultivés.....	191
Figure VI - 4 : Relation à l'échelle événementielle entre lame ruisselée et pertes en terre sur les parcelles de 150 m ² : (a) sols cultivés ; (b) sols dégradés et non cultivés.....	192
Figure VI - 5 : Evolution des nombres adimensionnels en fonction de la taille d'observation.	199
Figure VI - 6 : Relation fonctionnelle entre les nombres adimensionnels I_1 , I_2 et I_3 aux différentes échelles d'observations.....	200

Liste des tableaux

Tableau I - 1 : Différentes formes d'érosion hydrique et processus de transport (D'après Maison de l'Agriculture de l'Aisne).....	27
Tableau I - 2 : Effet de l'inclinaison de la pente sur le ruissellement et l'érosion à Séfa au Sénégal (d'après Roose, 1994).	34
Tableau II - 1 : Les grandes unités du paysage du bassin versant de Tougou.....	71
Tableau II - 2 : Evolution de l'occupation des sols du bassin versant de Tougou de 1972 à 2002.	74
Tableau II - 3 : Caractéristiques physiographiques et hydrodynamiques du bassin versant de Tougou et des sous-bassins instrumentés.	77
Tableau II - 4 : Dispositif expérimental de mesure.	78
Tableau II - 5 : Localisation, description et caractéristiques géométriques des parcelles expérimentales.	80
Tableau II - 6 : Type de sols, de pratiques culturales et propriétés physiques des principaux états de surface du bassin de Tougou.	81
Tableau II - 7 : Données disponibles aux différentes échelles d'observation.	89
Tableau III - 1 : Pluies annuelles et interannuelles (mm) sur les cinq pluviographes du bassin versant.	94
Tableau III - 2 : Statistiques des principaux paramètres de la pluviométrie à Tougou de 2004 – 2010 (P_j = pluie journalière ; I_{moy} et I_{max} = Intensité moyenne et maximale ; Moy = moyenne ; σ = écart-type).	94
Tableau III - 3 : Tableau de corrélation spatiale entre les différents pluviographes du bassin de Tougou.....	97
Tableau III - 4 : Quantiles de pluies journalières des cinq postes du bassin de Tougou (ajustement d'une loi exponentielle aux 30 plus fortes valeurs observées sur chaque poste).....	98
Tableau III - 5 : Quantiles de pluies journalières de la station météorologique de Ouahigouya (ajustement d'une loi de Gumbel sur les pluies journalières maximales annuelles de 1970-2010).	98
Tableau III - 6 : Coefficients de Montana pour le poste PG3 du bassin de Tougou.	99
Tableau III - 7 : Catégorisation en fonction du coefficient de ruissellement événementiel de la réponse hydrologique du bassin versant suite aux sollicitations.	102
Tableau III - 8 : Performances de l'analyse factorielle discriminante et de la régression logistique multinomiale pour discriminer la réponse hydrologique du bassin de Tougou à une précipitation.	103
Tableau III - 9 : Coefficients d'écoulement mensuel du bassin de Tougou pour la période 2004-2010.	104
Tableau III - 10 : Quelques valeurs statistiques du coefficient d'écoulement annuel du bassin versant de Tougou pour la période 2004-2010.	105
Tableau III - 11 : Débits mensuels (m^3/s) et coefficients mensuels de débits du bassin de Tougou.	107
Tableau III - 12 : Quelques valeurs statistiques des variables liées à l'hydrogramme de crue.....	109
Tableau III - 13 : Valeur moyenne mensuelle des variables liées à l'hydrogramme de crue.	110
Tableau III - 14 : Relation débit liquide – débit solide à l'échelle interannuelle (N = nombre de données ; R coefficient de corrélation ; R^2 = coefficient de détermination).	112
Tableau III - 15 : Relation débit liquide – débit solide à l'échelle inter-saisonnière (N = nombre de données ; R coefficient de corrélation ; R^2 = coefficient de détermination).	113
Tableau III - 16 : Ruissellement et transports solides en suspension à l'exutoire BV0 du bassin de Tougou.....	115
Tableau III - 17 : Transports solides en suspension à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou. ...	117

Tableau III - 18 : Erosion spécifique moyenne (Es) de quelques petits bassins versants en Afrique....	118
Tableau III - 19 : Evaluation des volumes des sédiments emmagasinés dans le barrage de Tougou. .	120
Tableau IV - 1 : Statistiques des principaux paramètres de la pluviométrie à Tougou en 2010 et 2011 (Pj = pluie journalière ; Imax = Intensité maximale).....	131
Tableau IV - 2 : Pluie, ruissellement et valeurs calculées de la pluie (Plr) et de l'intensité (Ilr) limite du ruissellement et du temps moyen de parcours (Te) aux différentes échelles pour les années 2010 et 2011.	136
Tableau IV - 3 : Estimation de la quantité moyenne de pluies cumulées pour la reconstitution après le premier labour des croûtes structurales sur les principaux types de sols sur le bassin versant de Tougou.....	142
Tableau IV - 4 : Analyse des facteurs déterminants du ruissellement aux différentes échelles d'observation.	144
Tableau IV - 5 : Quelques valeurs statistiques du coefficient de ruissellement aux différentes échelles d'observation et sur différents états de surface.	145
Tableau IV - 6 : Résultats des tests statistiques (Acc = Accepté ; Rej = Rejeté ; H0 = Egalité des moyennes).....	147
Tableau IV - 7 : Potentiel de ruissellement et mesure de l'effet d'échelle.	149
Tableau V - 1 : Texture des échantillons des pertes en terre des parcelles expérimentales	158
Tableau V - 2 : Bilan annuel des pertes en terre aux différentes échelles d'observations pour les principaux sols du bassin de Tougou.....	161
Tableau V - 3 : Résultats des mesures de transports de sédiments aux exutoires des sous bassins et du bassin versant en 2010 et 2011.	164
Tableau V - 4 : Quelques valeurs statistiques des pertes en terres aux différentes échelles d'observation et sur différents états de surface.....	166
Tableau V - 5 : Résultats des tests statistiques sur l'égalité des moyennes des pertes en terre des trois parcelles d'un même état de surface (Acc = Accepté ; Rej = Rejeté ; H0 = Egalité des moyennes).....	168
Tableau V - 6 : Estimation des pertes en terre annuelles à l'aide du modèle USLE à chaque échelle d'observation et sur les principaux états de surface du bassin.....	177
Tableau VI - 1 : Comparaison des lames ruisselées observées et extrapolées aux exutoires des deux sous-bassins pendant la période 2004-2011.	193
Tableau VI - 2 : Comparaison des lames ruisselées observées et extrapolées à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou pour la période 2004-2011.	194
Tableau VI - 3 : Comparaison des pertes en terre observées et extrapolées aux exutoires des sous bassins et du bassin versant de Tougou pour la période 2010-2011.	197

Introduction générale

L'effet d'échelle sur des variables hydrodynamiques telles que le ruissellement ou l'érosion hydrique est l'une des principales questions non encore résolues dans le domaine des sciences hydrologiques. Sivapalan *et al.*, (1995) ont appelé à poursuivre la recherche sur les problèmes d'échelle en hydrologie. Beaucoup d'efforts ont été dirigés vers les aspects plus théoriques de la mise à l'échelle (Blöschl, 2001), et moins en direction d'études expérimentales de l'hydrologie des bassins versants (McGlynn *et al.*, 2004). Les initiatives internationales de recherche telles que HELP « Hydrology, Environment, Life and Policy » et PUB « Prediction in Ungauged Basins » ont souligné la nécessité pour les hydrologues de transposer à des plus grandes échelles spatiales, la compréhension des processus découverts sur les petits bassins versants expérimentaux pour faciliter les décisions de gestion des grands hydrosystèmes (Sivapalan *et al.*, 2003 ; Bonell *et al.*, 2006). Ce transfert d'informations est appelé mise à l'échelle et le problème qui lui est associé est la question d'échelle. Il est basé sur une mesure de similarité (Lin et Wang, 2010) et diffère du processus de transfert des paramètres d'un bassin versant donné à des bassins versants voisins désigné sous le terme de régionalisation (Blöschl et Sivapalan, 1995).

Dans les régions sahéliennes, comprendre les processus de production du ruissellement à différentes échelles spatio-temporelles et sur différents états de surface d'un bassin versant est une nécessité, d'une part, pour une mobilisation et gestion des ressources en eau dans cette région très sensible aux aléas du climat et, d'autre part, pour offrir des réponses adéquates aux aménageurs suivant la taille des objets étudiés. Pour l'érosion hydrique, cela est nécessaire afin d'identifier des zones à risque majeur d'érosion et de perte de fertilité, et pour définir d'éventuelles stratégies d'adaptation et les scénarios d'aménagements. Ainsi, l'étude du comportement du couple ruissellement-érosion apparaît donc importante dans la mesure où la connaissance de l'un permettrait la prédiction de l'autre. Cependant, la complexité des processus hydrologiques et érosifs, leur importante variabilité dans l'espace et dans le temps, l'existence d'écoulements préférentiels dans toute la gamme d'échelles d'observation et des processus, ont mis l'accent sur un certain nombre de questions de base qui se posent actuellement à l'hydrologie de bassin versant (Klemes, 1983 ; Beven, 1995 ; Blöschl et Sivapalan, 1995) : à quelles échelles ont lieu les processus physiques majeurs ? Quelles échelles doivent faire l'objet de mesures et d'observations ? En d'autres termes, il s'agit donc d'identifier les échelles spatiales sur lesquelles on va baser le découpage du bassin, représenter les processus dominants, et définir les indicateurs pertinents pour la mise à l'échelle des processus hydrologiques et érosifs.

Cependant, pour évaluer le ruissellement et/ou l'érosion, on réalise le plus souvent des mesures soit à l'exutoire des petits bassins versants, soit sur des petites parcelles expérimentales d'un mètre carré à quelques dizaines de mètres carrés. Chacune de ces séries de mesures pose de problèmes pour l'interprétation et l'extrapolation spatiale (Thébé, 1987) :

- (i) Peu de répétitions pour les premières, et caractère « boîte noire » qui rend difficile toute interprétation sur les processus et facteurs mis en jeu ; en particulier confusion entre érosion diffuse et linéaire ;
- (ii) Surface très limitée et risque de non représentativité pour les secondes ; d'où des difficultés pour l'extrapolation spatiale. Il semblerait que l'échelle de la parcelle agricole est rarement prise en compte directement, alors qu'il s'agit de l'unité spatiale élémentaire pour ces processus (Le Bissonnais *et al.*, 1996).

Il est donc évident que la recherche des méthodes ou modèles permettant de transposer à l'ensemble du bassin les résultats du ruissellement ou de l'érosion issus des observations ponctuelles, passe forcément par des observations simultanées à différentes échelles spatiales. Pour se faire, on doit disposer d'un large échantillon de bassins versants de différentes tailles, ou à défaut, d'une multitude d'échelles d'observation sur un même bassin versant permettant de quantifier les différents flux et les mettre en relation avec les différentes échelles d'observation.

Éléments de problématique

Il a largement été démontré au cours des dernières années l'existence de l'effet d'échelle sur les processus du ruissellement et d'érosion des sols de la parcelle élémentaire au bassin versant (Joel *et al.*, 2002 ; Zhang *et al.*, 2010 ; Cantón *et al.*, 2011 ; Mayor *et al.*, 2011). Il est également évident que les différents états de surface et les caractéristiques géomorphologiques du bassin versant jouent un rôle important dans la formation des écoulements de surface, et leur transfert ultérieur dans le réseau hydrographique (Mingguo *et al.*, 2007 ; Arnau-Rosalén *et al.*, 2008). Le coefficient du ruissellement est significativement non uniforme dans l'espace, en raison de la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration du sol, et dans le temps, à cause de la croissance de la végétation durant la saison des pluies (Cerdan *et al.*, 2004). La variabilité spatiale de la production des écoulements et leur transfert provoque des effets d'échelle sur l'estimation du coefficient du ruissellement. Une autre raison de l'existence d'effet d'échelle est la variation temporelle de l'écoulement de surface en raison de la dynamique de l'intensité des précipitations et des capacités d'infiltration (Julien et Moglen, 1990 ; Van de Giesen *et al.*, 2000 ; Stomph *et al.*, 2002). Ainsi, la variabilité des conditions d'humidité du sol, l'encroûtement des sols, la végétation et la rugosité, la dynamique de l'intensité de pluie, peuvent tous produire différents régimes hydrologiques à différentes échelles spatiales (Esteves & Lapetite, 2003). Il en est de même pour l'érosion hydrique des sols. Cependant, existe-t-il un lien entre le ruissellement et l'érosion mesurés à ces différentes échelles spatiales ? Si la réponse à cette question peut paraître évidente, peu de méthodes ou modèles d'extrapolation existent, et on ne sait toujours pas estimer avec une marge raisonnable le ruissellement ou l'érosion à l'exutoire d'un bassin versant à partir des observations locales. Le passage de la parcelle au versant n'est pas encore bien connu de nos jours et les problèmes rencontrés dans ces transferts proviennent des nouveaux phénomènes, spécifiques au bassin versant et non pris en considération lors de l'étude à la parcelle. Certes,

les lois de la physique sont universelles, mais elles s'appliquent aux différentes échelles avec des magnitudes qui leurs sont propres, si bien que les lois dont la prise en compte est efficace à une échelle peuvent être inutiles à la caractérisation de l'autre (Planchon, 1990). L'échelle de la parcelle est généralement celle des mesures et/ou des études alors que l'échelle du bassin est celle de la gestion, de la planification. Le problème de transfert d'échelle sur le ruissellement et l'érosion est donc crucial et connaît depuis quelques années un vif intérêt.

Objectifs de la thèse

Le présent travail a pour objectif d'analyser et de comprendre les processus du ruissellement et d'érosion de la parcelle d'un mètre carré jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Au-delà donc du strict cadre de la recherche, nous avons également des préoccupations de développement car la zone sahélienne est soumise à une forte dégradation des sols. La quantification du ruissellement et de l'érosion hydrique sur les principaux états de surface d'un bassin versant permettent l'identification des zones à risque majeur d'érosion et de perte de fertilité.

Les objectifs spécifiques de ce travail sont :

- ❖ Faire un état de l'art de la question de mise à l'échelle en hydrologie et des méthodologies/techniques usuellement employées ;
- ❖ Identifier les processus hydrologiques et érosifs majeurs à différentes échelles d'observation en zone sahélienne ;
- ❖ Développer une méthodologie d'extrapolation ou de transposition des résultats de l'échelle parcellaire à l'exutoire du bassin versant.

Démarche générale adoptée

Dans le but de contribuer au problème de transfert des flux d'eau et de matières au Sahel, nous proposons ici une approche qui permet l'étude et la quantification sous pluies naturelles à plusieurs échelles spatiales sur des domaines élémentaires homogènes du point de vue des mécanismes dominants. Ceci permet en effet de prendre en compte la dimension spatiale du système : le transfert d'échelle est avant tout un problème d'organisation de l'espace, mais également d'intégrer la dimension temporelle puisque ce même transfert d'échelle pose également le problème des temporalités dans le bassin versant. Cependant, l'une des difficultés de l'étude du ruissellement et de l'érosion vient de ce que les observations en conditions naturelles sont longues et aléatoires (les crues importantes sont rares), et que la méthode expérimentale est délicate à mettre en œuvre. De même, sous pluies naturelles, il est impossible de faire varier strictement un seul paramètre à la fois, plusieurs facteurs simultanés pouvant expliquer les différences observées. Ainsi, le travail s'est concentré sur la quantification et l'analyse multi-échelle des flux d'eau et de matières sur les principaux états de surface du bassin, et les relations fonctionnelles entre les différentes échelles de mesure. Les échelles spatiales de mesure sont : la parcelle élémentaire (1 m²), le

champ (50 et 150 m²), deux unités hydrologiques (sous-bassins de 6 et 34 ha) toutes homogènes en termes d'occupation des sols et le bassin versant de 37 km².

Cette thèse **aborde** d'une manière systématique les questions de transposition, de changement d'échelle, d'hétérogénéité spatiale. Elle met en évidence sur les données déjà acquises la **forte non-linéarité** des réponses des différentes parcelles aux épisodes pluvieux, tant en matière de flux liquides que de flux solides. À des effets de seuil s'ajoutent des conditions **initiales** variables déterminant à la fois les stocks disponibles et le comportement de la parcelle. **Enfin**, l'extension et le rôle des zones actives, où les processus sont effectifs, et des zones **contributives**, dont les productions parviennent à l'exutoire, varient d'un événement à l'**autre**, et même au cours d'un événement.

Cette étude est conduite au moyen d'une analyse statistique de données acquises sur les différentes **parcelles** au cours des années 2010 et 2011 du bassin versant de Tougou. Les données antérieures (2004 – 2009) n'ont pas été incluses dans cette analyse statistique puisqu'elles ne sont pas disponibles à toutes les échelles de mesure. Cependant, elles ont été utilisées pour l'étude hydrologique du bassin. L'analyse statistique a consisté à vérifier sur chaque état de **surface** si les valeurs moyennes du coefficient de ruissellement et des pertes en terre sont **significativement** différentes pour toutes les échelles de mesure. L'objectif poursuivi à travers l'analyse statistique est de déterminer la surface minimale représentative des processus **élémentaires** à l'origine du ruissellement et de l'érosion diffuse sur les parcelles étudiées. Pour cela, les tests paramétriques (analyse de variance à un facteur) et non paramétriques (**Mann-Whitney**, **Kruskal-Wallis**) ont été utilisés et la puissance de chaque test a été calculée **pour** permettre de savoir la confiance que l'on peut avoir dans le résultat obtenu, en particulier quand il renvoie " Non significatif ".

Les **collaborations** ont été nombreuses et plusieurs chercheurs (notamment IRD/Mali, IER/Mali, IRD/ **Bondy**, LISAH/SupAgro etc...) travaillant sur la même thématique ont été rencontrés.

Cette thèse **traite** des questions d'échelle qui sont centrales en hydrologie lorsque l'on cherche à **transposer** à une plus grande échelle les résultats obtenus à petite échelle. Il est donc bien **évident** que l'ensemble du problème ne peut être traité dans le cadre d'une seule thèse compte **tenu** de sa complexité. C'est pourquoi seuls certains aspects ont pu être abordés pour des échelles d'espace et de temps données : de l'échelle événementielle à l'année et de la parcelle d'un **mètre carré** au bassin versant. Cependant, les résultats produits pourront servir de base à un **programme** plus large et plus ambitieux de question d'échelle au Sahel. Le présent manuscrit s'articule autour de 6 chapitres.

Le chapitre 1 est **une** étude bibliographique faisant l'état des connaissances sur les processus hydrologiques, **érosifs** et le transfert d'échelle.

Le chapitre 2 présente la zone d'étude, le site expérimental et les protocoles de mesures aux différentes observations. Un accent particulier a été mis sur les données d'études, les défauts et incertitudes de mesures.

Le chapitre 3 s'intéresse à la réponse hydrologique et érosive du bassin versant à son exutoire principal suite à une pluie. Les principaux paramètres hydrologiques du bassin (pluie et intensité limite du ruissellement, coefficient mensuel de débit, temps de montée, temps de base) ont été déterminés. Des relations débits liquides – débits solides ont été établies à l'échelle interannuelle et inter-saisonnière ; une estimation des dépôts sédimentaires dans la retenue de Tougou depuis sa mise en eau a été effectuée en vue de déterminer le niveau actuel de comblement.

Le chapitre 4 analyse le ruissellement de la parcelle unitaire au bassin versant. Les données obtenues aux différentes échelles d'observation et suivant les états de surface ont été interprétées et discutées. Une analyse statistique des données acquises aux différentes échelles d'observation a été effectuée dans un objectif de recherche de similarité dans la réponse hydrologique. La mesure et les causes de l'effet d'échelle ont été également discutées.

Le chapitre 5 analyse et discute les résultats de mesure de l'érosion hydrique de la parcelle unitaire au bassin versant. L'analyse statistique des données aux différences échelles de mesure a permis d'identifier les différences dans la réponse érosive. L'effet d'échelle et ses causes ont été discutés.

Le chapitre 6 présente un essai de transposition du ruissellement et de l'érosion de l'échelle parcellaire au bassin versant. La méthode de l'agrégation et l'analyse dimensionnelle ont été utilisées pour estimer les flux liquides et solides à l'exutoire du bassin à partir des données observées à l'échelle des parcelles.

Enfin, la conclusion générale permet de dégager les principaux acquis de la thèse sur le fonctionnement hydrologique et érosif des petits bassins sahéliens, sur la variabilité spatio-temporelle du ruissellement et de l'érosion et sur les limites de leur mise à l'échelle. Elle identifie les questions prioritaires pour les recherches futures à conduire sur les petits bassins expérimentaux du Sahel, notamment les questions de connectivité hydrologique, qui est l'une des clés du problème du transfert d'échelle des flux d'eau et de matières.

CHAPITRE I

PROCESSUS HYDROLOGIQUES, EROSIFS ET TRANSFERT D'ECHELLE : ETAT DE L'ART

« Les problèmes ne viennent pas tant de ce que l'on ignore, mais de ce que l'on sait. »

Artemus WARD

I – 1 Introduction

Depuis une quarantaine d'années, l'étude du ruissellement et surtout de l'érosion hydrique en Afrique intertropicale suit deux trajectoires différentes dans ses méthodes et ses échelles de mesures, ce qui modifie la nature et la portée des résultats obtenus (Collinet, 1988).

Une première méthode consiste à installer un dispositif expérimental constitué d'un réseau de parcelles d'1 m² à quelques dizaines voire centaines de m², fournissant des informations globales sur les quantités d'eaux ruisselées et de terres érodées. Les intensités des phénomènes observés dépendent des conditions pluviométriques et des traitements culturels subis ou de la dynamique saisonnière des couverts végétaux naturels, mais, du fait de leurs dimensions, le ruissellement mesuré est local et les érosions observées et mesurées n'y excèdent pas, ou peu, le stade d'une ablation.

Une seconde méthode consiste à mesurer à l'exutoire de petits bassins « naturels » de quelques hectares à quelques km², leur aptitude au ruissellement et aux transports solides (Diallo, 2000 ; Karambiri, 2003). Les lames d'eau et érosions calculées se rapportent alors à des phénomènes normaux estompant les influences des exacerbations locales. Elles comportent toutes les formes d'écoulement et d'érosion, dont les incisions linéaires des cours d'eau ainsi que les charriages de fond de lit. Par contre, les éléments mobilisés sur les versants, mais non transmis au réseau, ne sont pas pris en compte.

L'étude réalisée dans cette thèse s'inscrit entre les deux trajectoires car des mesures du ruissellement et d'érosion se sont faites sur des parcelles et sur des sous-bassins naturels d'un petit bassin sahélien. Ainsi, l'extension à l'ensemble du bassin de résultats de ruissellement et d'érosion obtenus par des mesures ponctuelles et instantanées est un problème délicat auquel sont confrontés les scientifiques et les aménagistes. La principale contrainte à cette extension est due à l'hétérogénéité spatiale et à l'échelle de perception des résultats. Le problème posé est donc de savoir :

Comment appréhender l'étude des comportements hydrologiques de l'ensemble des différentes unités élémentaires de milieu naturel composant un bassin versant ?

Comment reconstituer à partir de cette démarche analytique le ruissellement et l'érosion à l'exutoire du bassin ?

Et, éventuellement, construire des modèles prédictifs de ruissellement et d'érosion.

De nombreux auteurs s'intéressant au problème du transfert d'échelle en hydrologie ont adopté des techniques d'étude sous pluie simulée, faisant intervenir simultanément le ruissellement et l'infiltration. Celles-ci permettent, en un temps très court, de caractériser sur de nombreux sites les principaux paramètres conditionnant l'infiltration, le ruissellement, voire l'érodibilité des terres. Parmi ces auteurs, on peut citer : Roose (1977), Casenave (1982), Chevallier (1982), Albergel (1987), Planchon (1985), Thébé (1987), Casenave et Valentin (1989), Collinet (1988), Esteves *et al.*, (1999), Boix-Fayos *et al.*, (2006), Tatard *et al.*,

(2008). Cependant, l'étude à base physique des processus contrôlant la partition locale entre infiltration et ruissellement constitue une étape de base dans la description des écoulements de l'eau dans un bassin versant (Brutsaert, 2005). Or, cette étape n'est pas totalement maîtrisée compte tenu de la complexité et de la variabilité des facteurs mis en jeu (Kao, 2008). Ces facteurs peuvent être liés à l'intensité des précipitations, à la structure des premiers horizons du sol (battance, effondrement de l'horizon travaillé) ou aux conditions d'écoulement dans le sol (conditions d'humidité). Concernant l'extension des observations ponctuelles aux bassins versants, deux méthodes sont couramment utilisées :

- (i) la plus simple consiste, sur la base de fonctions de production établies sur parcelles, à transposer linéairement après calage à l'ensemble du bassin le ruissellement et/ou l'érosion de chaque aire contributive délimitée par une cartographie thématique (Thébé, 1987 ; Albergel, 1987) ;
- (ii) une autre, plus sophistiquée, met en œuvre un modèle à discrétisation spatiale (Girard *et al.*, , 1981) qui utilise les fonctions de production de chaque élément d'un maillage ainsi que des fonctions de transfert (Chevallier *et al.*, 1985 ; Albergel, 1987).

Dans l'étude de ces phénomènes, les questions d'échelle spatiale sont déterminantes. C'est pourquoi il sera fait généralement dans cet état des connaissances référence à l'échelle spatiale concernée, de la parcelle au versant puis au bassin versant. Les approches intégratrices qui prennent en compte les liens entre les différentes échelles, bien que plus rares, seront également recherchées.

Nous nous attacherons tout particulièrement à recueillir des informations sur les travaux conduits sur des bassins proches hydrologiquement du bassin de Tougou, site de la présente étude : petits bassins sahéliens à faible pente et à réponse rapide. À titre d'exemple, les études conduites ces dernières années au Burkina Faso sur les sites de Bidi, Katchari, Saria et Silmiougou, au Niger sur les sites de Banizoumbou et au Sénégal sur le site de Séfa seront particulièrement utiles pour nous aider à interpréter les résultats obtenus à Tougou. D'autres études réalisées sur les bassins versants semi-arides méditerranéens et autres ont été utilisées pour mieux appréhender la problématique du sujet. Cependant, il est nécessaire de progresser dans la connaissance des processus qui régissent la production du ruissellement et d'érosion, dans le rôle de la variabilité spatiale des caractéristiques des sols sur la réponse hydrologique et érosive dans différents environnements et à différentes échelles, dans la manière dont les relais de processus s'effectuent lorsque l'on change d'échelle. Nous analyserons successivement les mécanismes du ruissellement et d'érosion ainsi que les facteurs qui les conditionnent au Sahel, en essayant à chaque étape d'identifier les échelles pertinentes pour appréhender les processus. Ensuite, nous essayerons de faire la nuance entre l'échelle à laquelle le processus se déroule et l'échelle à laquelle il est observé, tout en relevant le problème d'échantillonnage. Enfin, nous nous intéresserons tout particulièrement aux techniques de mise à l'échelle en hydrologie à savoir l'upscaling et l'analyse

dimensionnelle bien que l'utilisation de cette dernière en hydrologie en est encore à un stade embryonnaire.

I – 2 Processus du ruissellement et d'érosion

Il ne s'agit pas ici de faire le point des connaissances sur le ruissellement et l'érosion hydrique, mais seulement de présenter les notions essentielles auxquelles nous ferons appel dans la suite de ce travail.

I – 2.1 Définitions

I – 2.1.1 Qu'est-ce qu'un ruissellement ?

Selon le *Traité de Géologie de De Lapparent* (1885, Tome 1 p.188), « le ruissellement est l'écoulement superficiel des eaux pluviales, se rendant directement aux thalwegs sans passer par l'intermédiaire des sources. »

D'un point de vue hydrologique, le ruissellement désigne le phénomène d'écoulement des eaux à la surface des sols. Il s'oppose au phénomène d'infiltration. Le ruissellement de surface est la circulation de l'eau qui se produit sur les versants en dehors du réseau hydrographique, que cette circulation soit connectée, ou non, à un drain permanent (Cosandey, 2000). Dès lors que la circulation de l'eau parvient au réseau hydrographique, on parle d'écoulement.

Le besoin qu'ont les auteurs de préciser "ruissellement de surface" prouve l'ambiguïté du terme, mal défini à cause de l'assimilation avec le terme anglais " runoff " qui se traduit effectivement par écoulement avec un sens très large, puisqu'il concerne toute circulation de l'eau en surface, aussi bien sur les versants que dans le lit de cours d'eau. Mais cette ambiguïté du terme ne se limite pas à cette confusion avec l'anglais. La raison vient de ce qu'à l'origine, les crues ont été attribuées au ruissellement sur les versants. Il y avait alors assimilation entre un processus de transfert sur les versants (le ruissellement) et un volume de crue, qui s'observait dans le cours d'eau : la crue était, en volume et en processus, le résultat du ruissellement sur les versants.

Pour lever ces ambiguïtés, on gardera le terme de ruissellement pour une circulation non organisée sur les versants et celui d'écoulement lorsque l'eau circule dans un réseau hydrographique marqué dans le paysage.

D'un point de vue sédimentologique, le ruissellement est un agent d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments à l'échelle du versant qui se caractérise par un écoulement dilué de particules sédimentaires dans de l'eau (Bertran et Texier, 1999).

I – 2.1.2 Qu'est-ce qu'une érosion hydrique ?

L'érosion hydrique est la désagrégation, le détachement, le transport et/ou le dépôt des particules du sol sous l'action combinée des précipitations et du ruissellement, et dont l'expression varie en fonction de la résistance du milieu (sol nu, couvert végétal, techniques culturales) et de la topographie. Elle engendre une perte de fertilité car elle affecte la partie superficielle des sols qui est généralement la plus riche en matière organique et en nutriments nécessaires au développement des plantes. La connaissance du ruissellement est centrale dans l'étude de l'érosion hydrique.

I – 2.2 Processus

I – 2.2.1 Processus du ruissellement

L'essentiel du transport et de l'érosion correspond à la circulation superficielle. La condition d'une quantité de pluie dépassant l'infiltrabilité locale du sol (*Figure I - 1*) est rencontrée dans 2 cas de figures (Ambroise, 1988).

Le premier, décrit par Horton (1933 ; 1935), est celui d'un ruissellement provoqué par une pluie dont l'intensité dépasse la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol. Ce ruissellement est appelé *ruissellement hortonien* ou *ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité* (*infiltration excess surface runoff*). Il y a circulation d'eau en surface sans que le sol ne soit saturé. La perméabilité des horizons de surface est le facteur qui contrôle l'apparition et l'importance du ruissellement. Ce fonctionnement est celui des épisodes de ruissellement observés sur sol préalablement sec, à la suite de pluies de courte durée et de forte intensité. Le ruissellement par dépassement de la vitesse d'infiltration du sol est considéré comme pertinent pour expliquer la réponse hydrologique des bassins en climats sahélien et semi-aride ainsi que lors de conditions de fortes intensités pluviométriques. Albergel *et al.*, (2003) décrivent bien le processus hortonien et son importance dans la genèse et le développement des crues en zones semi-arides.

Le second cas de figure correspond à des pluies de faible intensité qui s'abattent sur un sol préalablement imbibé ou après des pluies de longue durée (Cappus, 1960 ; Hewlett and Hibbert 1967 ; Dunne and Black 1970). Ce ruissellement est appelé *ruissellement de saturation du sol* (*saturation excess runoff surface*). La teneur en eau du sol est le principal facteur qui contrôle l'apparition et l'importance du ruissellement. Le développement de conditions saturées à la surface du sol peut résulter de l'écoulement latéral d'une nappe profonde ou perchée. La remontée de la nappe à partir d'un horizon peu perméable ou à partir d'une nappe préexistante peut être aussi à l'origine de ce développement.

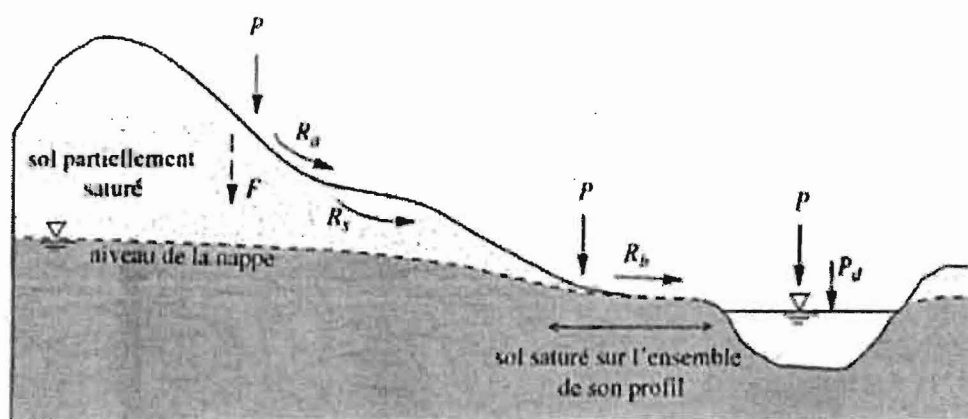


Figure I - 1 : Ruissellement par dépassement de la vitesse d'infiltration du sol (R_a) et ruissellement par saturation du sol (R_b) (d'après Musy et Higy, 2004).

Ces deux types de ruissellement sont des processus superficiels et ne sont pas exclusifs (Kirkby, 1978). Ils constituent les principaux mécanismes de génération des écoulements au Sahel et peuvent se succéder sur un même site au gré des saisons, voire lors d'un même événement pluvieux. Cependant, les processus superficiels ne sont pas les seuls mécanismes d'écoulement observables sur un bassin versant. D'autres processus (souterrains) de genèse de crue mais moins importants au Sahel et rencontrés souvent sous climat humide sont illustrés par la Figure I - 2.

Le rôle de l'écoulement de subsurface (écoulement hypodermique ou retardé) dans la genèse des crues a été évoqué pour la première fois par Hursh (1936) mais sa théorie n'a pas reçu le même succès que celle de Horton. Il a fallu plusieurs années pour que les hydrologues reconnaissent la contribution de l'écoulement sous la surface du sol à l'écoulement rapide des crues. Ceci est probablement dû (Ambroise, 1998) au fait que les mécanismes permettant d'expliquer le transfert plus ou moins rapide de l'eau à travers le sol sont beaucoup plus difficiles à expliquer et identifier.

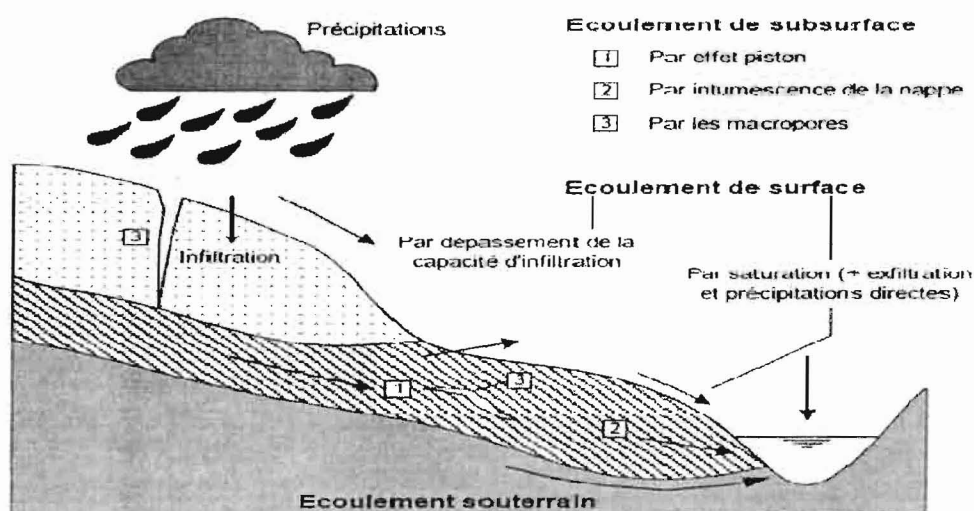


Figure I - 2 : Schématisation des principaux processus de genèse de crues (d'après de Jordan 1994b).

Dès que la communauté des hydrologues s'est aperçue que l'écoulement de subsurface était une composante importante dans l'hydrogramme de crue, plusieurs études des années 70, ont été consacrées à ce sujet, pour tenter d'en expliquer la contribution dans la genèse des écoulements. D'après Musy (2005), ce type d'écoulement tend à ralentir le chemin de l'eau et à allonger la durée de l'hydrogramme.

I – 2.2.2 Processus d'érosion

La désagrégation par l'impact des gouttes de pluie

Les processus d'érosion impliquent notamment l'impact des gouttes de pluie et du ruissellement. L'impact des gouttes de pluie a pour effet de *désagréger* les éléments présents à la surface du sol pour donner lieu à des agrégats de plus petite taille et des particules élémentaires. La *désagrégation* rend la surface du sol plus compacte et tend à diminuer la rugosité au fur et à mesure de l'exposition à la pluie (Kinnell, 2005). Ces effets dépendent de l'énergie cinétique des gouttes de pluie et des propriétés de la surface du sol tels que la texture, le pourcentage d'ions échangeables, la fraction de matière organique. La stabilité structurale du sol exprime sa résistance à la désagrégation par l'impact des gouttes de pluie. Les résultats des mesures de la stabilité structurale ont souvent été corrélés à des estimations de l'érodibilité des sols. La stabilité structurale est donc potentiellement un indicateur pertinent de la sensibilité des sols à l'érosion. La composition granulométrique du sol après *désagrégation* conditionne les processus d'érosion ultérieurs tels que le *détachement* et le *transport* par l'impact des gouttes de pluie ou l'*entraînement* par le ruissellement.

Le détachement et transport par effet splash

Le *détachement* des sédiments et le rejaillissement des fragments sont provoqués par l'impact des gouttes de pluie (splash). Ce processus a lieu sur une surface de sol libre ou sur une surface de sol recouverte par une fine lame d'eau. L'entraînement ou le *transport* se fait conjointement avec la couronne de splash. Les particules fines, notamment les limons, sont arrachées et projetées sur de courtes distances. L'intensité de ce processus dépend de l'énergie cinétique des gouttes quand elles arrivent au niveau du sol, mais aussi de la nature des matériaux et de la pente. Casenave et Valentin (1989) précisent que les trajectoires des particules transportées sont plus longues vers l'aval que vers l'amont. La résistance du sol au détachement diminue quand la teneur en eau augmente. Elle est minimale quand le sol est saturé et que l'eau apparaît à la surface.

Le transport par ruissellement

Le ruissellement est également un agent d'arrachement et de transport des sédiments. Cet arrachement dépend non seulement de la vitesse du ruissellement, mais aussi de sa turbulence qui est contrôlée par l'épaisseur de la lame d'eau, l'impact des gouttes de pluie sur cette lame d'eau et la rugosité de la surface du sol (Casenave & Valentin, 1989). Le ruissellement entraîne les matériaux qu'il détache et ceux déjà disponibles à la surface du sol (détachés par effet "splash" ou tout autre facteur externe) en fonction de sa capacité de

transport et de la taille des particules. Les particules fines (argiles et limons fins) peuvent être transportées en suspension sur de longues distances même lorsque les vitesses de ruissellement sont faibles. Les éléments moyens à grossiers (limons grossiers et sables) sont transportés par saltation et/ou reptation et constituent le charriage de fond.

Le dépôt des particules

Le dépôt des matériaux transportés s'effectue au fur et à mesure que la vitesse de ruissellement décroît. Les matériaux les plus grossiers sont déposés en premier, puis les sédiments moyens et enfin les particules fines.

Certaines études expérimentales ont essayé de quantifier les contributions relatives de la mise en mouvement et le transfert des fragments de sol par l'impact des gouttes de pluie et le ruissellement.

Singer et Walker (1983) ont estimé que le transport par splash contribue à moins de 25% et le transport par splash et par ruissellement contribue à plus de 64% au total de sédiments exportés, le complément étant dû au seul ruissellement. Proffitt and Rose (1991a) observe que la contribution du splash décroît au cours de l'événement du fait de l'humectation progressive des sols par la pluie. Cette contribution décroît aussi avec l'augmentation de la pente moyenne du sol et la longueur de la pente car le débit augmente et l'entraînement des particules par ruissellement devient prédominant.

En résumé, la structure de la surface du sol évolue au cours de l'évènement pluvieux. Elle devient plus compacte et moins rugueuse. La pluie désagrège les agrégats initialement présents à la surface. Le transfert et le réarrangement des éléments à la surface du sol dû à l'impact des gouttes de pluie entraînent la formation de croûtes structurales (résultant de la réorganisation in situ des particules du sol sous l'effet splash). Ces croûtes abaissent la capacité d'infiltration du sol et, ce faisant, favorisent le ruissellement en surface. L'apparition d'une lame d'eau à la surface contribue à l'arrachement et au transport des particules du sol. Elle permet ensuite la formation d'une croûte de dépôt due à la sédimentation des fragments. La microtopographie définit les zones de ruissellement et les zones surélevées. Les croûtes de sédimentation apparaissent dans les zones basses immergées et les croûtes structurales sur le reste de la surface. Les états de surface ainsi créés possèdent des caractéristiques propres qui diffèrent de l'état de surface initial (Leguédois, 2003).

I – 2.3 Formes de ruissellement et d'érosion

Une distinction majeure est faite entre les différentes formes de ruissellement : le ruissellement diffus, le ruissellement anastomosé et le ruissellement concentré.

- ❖ le ruissellement diffus dont la circulation d'eau se fait sous une forme pelliculaire sans griffes ou rigoles visibles. L'épaisseur de la lame d'eau est très faible (quelques mm) et les filets d'eau buttent et se divisent sur le moindre obstacle.

- ❖ le ruissellement anastomosé, il y a formation de multiples chenaux secondaires (filets sinueux) qui se divisent et qui se rejoignent. L'épaisseur de la lame d'eau ruisselante est faible. Elle dépasse rarement la hauteur des aspérités de surfaces (touffes, mottes, cailloux). Les vitesses d'écoulement sont très faibles (5 à 30 cm/s), ce qui correspond souvent à un régime laminaire.
- ❖ le ruissellement concentré, la circulation d'eau se fait dans un chevelu convergent de ravines, puis de thalwegs appartenant au réseau hydrographique. La tranchée d'eau, plus épaisse, recouvre les micro-hétérogénéités de surface et protège le sol de l'impact des gouttes.

Les types d'érosion se distinguent par la nature du ruissellement et l'agent d'arrachement des particules solides.

La capacité de transport des ruissellements diffus et anastomosé est limitée aux particules les plus fines (Govers, 1985 ; Govers & Rauws, 1986 ; Parsons *et al.*, 1991). L'érosion s'y fait essentiellement par splash : fragmentation des agrégats, saltation des petites particules jusqu'aux sables moyens et reptation des sables grossiers et des graviers inférieurs à 2 cm (Moeyersons, 1975, 1978 ; Poesen *et al.*, 1994). Les plus gros objets restent immobiles et protègent le sol. Le caractère diffus de ce type d'érosion ne doit pas être sous-estimé car il touche l'ensemble de la surface, ce qui peut représenter un volume de terre très important. Il faut savoir que 1 mm de terre arrachée sur une surface de 1 ha représente un volume de 10 m³.

Dans le cas du ruissellement concentré, l'érosion se fait en rigoles et/ou ravines. Pour un substrat donné, la mise en mouvement des particules est conditionnée par le régime d'écoulement. La capacité d'érosion et de transport du ruissellement concentré est beaucoup plus importante que celle du ruissellement diffus et/ou anastomosé. Des cailloux jusqu'à 10 cm de largeur peuvent être pris en charge par cet agent de transport (Poesen, 1987).

Le *Tableau I - 1* résume les différentes formes d'érosion et de processus de transport associés.

Tableau I - 1 : Différentes formes d'érosion hydrique et processus de transport (D'après Maison de l'Agriculture de l'Aisne)

Type d'érosion	Processus d'arrachement	Processus de transport	Localisation	Formes observées
érosion diffuse	effet splash	ruissellement diffus	versants	griffures
érosion en rigoles parallèles	effet splash et ruissellement diffus	ruissellement diffus	versants à plus fortes pentes	rigoles
érosion concentrée	ruissellement concentré	ruissellement concentré	fonds de vallées	ravines

Selon l'intensité d'un épisode pluvieux donné, un des types d'érosion évoqué va se déclencher. Pour une même quantité de terre arrachée, les symptômes d'érosion seront plus ou moins perceptibles, passant généralement inaperçus pour une érosion diffuse et facilement observables lors d'une érosion concentrée. Des quantifications de la taille minimale des rigoles ont été proposées, mais les auteurs ne s'accordent pas entre eux (Lenoble, 2003). Cela tient vraisemblablement aux conditions très variables de texture ou de microtopographies qui peuvent exister entre deux sites ou deux expériences.

Ainsi, Roose (1994) distingue les ravines des nappes ravinantes, des rigoles et des griffures par le caractère pérenne de leur forme et par leur taille :

- ❖ une ravine dépasse 50 cm de profondeur et quelques mètres de large.
- ❖ une nappe ravinante fait 10 à 20 cm de profondeur et quelques mètres de large.
- ❖ une rigole à une profondeur d'une dizaine de centimètres et
- ❖ une griffe ne fait que quelques centimètres de profondeur.

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.

I – 3 Facteurs du ruissellement et d'érosion au Sahel

Le ruissellement et l'érosion résultent d'interactions complexes entre plusieurs facteurs. En effet, Albergel *et al.*, (1986), à partir des résultats de pluies simulées sur 48 parcelles réparties sur l'ensemble du Burkina Faso, ont entrepris une étude des facteurs conditionnels de l'infiltration et du ruissellement. Une Analyse en Composantes Principales (ACP) et des Analyses Factorielles de Correspondances (AFC) sur un échantillon regroupant des variables représentatives du ruissellement et d'autres représentant les états de surface et les organisations internes des sols testés, ont permis aux auteurs de hiérarchiser ces critères et de déterminer l'importance relative des différents paramètres du milieu sur l'infiltrabilité des sols. Cette hiérarchie n'est valable qu'à l'échelle du m² et est certainement différente à l'échelle du bassin versant. Cette étude a montré l'importance de 4 paramètres : le pourcentage de la surface couverte par la végétation, la mesure moyenne du microrelief, l'activité faunique et les micro-organisations pelliculaires superficielles ou croûtes.

Les grands types de croûtes en relation avec la couverture végétale, l'activité faunique, et le travail du sol définissent le concept de « surface élémentaire ». Le terme "surface élémentaire" désigne, à un instant donné, un ensemble homogène constitué par les éléments du milieu suivants : le couvert végétal, la surface du sol et les organisations pédologiques superficielles qui ont subi des transformations, sous l'effet des facteurs météorologiques, fauniques ou anthropiques : les croûtes (Casenave & Valentin, 1989). Le terme "état de

surface" peut désigner : une seule surface élémentaire, la juxtaposition d'un ou de plusieurs systèmes de surfaces élémentaires au sein duquel jouent des interactions.

L'importance des états de surface sur l'infiltration et le ruissellement décroît quand la pluviosité (total de pluie précipité) augmente, jusqu'à devenir nulle en zone forestière (Casenave *et al.*, 1994).

I – 3.1 Micro-organisations pelliculaires superficielles : croûtes

Ce terme désigne la partie supérieure du sol, finement stratifiée, qui a subi des transformations, sous l'effet des facteurs météorologiques ou anthropiques. Casenave & Valentin (1989), en analysant les processus et facteurs de formation des croûtes superficielles ont défini 9 types de croûte en zone sahélienne.

Les processus de leur formation permettent de les classer en 2 grands groupes : les croûtes structurales et les croûtes de dépôts. Tandis que les premières résultent d'une réorganisation in situ, les secondes sont constituées d'éléments qui ont subi un transport.

I – 3.1.1 Les croûtes structurales

Quatre grands types de croûtes structurales peuvent être distingués en fonction du nombre et de la nature de leurs micro-horizons.

Croûte ST1 : appelée aussi croûte de désaggrégation, elle est formée d'un micro-horizon et se forme dans les matériaux suffisamment riche en argile (> 15 – 20 %).

Croûte ST2 (deux micro-horizons) et **Croûte ST3** (trois micro-horizons) : ces deux types de croûtes couvrent des surfaces importantes au Sahel car elles affectent surtout des sols sableux (moins de 15 – 20 % d'argile en surface).

Croûte de dessiccation DES : Elle se caractérise par l'affleurement d'un micro-horizon sableux, unique, légèrement pris en masse, très fragile, pouvant atteindre plusieurs dizaines de millimètres d'épaisseur. Ce type de croûte recouvre fréquemment les micro-buttes sableuses enherbées. Il importe de s'assurer qu'aucun autre micro-horizon ne se trouve à moins de 7 cm de profondeur, particulièrement aucune pellicule plasmique, auquel cas il s'agit d'une croûte structurale sableuse à 2 micro-horizons.

Croûte G (gravillonnaire) : leur organisation se distingue de celle de ST3 par l'inclusion d'éléments grossiers (de la taille des gravillons jusqu'à celle des galets à hauteur de 40%).

I – 3.1.2 Les croûtes de dépôts

Trois grands types de croûtes de dépôts peuvent également être distingués.

Croûte de dépôts éoliens EOL : n'ayant pas subi de réorganisations notables, elle est constituée d'une succession de lits de sables fins, légèrement pris en masse et très fragiles. Lorsque ces croûtes ne sont pas elles-mêmes reprises par l'érosion éolienne, elles évoluent souvent en ST2 ou ST3.

Croûte de ruissellement RUI : elle est composée des micro-horizons de sables qui alternent avec de l'argile très compacte. Elles se forment dans des zones de ruissellement et recouvrent les croûtes structurales formées avant l'apparition du ruissellement.

Croûte de sédimentation ou de décantation DEC : elle est caractérisée par un tri granulométrique vertical très net, inverse de celui de ST3 : les sables se trouvent à la base et l'argile au sommet. Elles se forment lors de la décantation des sédiments dans l'eau au repos (flaques, marres). En séchant, elles se craquellent et se fendent.

A ces deux grands groupes a été ajouté un troisième :

Les croûtes d'érosion ERO. C'est assurément la seule organisation superficielle qui soit d'emblée identifiée comme croûte superficielle par le plus grand nombre. Il s'agit d'un micro-horizon mince et dur, argileux et lisse bien que pouvant être craquelé. Ces croûtes d'érosion se développent tant sur les sols argileux, limoneux que sableux, aux dépens de ST1, ST2 et ST3.

La Figure I - 3 fournit la clef de détermination des principaux types de croûtes superficielles. La première étape demande de préciser, au premier coup d'œil, la taille des constituants de surface : éléments grossiers, sable ou plasma. Selon la réponse fournie, la seconde étape fait appel soit au nombre de micro-horizons constitutifs du micro-profil, soit à la structure du micro-horizon affleurant. Cette clef permet l'identification de 9 types principaux. Leur désignation fait référence à leurs mécanismes de formation.

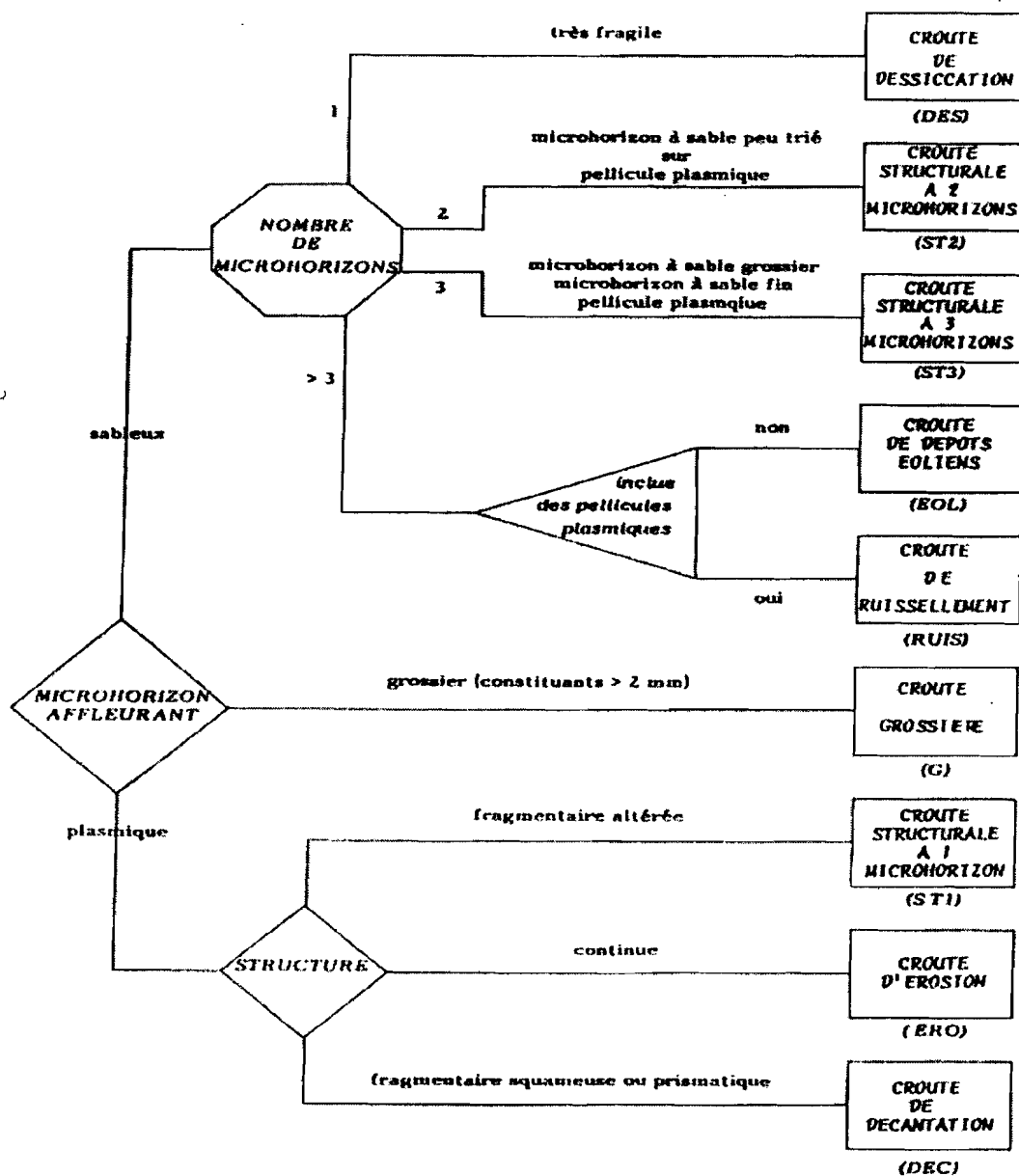


Figure I - 3 : Clé de détermination des principales croûtes sahéliennes (Casenave et Valentin, 1989)

I – 3.2 Couverture végétale

Les nombreux travaux consacrés à l'identification des facteurs du ruissellement et d'érosion s'accordent sur un point : le ruissellement et le déclenchement de l'érosion par ruissellement est provoqué par un jeu complexe de facteurs interdépendants (Bryan, 2000). Toutefois, un facteur prime sur la production du ruissellement et des sédiments : la végétation. Son influence est multiple. Elle tient à son rôle protecteur du sol par interception des gouttes, à l'obstacle qu'elle forme face aux écoulements, au rôle stabilisateur qu'elle a sur les particules du sol, à son influence sur le comportement mécanique du sol par enrichissement en matière organique, et enfin à son influence sur la perméabilité du sol par l'entretien d'une macroporosité (Bertran et al., 2003).

Descheemaeker *et al.*, (2006) ont analysé l'effet de restauration de la végétation sur les hauts plateaux tigrés d'Éthiopie sur le ruissellement. Pour cela, 28 parcelles expérimentales ont été réparties sur trois sites différents. Les pentes, la couverture végétale, les types de sols et l'utilisation des terres sont différents pour les trois sites. Le ruissellement a significativement diminué sur les sols dégradés restaurés. Le ruissellement est corrélé avec les variables telles que la hauteur et l'intensité des précipitations, la durée des événements et la teneur en humidité du sol. La couverture végétale totale est la variable la plus importante qui peut expliquer environ 80% de la variation des coefficients de ruissellement. Le coefficient de ruissellement est presque nul lorsque la couverture végétale dépasse 65%. Ils concluent que d'autres variables importantes affectent la production de ruissellement dans les sites : la matière organique du sol, la densité apparente du sol, le couvert de litière et le gradient de pente.

Sous un même climat, les taux d'érosion varient en fonction de l'état d'occupation des sols. Des mesures faites par Roose (1977) sur le site d'Adiopodoumé en Côte d'Ivoire montrent que le ruissellement tout comme l'érosion augmentent avec une diminution du couvert végétal. Les sols nus sont les plus exposés. L'érosion passe de 0,11 t/ha/an en zone forestière à 138 t/ha/an sur un sol nu et le ruissellement de 21 mm/an à 630 mm/an.

Francis & Thornes (1990) et Quinton *et al.* (1997) montrent que le ruissellement et les pertes en terres diminuent à partir d'un certain seuil de couverture de façon linéaire ou exponentielle avec l'augmentation de la couverture végétale. Cette relation peut varier considérablement selon l'architecture des plantes (Quinton *et al.*, 1997), son stade de développement et, surtout, après l'abandon des terres (Cammeraat *et al.*, 2005).

D'autres auteurs aboutissent à une relation inverse où le ruissellement et l'érosion peuvent augmenter avec l'accroissement de la couverture végétale. Cela peut être dû à l'hydrophobie de la litière organique en dessous des buissons (Puigdefàbregas *et al.*, 1999 ; Contreras *et al.*, 2008) ou en raison de l'épuisement des sédiments dans les plaques avec une faible couverture végétale (Nicolau *et al.*, 1996).

Des pertes en terre sont rapportées sous tous les climats et les disparitions accidentelles du couvert végétal, à la suite d'un incendie par exemple, sont toujours suivies d'une augmentation significative du taux d'érosion et de transport (Martin *et al.*, 1997 ; Rubio *et al.*, 1997 ; Inbar *et al.*, 1998).

Il est difficile d'évoquer l'action protectrice d'un couvert végétal sans toutefois préciser l'action de l'homme. Ce dernier peut être à l'origine du déclenchement et de l'accélération du ruissellement et de l'érosion par les actions suivantes : culture, pratiques culturales, défrichage, surpâturage, raccourcissement des durées de jachères...

Boli *et al.*, (1993) ont mis en évidence l'effet du couvert végétal et des techniques de labour sur l'érosion et le ruissellement sur les sols ferrugineux tropical sableux au Cameroun. Ils notent

que le coefficient de ruissellement et les pertes en terre varient respectivement de 3 à 93% et de 1 à 50 t/ha/an selon le type de couverture végétale, les techniques culturales et la pente.

- ❖ Sous **culture** et sur les parcelles non travaillées, le coefficient de ruissellement événementiel oscille entre 3 et 19% et les pertes en terre varient de 2 à 7 t/ha/an.
- ❖ Sous **végétation** et sur les parcelles labourées, le coefficient de ruissellement instantané varie entre 7 et 71% et les pertes en terres varient de 5 à 27 t/ha/an.
- ❖ Sur sol **nu**, le coefficient de ruissellement par épisode oscille entre 55 et 93% et les pertes en terre peuvent atteindre 40 t/ha/an.

Boli *et al.* (1993) montrent que l'on perd 1.5 à 10 fois plus de terre dans les parcelles labourées que dans celles qui sont paillées et non travaillées. Plus grave, les pertes en particules fines en suspension sont elles aussi nettement plus fortes sous labour (suspensions : 4 à 10 t/ha/an) que sur les parcelles couvertes par les résidus de culture et peu travaillées (suspensions : 0.1 à 1 t/ha/an). Ils concluent que l'on peut réduire les pertes en terre de 40 à 75 % sur les parcelles labourées en les protégeant par l'épandage de 5 t/ha de litière.

I – 3.3 Activité faunique

L'activité faunique a également une influence directe sur l'infiltration et donc sur le ruissellement, par la porosité qu'elle génère. Au Sahel, les termites rejettent d'énormes quantités de terres à la surface. À ce volume de rejets correspond un volume comparable de pores à l'intérieur du sol et cette porosité communique avec la surface, facilitant ainsi le drainage rapide de l'eau (Léonard *et al.*, 2001). Léonard *et al.*, (2004) estiment que l'effet des termites se traduit par une augmentation d'un facteur 2 à 2.5 de l'infiltration. De plus, et ce n'est pas là le moindre des effets du travail de la mésofaune, elle détruit, au moins localement, les croûtes qui s'opposent à l'infiltration (Malam Issa *et al.*, 1999 ; 2001). Mando *et al.*, (1996) ont montré que les termites peuvent être considérées comme des agents biologiques utiles pour détruire la formation de croûtes et corriger les problèmes physiques (encroûtement) des sols au Sahel.

I – 3.4 Topographie et rugosité de surface

Le microrelief est l'ensemble des petits accidents du terrain, naturels ou induits par les techniques culturales, qui confère au sol la rugosité susceptible de diminuer le ruissellement et d'augmenter le stockage superficiel de l'eau (encore appelé "détention superficielle"). Les auteurs s'accordent pour reconnaître le rôle important que joue la topographie (longueur, forme et surtout inclinaison) sur le développement du ruissellement et de l'érosion.

I – 3.4.1 Inclinaison de la pente

L'inclinaison de la pente est sûrement l'aspect topographique le plus important. Roose (1994) a étudié sur les faibles pentes (<2%) l'effet de l'augmentation de l'inclinaison sur le

ruissellement et l'érosion sur un sol ferrugineux tropical lessivé. Plus la pente est "forte", plus le ruissellement et l'érosion sont importants (Tableau I - 2), par augmentation de la vitesse d'écoulement. En rappel, la vitesse dépend non seulement de l'inclinaison de la pente mais aussi de la rugosité du sol, comme le montrent les équations hydrauliques bien connues de Chezy (1769) et Manning (1889). La vitesse d'écoulement détermine à quel moment une rigole va se creuser. La transition entre érosion diffuse et érosion linéaire sera en partie déterminée par l'inclinaison de la pente.

Tableau I - 2 : Effet de l'inclinaison de la pente sur le ruissellement et l'érosion à Séfa au Sénégal (d'après Roose, 1994).

Pente (%)	Erosion moyenne (t/ha/an)	Ruissellement moyen annuel (%)
1.25	5	16
1.5	8.6	22
2	12	30

Wishmeier et Smith (1978) constatent que le ruissellement sur sols cultivés s'accroît avec le gradient de la pente. Cependant, ils montrent que ces relations seraient largement influencées par le type de culture, la rugosité de la surface et la saturation du profil. Ainsi avec des cultures sarclées, le ruissellement serait directement proportionnel à l'inclinaison de la pente. À l'inverse, avec des surfaces engazonnées, aucune relation ne serait vraiment significative.

Pour Berville (2002), cela dépend de la perméabilité des sols. En effet, si les sols sont absolument imperméables, le ruissellement de la pluie sera total et ne dépendra pour une surface de pente donnée que de l'intensité de la pluie. Par contre, si les sols sont relativement perméables, la pente aura une influence certaine sur l'infiltration et donc le ruissellement.

I - 3.4.2 Longueur de la pente

Le rôle de la longueur de la pente dans le phénomène d'érosion et de ruissellement est controversé. Certains auteurs admettent que l'érosion moyenne par unité de surface croît avec la longueur de la pente et l'expliquent par le fait que les pentes les plus longues permettent une plus forte accumulation du ruissellement, ce qui accroît l'énergie globale de celui-ci et sa force de détachement et de transport. D'autres comme Roose (1977) le contestent.

Il semble que l'influence de la longueur de pente est d'autant plus importante que le ruissellement a la possibilité de se concentrer. Elle est par contre probablement nulle en l'absence de ruissellement lorsque le splash est le seul processus actif.

Au-delà d'une distance seuil, la longueur de la pente a peu d'influence sur le ruissellement et la force d'arrachage des particules du sol, puisque la vitesse d'écoulement maximale a été atteinte depuis longtemps et qu'un certain équilibre entre les apports d'eau venant de

l'amont et les départs d'eau en aval s'est établi. De plus, il a souvent été remarqué que le ruissellement diminue le long d'un versant de l'amont vers l'aval, probablement en raison de la présence de zones d'infiltration plus élevées le long de la trajectoire de l'écoulement de surface.

Pour expliquer cette relation entre pente et ruissellement, Heusch (1971) suggère l'existence d'un processus de pente hydraulique liée à la topographie : en milieu homogène, la baisse du ruissellement sur forte pente serait due à une circulation verticale par gravité plus rapide, permettant ainsi au sol d'absorber à nouveau de l'eau avant la saturation de sa porosité.

Poesen et Bryan (1990), en étudiant l'influence de la longueur de la pente sur le ruissellement et l'érosion, ont mis en évidence le rôle de la formation des rigoles et des croûtes de sédimentation. À cet effet, un mélange de sédiments, très sujets à la battance, a été testé sur des pentes de longueurs de 2.39 m, 7.18 m et 17 m sous pluie simulée d'une intensité de 24,2 à 26 mm/h pendant au moins de 200 mn. Ils concluent que la relation entre le volume de ruissellement par unité de surface et la longueur de pente est complexe et fortement influencée par la formation d'une pellicule de battance, par le développement de rigoles et de têtes de rigoles ainsi que par la formation de dépôts de pente. Les segments de pente où des rigoles et des têtes de rigoles se développent, sont caractérisés par une vitesse d'infiltration et de percolation assez importante. D'autre part, les segments de pente couverts entièrement de pellicules de battance, soit de type « structural », soit de type « sédimentaire » sont caractérisés par une vitesse d'infiltration et de percolation moins élevée. Ces processus d'érosion et de sédimentation peuvent avoir un effet compensatoire sur la production de ruissellement le long d'un versant pendant les averses.

I – 3.5 Facteurs liés au sol

Indépendamment des facteurs mentionnés plus haut, certains sols résistent bien à l'érosion, d'autres beaucoup moins (érodibilité des sols). L'érodibilité du sol représente la sensibilité d'un sol à l'arrachement et au transport des particules qui le composent. Le critère le plus important pour apprécier la résistance d'un sol à l'érosion est la stabilité structurale. La stabilité structurale se mesure par un tamisage dans l'eau. Elle est influencée par de nombreuses caractéristiques des sols dont les plus importantes sont la texture, la teneur en matière organique et l'état hydrique du sol.

Des textures avec trop peu d'argiles ont une faible cohésion et donc une faible stabilité structurale. En-dessous d'environ 10-15% d'argile, la stabilité structurale est considérée comme faible. Ces sols ont tendance à former une croûte de battance en surface qui favorise un ruissellement et un transport de sédiment plus important que sur une surface poreuse.

Par contre, les matières organiques favorisent l'agrégation des particules entre elles et le développement d'une activité biologique qui entraîne une plus grande infiltration aux

dépens du ruissellement. Elles ont ainsi une influence positive sur la stabilité structurale, influence d'autant plus grande que la teneur en argile est faible.

La stabilité structurale joue sur plusieurs facteurs qui influencent le taux d'érosion et le ruissellement :

- (i) Sur la taille des produits de la désagrégation : une faible stabilité structurale conduit à une désagrégation plus intense. Dans ce cas, les produits de la désagrégation (les micro-agrégats) sont petits et donc plus facilement détachés et transportés.
- (ii) Sur la formation d'une croûte de battance : la désagrégation des agrégats à la surface du sol crée une couche fine à la surface appelée croûte de battance, où la porosité est très réduite et la densité apparente est plus importante. Les sols à faible stabilité structurale les forment très rapidement sous l'impact des gouttes de pluie, les sols à forte stabilité structurale les formant plus lentement. Les sols pauvres en argile et/ou riches en limon ou sable fin sont très sensibles à la battance. La croûte de battance a tendance à augmenter la cohésion du sol, mais elle diminue parallèlement très fortement le taux d'infiltration : le taux d'infiltration pour un sol limoneux sans croûte peut passer de 60 mm/h ou plus à 2-5 mm/h en présence d'une croûte. Ce deuxième effet est largement prépondérant par rapport au premier. Au final, le taux de ruissellement et les risques d'érosion diffuse et linéaire augmentent radicalement en présence d'une croûte de battance.

I – 4 Appréhension des processus à différentes échelles spatiales

Trois entités sont couramment identifiées pour caractériser un paysage ou une unité hydrologique : parcelles – sous-bassins – bassins versants.

La parcelle se définit comme un système aux propriétés structurelles suffisamment homogènes pour obéir aux lois de la physique du sol et du ruissellement. Ses dimensions varient d'1 à quelques dizaines de m².

Les sous-bassins versants sont des systèmes hydrologiques complets présentant une connexion entre l'amont et l'aval et une intégration des processus de versant à l'exutoire. Par rapport aux parcelles, on note l'apparition d'un chenal d'écoulement et d'un transfert des écoulements dans ce chenal. À l'échelle des sous-bassins, le ruissellement commence par s'organiser. Les lames d'eau produites localement par mécanisme hortonien ou sur des surfaces saturées s'accompagnent éventuellement de ré-infiltration.

Le drainage des écoulements à la surface, par le réseau hydrique, et dans le sous sol, au niveau des nappes, définit l'échelle du bassin versant. Le bassin versant, aire de collecte des eaux de surface et souterraines considérée, se détermine à partir d'un exutoire.

À chaque échelle spatiale correspondent des méthodologies d'analyse particulières. Les objectifs visés ne sont pas les mêmes ; les outils utilisés sont propres à chaque gamme d'échelle ; la **nature** des résultats obtenus diffère d'une échelle à l'autre ; les résultats eux-mêmes possèdent des domaines de validité différents.

D'un point de vue spatial, les processus à l'échelle du bassin sont intimement liés aux processus à l'échelle locale. C'est pourquoi l'échelle d'étude retenue ici varie de la parcelle au bassin versant. La *Figure I - 4* présente les différentes échelles considérées dans cette étude.

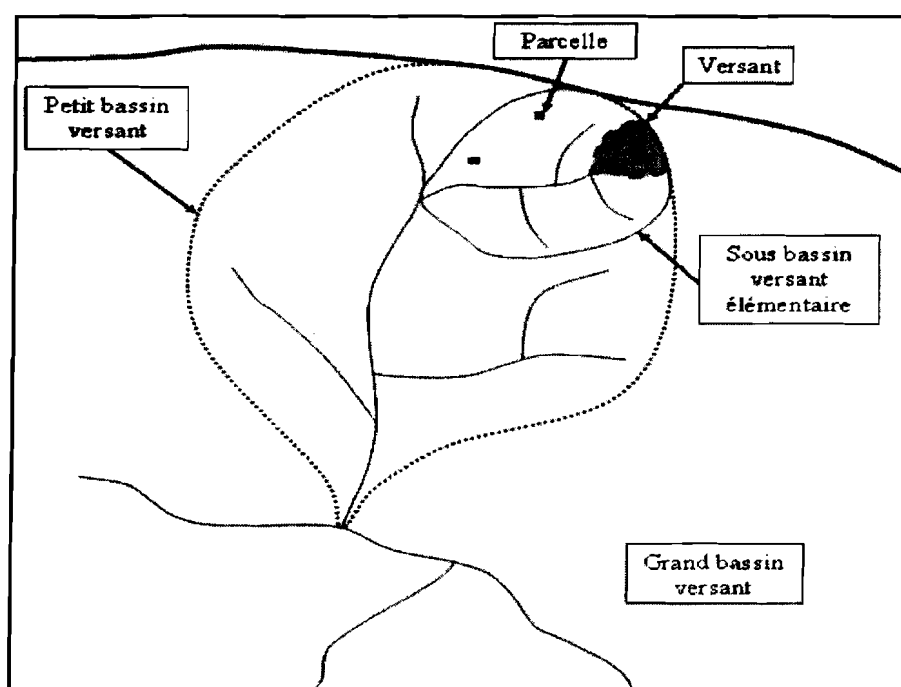


Figure I - 4 : Echelles spatiales en hydrologie, de la parcelle au grand bassin versant (Extrait de Graff, 2004).

D'un point de vue temporel, l'approche événementielle lors des crues fait appel à des transferts lents ou rapides, alors que l'approche annuelle pour caractériser un cycle hydrologique nécessite l'établissement d'un bilan sur des chroniques mensuelles. Pour caractériser la **variabilité** spatiale et temporelle à l'échelle du bassin versant, la démarche adoptée comprend deux volets : un volet expérimental et un volet d'analyse spatialisée.

I – 4.1 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle parcellaire

L'une des **difficultés** de l'étude du ruissellement et de l'érosion vient de ce que les observations en conditions naturelles sont longues, sujettes aux aléas climatiques et ne peuvent pas être répétées. Ainsi, de nombreux travaux sur les processus du ruissellement et d'érosion à l'échelle de la parcelle (généralement de 1 à 50 m²) utilisent des simulateurs de pluie. Cet outil permet à la fois de maîtriser les paramètres de forçage afin de quantifier au mieux la réponse du milieu et de contourner la difficulté de mise en place d'une

instrumentation pour mesurer en continu les flux lors des épisodes naturels. Il présente néanmoins quelques inconvénients majeurs :

- ❖ les pluies simulées sont rarement représentatives des pluies naturelles où la variabilité intra-épisode des intensités peut être très forte (Mathys, 2006).
- ❖ l'énergie cinétique des pluies simulées est en général bien inférieure à celle des pluies réelles, ce qui est particulièrement gênant pour apprécier l'arrachement des matériaux (Luk *et al.*, 1986; Madden *et al.*, 1998).

À l'échelle parcellaire, la pluie joue un rôle majeur dans les processus hydrologiques et érosifs. C'est elle qui est à l'origine de l'essentiel du ruissellement, lorsque les taux d'infiltrabilité du sol ne permettent plus d'absorber les flux précipités. Dans les conditions expérimentales, le ruissellement diffus et l'érosion en nappe, sont les seules manifestations des processus observables si l'on considère la faible longueur de pente de ces parcelles. L'occupation de la surface du sol, la longueur et l'inclinaison de la pente du terrain sont les facteurs qui interviennent dans les manifestations de ces processus. Mais leur rôle a relativement peu été étudié et les quelques références disponibles montrent la complexité des relations pouvant exister entre ruissellement, érosion et morphologie de la parcelle.

L'effet de la pente sur l'arrachement des particules par les gouttes de pluie est complexe et controversé.

En zone semi-aride d'Arizona, des simulations de pluie d'environ 50 mn avec une intensité de 145 mm/h ont été réalisées sur 6 parcelles de 5.5 m x 1.8 m de pentes comprises entre 6 et 33 ° (Mathys, 2006). Ces simulations ont produit des coefficients d'écoulement plus élevés sur les parcelles de faible pente et de granulométrie de surface fine que sur les parcelles de forte pente à surface plus grossière. Dans 5 cas sur 6, la concentration en sédiments décroît au cours du temps et est corrélée négativement au débit, ce que les auteurs attribuent à un épuisement du stock de matériaux mobilisables. Sur la seule parcelle où la concentration croît avec le débit, il semble que le processus dominant soit l'arrachement par l'écoulement. En conclusion de leurs travaux, sur les pentes inférieures à 12°, le ruissellement est indépendant de la rugosité et de la pente et l'érosion croît avec la pente du fait du rôle de la gravité ; Au-delà de 12 °, le ruissellement diminue fortement et l'accroissement de l'effet de la gravité n'est pas suffisant pour contrebalancer cette diminution (Abrahams *et al.*, 1988 ; Abrahams et Parsons, 1991).

Valentin (1981), Lal (1982) et Roose (1994) définissent des valeurs seuils au-delà desquelles, l'augmentation de l'inclinaison ou de la longueur de pente induit une diminution du ruissellement mais pas des charges solides.

Lenvain (1975), Meyer *et al.* (1976) et Poesen & Bryan (1990) aboutissent à une grande variabilité de ces relations pentes/arrachements. En effet, la pente a un effet positif sur le détachement par effet splash car elle ajoute une composante de gravité à la force de

détachement. Les paramètres les plus déterminants pour le détachement par effet splash sont en fait l'angle de friction interne du matériau et sa cohésion (Torri and Poesen, 1992).

En Californie, Mathys (2006) explique le rôle complexe de la pente sur l'érosion par le fait qu'elle agit également sur le ruissellement. Le ruissellement diminue sur les fortes pentes. Cette diminution du ruissellement n'est pas compensée par l'accroissement de l'effet de la gravité et la production est globalement plus faible. Il semble que le pourcentage en cailloux à la surface du sol et la taille de ces cailloux soient l'un des facteurs dominants pour expliquer l'évolution des coefficients d'écoulement.

Dans les badlands de Tabernas en Espagne, Solé-Benet *et al.* (1997) ont effectué sous pluies simulées, des mesures du ruissellement et d'érosion sur 16 parcelles de 0.24 m². Ils ont montré que le ruissellement était corrélé positivement avec la pente et négativement avec le taux du couvert végétal. Bien que peu d'érosion soit observée en cas de faible ruissellement, il n'a pas été mis en évidence de relation entre volumes ruisselés et érosion. L'effet de la pente sur l'érosion n'a pas non plus été mis en évidence, puisqu'il serait masqué par les particularités morphologiques des différentes surfaces. Dans la plupart des cas, l'érosion est surtout dépendante de la disponibilité des matériaux, du fait de la dégradation ou de dépôts antérieurs. Les fortes productions sont associées à la formation de micro-rigoles qui fournissent l'essentiel des sédiments sans que le reste de la surface de la parcelle ne soit contributive. En ce qui concerne le ruissellement, ces parcelles de Tabernas ont montré, de manière étonnante, une augmentation du ruissellement avec la rugosité du micro-relief : les espaces entre les bosses, micro-dépressions souvent affectées d'une croûte, agissent en fait comme de micro-chenaux qui véhiculent rapidement le ruissellement.

I – 4.2 Limites des observations et mesures à l'échelle parcellaire

La première restriction importante dans la mesure du ruissellement et surtout de l'érosion des sols au moyen de parcelles expérimentales fermées est la déconnection de la parcelle elle-même du reste du versant ou du bassin et notamment de l'amont. En effet, si un paramètre est modifié (pente, état de surface, positionnement de la parcelle par rapport aux strates géologiques...), la variabilité des réponses mesurées entre 2 parcelles voisines peut être très forte et les résultats peuvent changer radicalement. Mathys *et al.* (2005) montrent ainsi que, suivant la pente des parcelles et leurs inclinaisons par rapport aux strates du terrain naturel, les réponses changent de manière significative entre parcelles voisines. Des expériences menées sous pluies naturelles et sous pluies simulées leur ont également permis de montrer que l'état de surface de chaque parcelle influençait beaucoup la génération des écoulements de surface.

La deuxième restriction importante dans la mesure du ruissellement et surtout de l'érosion des sols au moyen de parcelles expérimentales fermées est l'échelle spatiale même de la parcelle (Boix-Fayos *et al.*, 2006). Quelle est la taille minimale de la surface représentative des

processus élémentaires du ruissellement et de l'érosion ? À quelles échelles ont lieu les processus physiques majeurs ?

En effet, Walling (1983), Osterkamp and Toy (1997), Poesen et Hooke (1997), Cammeraat (2002, 2004), de Vente et Poesen (2005) et Puigdefabregas (2005) expliquent comment les processus hydrologiques et géomorphologiques qui contrôlent le détachement, le transport et le stockage des sédiments sont très dépendant de l'échelle. Les différents processus géomorphologiques prédominants à différentes échelles sont liés à travers les échelles et différents contrôles apparaissent à chaque niveau d'échelle. Cammeraat (2002) illustre ce concept dans les conditions semi-arides, en montrant comment les processus de formation des croûtes à l'échelle élémentaire affectent les propriétés hydrodynamiques des sols et comment cela influe sur le ruissellement et l'érosion à plus grande échelle.

Boix-Fayos *et al.*, (2006) ont montré sur un site en Espagne que la structure de la végétation et la rétroaction positive entre la croissance des plantes et l'accumulation d'eau, de sédiments et de nutriments jouent un rôle important dans la configuration spatiale de la végétation sur les échelles plus fines. Sur des échelles de versant et du bassin versant, ils montrent que différentes configurations spatiales des modèles de la végétation qui déterminent le ruissellement des versants peuvent être utilisées pour caractériser les réponses hydrologiques érosives du paysage. Les mêmes observations ont été faites par d'autres auteurs (Lavee *et al.*, 1998 ; Calvo-Cases *et al.*, 2003) avec les observations à des échelles très fines (parcelles de 0,24 m² à l'aide d'un simulateur de pluie), des échelles fines (parcelles de Gerlach avec un collecteur de 50 cm) et l'échelle des versants (80 × 70 m).

La troisième restriction lorsque l'on mesure le ruissellement et l'érosion du sol dans les parcelles expérimentales de terrain est la mise en cause de l'échelle temporelle. Les parcelles d'érosion demeurent l'une des méthodes les plus couramment utilisées pour estimer les taux d'érosion des champs sur de courtes périodes, 1 à 2 ans. Mais la plupart des programmes de mesure sont limités à très peu d'années, ce qui implique que les mesures ne sont pas nécessairement représentatives des taux d'érosion à long terme.

Certains auteurs (Ollesch & Vacca, 2002) recommandent des études sur une durée supérieure à trois ans car cela réduit l'incertitude temporelle de parcelles expérimentales d'érosion. Cependant, ils montrent que les taux d'érosion des parcelles fermées diminuent au-delà d'une période de six ans, en raison d'un changement des conditions de détachement des particules : après plusieurs années de fonctionnement, les matériaux disponibles pour le détachement du sol s'épuisent suite à la création d'une armure sur la surface du sol et le manque d'apport de particules transportées de l'extérieur de la parcelle.

L'expérience du groupe de recherche d'érosion de sol de Bâle (Basel Soil Erosion Research Group) (Leser *et al.*, 2002) basée sur 25 années de mesures de ruissellement et d'érosion des sols, les a amenés à conclure que seules des mesures systématiques à long terme dans les conditions réelles du domaine de l'agro-écologique fournissent une évaluation réaliste du

risque d'érosion régionale. Ils affirment que seules des mesures à long terme fournissent aux modèles numériques des données fiables et non des estimations ponctuelles ; alors que l'analyse d'un événement unique ne permet que des conclusions qualitatives, par exemple la détection des chemins prédominants des flux de ruissellement et de transport, et l'identification des domaines qui sont particulièrement exposés à l'érosion.

À l'échelle parcellaire, si les processus de genèse de ruissellement (éventuellement de l'érosion) sont désormais bien compris (Augeard *et al.*, 2005a), les possibilités de propagation/infiltration (transport/dépôt) à plus grande échelle sont en revanche peu connus. L'organisation des motifs de surface (anthropiques ou naturels) crée des éléments de connectivité très difficiles à appréhender pour évaluer la part de ruissellement effectif parvenant au réseau hydrographique. En bref, La parcelle expérimentale correspond à une échelle d'analyse où il est possible d'observer les processus hydrologiques. Le domaine de validité des résultats est limité à la parcelle elle-même. Ce sont finalement les méthodes qui sont transférables d'une parcelle à une autre plus que les résultats eux-mêmes. En revanche, ces résultats sont indispensables à la compréhension des mécanismes fins et sont exploitables en traduisant les informations physiques locales en informations qualitatives (Graff, 2004).

I – 4.3 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle des sous-bassins

Pour reconnecter la parcelle avec l'amont, on passe à l'échelle des sous-bassins. À cette échelle, la circulation de l'eau recouvre l'action du ruissellement diffus et ce dernier se généralise. Sa vitesse tend à augmenter avec la pente du versant correspondant, mais est freinée par la rugosité de surface (Moore & Foster, 1990). L'arrachement des particules du sol par le ruissellement est le processus majeur. Leur transport est dans la plupart des cas contrôlé par ce dernier. Toutefois, le vent peut être également à l'origine de l'arrachement des particules sur ces versants qui tombent ensuite et s'accumulent alors au fond des ravines qui s'y trouvent. L'évolution de son versant sous l'effet de l'érosion va aussi conditionner sa réponse en matière de ruissellement. À cette échelle, il y a une forte interdépendance entre ces deux phénomènes.

Il est souvent admis que le ruissellement et l'érosion augmentent avec la pente et la longueur de versant. Or, dans les bassins dénudés en zone semi-aride du Negev, Yair et Raz-Yassif (2004) ont montré qu'il y avait une relation positive entre le dépôt et la longueur de pente. Les versants courts sont dépourvus de colluvions tandis que des dépôts importants se développent au pied des versants longs. Dans ces bassins semi-arides, le ruissellement est contrôlé bien plus par les propriétés des surfaces que par les caractéristiques des averses.

En effet, le ruissellement se définit avant tout comme un transfert d'eau à la surface du sol. Les quantités d'eau produites par les versants se propagent alors à l'exutoire du bassin. La géométrie de la surface du sol (microrelief, pente) détermine le stockage possible en surface (Kamphorst *et al.*, 2000 ; Planchon & Darboux, 2002), les connexions entre les dépressions et, par conséquent, la distance de transfert. La distribution spatiale de l'occupation des sols, la

direction de la **plus** grande pente, la distribution spatiale des principaux collecteurs de ruissellement sont autant d'éléments qui conditionneront le transfert du ruissellement jusqu'à l'exutoire.

I – 4.4 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle du bassin

Le bassin versant **est** composé d'une mosaïque de sols dont la nature, les états de surface, et les couvertures **sont** très différentes et hétérogènes. L'explication physique des phénomènes ne peut plus être **donnée**. Un effet de moyenne des processus introduit un brouillage qui empêche la lecture **du** fonctionnement des grands bassins versants directement à partir des données disponibles (Kirkby, 1993). Les données elles-mêmes ont changé de nature. Ce ne sont plus l'infiltration, la rétention et le ruissellement qui sont observés et mesurés mais le débit à l'exutoire **du** bassin. Le débit est la variable intégratrice de tout ce qui a généré l'écoulement dans **le** bassin versant. À cette échelle, plusieurs écoulements interviennent et contribuent à la formation de la crue à l'exutoire, mais en contexte sahélien et aride le ruissellement domine.

Au Sahel, plusieurs études du comportement hydrodynamique d'un sol à l'échelle de parcelle et du versant ont montré que le ruissellement et l'érosion sont conditionnés par les propriétés hydrodynamiques de la surface du sol. Les processus hydrologiques et érosifs sont conditionnés **par** les états de surface du sol : encroûtement, végétation, activité faunique (Casenave & Valentin, 1989 ; Esteves & Lapetite, 2003). Cette hiérarchie valable à ces échelles serait peut-être différente à l'échelle du bassin versant puisque quelle que soit la nature du processus du ruissellement, les coefficients de ruissellement peuvent, dans la plupart des cas, être localement élevés sur de courtes longueurs de pente, mais deviennent faibles sur de plus longues distances **compte** tenu de la ré-infiltration des écoulements dans les colluvions de pied de pente ou les cônes de déjection : les versants encroûtés ou de sols peu épais jouent le rôle de sources de ruissellement tandis que les formations épaisses et cônes de déjection jouent le rôle de "puits". De plus, entre les surfaces productrices de ruissellement et de sédiments et le réseau hydrographique, il existe un grand nombre de structures qui peuvent piéger des quantités d'eau produite et les particules détachées en amont. La localisation des différents états de surface devient au moins aussi importante que leur caractérisation et leurs propriétés hydrodynamiques, et doit être prise en compte au moyen d'un véritable modèle de propagation dans toutes les tentatives de modélisation des écoulements de surface et de transport des sédiments.

Planchon (1988) **montre** en effet que les sédiments détachés du haut des versants sont susceptibles de se déposer en bas de pente plutôt que d'être exportés hors du bassin. De même, la possibilité pour une onde de crue de transporter à l'extérieur du bassin versant des matériaux détachés sur les versants au cours du même épisode pluvieux est tout aussi faible. Les processus d'érosion superficielle sur le bassin sont donc essentiellement des processus lents sous végétation naturelle et, en l'absence d'événements exceptionnels, le phénomène le

- plus important est probablement la redistribution des matériaux le long des versants, sans exportation hors du bassin.

I – 4.5 Causes de l'effet d'échelle sur le ruissellement et l'érosion

La production du ruissellement et des sédiments décroît avec l'augmentation de l'échelle de mesure. Plusieurs causes ont été identifiées pour expliquer cet effet d'échelle de la parcelle sur le ruissellement et l'érosion.

En effet, Cerdan *et al.*, (2004) en cherchant à identifier la nature et la cause de la variation du ruissellement avec l'augmentation de la superficie ont montré que l'effet d'échelle est dû principalement à une ré-infiltration en aval des flux produits en amont en raison de la variation spatiale de la perméabilité des sol. Avec l'accroissement de la surface, l'hétérogénéité du milieu croît et le partage ruissellement-infiltration devient plus complexe. L'hétérogénéité du sol entraîne des variations spatiales de la perméabilité qui ont un impact notable sur la genèse du ruissellement. Cette constatation n'est pas un fait découvert récemment puisque Horton (1935) discutait déjà de la variation spatiale de la capacité d'infiltration dans ses bassins de mesures. Corradini *et al.*, (1998) montrent que la variabilité spatiale de la perméabilité a d'autant plus d'importance dans la génération des eaux de ruissellement dans des situations des épisodes pluvieux de courtes durées et de faible intensité. Si, sur une unité de mesure, la perméabilité à saturation en amont est inférieure à celle en aval, il y aura production d'une lame d'eau d'abord en amont par excès d'infiltration. Ensuite, cette lame d'eau peut potentiellement se ré-infiltrer en aval où la perméabilité est plus forte. Ce processus de ré-infiltration diminue significativement les flux de sortie en bas de pente et modifie les bilans hydrologiques à plus grande échelle. Plusieurs types de variations spatiales de la perméabilité ont été proposés et sont intégrés dans les modèles distribués de simulations du ruissellement (Quimpo, 1984). Il s'agit de l'évolution linéaire proposée initialement par Smith et Herbert (1979) puis décrite par Woolhiser *et al.*, (1996) et une évolution aléatoire de la perméabilité selon une loi log-normale (Corradini *et al.*, 1998). Leurs simulations montrent que les pics du ruissellement sont sensibles aux évolutions de la perméabilité des sols.

La variabilité spatiale de la capacité d'infiltration des sols n'est pas la seule cause de l'effet d'échelle sur la génération des eaux du ruissellement. L'analyse de Julien et de Moglen (1990) a montré que (i) la variabilité spatiale n'est pertinente que pour les orages courts et (ii) la variabilité spatiale ne conduit pas automatiquement à une réduction du ruissellement avec l'augmentation de la surface. La principale raison de l'effet d'échelle est qu'une fois que la pluie s'arrête, l'eau de ruissellement a plus de temps pour s'infiltrer sur de longues pentes que sur des pentes courtes. L'analyse a montré que l'effet d'échelle observé sur le ruissellement est dû principalement à la dynamique temporelle des précipitations.

Van de Giesen *et al.*, (2005 ; 2011) ont évalué l'effet d'échelle sur le ruissellement hortonien sur des parcelles agricoles de différentes longueurs dans 3 pays d'Afrique de l'Ouest

(Burkina Faso, Côte d'Ivoire et Ghana). Ils ont constaté que les parcelles plus longues ont généré des coefficients de ruissellement nettement inférieurs aux parcelles plus courtes. Aussi, il y avait **une** grande variation des coefficients de ruissellement d'un orage (pluie torrentielle) à un **autre**, mais de très bonnes corrélations entre les parcelles d'égale longueur pour chaque épisode pluvieux. Ils ont montré que les orages intenses de courtes durées, associées à des **taux élevés** d'infiltration donnent les effets d'échelle les plus significatifs. S'il continue à **pleuvoir** pendant une période suffisamment longue pour que l'eau tombant sur le sommet d'une **pente** parvienne au bas de la pente, toute la pente aura donc ruisselé et l'infiltration **moyenne** sur toute la pente deviendra rapidement égale à l'infiltration moyenne locale, comme **indiqué** par Julien et Moglen (1990). Leurs résultats montrent que l'effet d'échelle est **fonction** de la **durée** et de l'intensité des précipitations, de la longueur et de l'inclinaison de la **pente**, de la rugosité de surface et de la vitesse d'infiltration. Ils concluent que la cause **primaire** de l'effet d'échelle est l'infiltration retardée, définie comme l'infiltration observée après que l'intensité des précipitations devient inférieure à la vitesse d'infiltration. Cette infiltration **retardée** est principalement liée à la dynamique des précipitations.

La variation des seuils de précipitations pour l'apparition du ruissellement (pluie d'imbibition) en **fonction** de l'échelle d'observation est également l'une des raisons de la dépendance d'échelle du ruissellement (Cantón, *et al.*, 2011). Certaines études montrent que le seuil d'apparition du ruissellement croît avec l'augmentation de la surface (Puigdefábregas *et al.*, 1999 ; Cammeraat, 2002, 2004 ; Boix-Fayos *et al.*, 2006), ce qui a pour corollaire la **diminution** de la quantité de la pluie nette disponible pour le ruissellement. Sur les petits bassins, la diminution du ruissellement est principalement liée à la variabilité de l'infiltration, la **distribution** spatiale de la végétation et des propriétés de surface du sol, et à leur répartition **locale** dans les surfaces hydrologiques similaires (HYSS) (Kirkby *et al.*, 2002 ; 2005). Sur les **grands** bassins versants, la dépendance d'échelle des eaux de ruissellement est également attribuée à d'autres facteurs, tels que la taille des cellules des précipitations, les différences spatiales dans la lithologie et la densité de drainage, la morphométrie des bassins versants (pentes, **morphologie** etc...), et à l'augmentation des possibilités de stockage dans les dépressions (Kirkby *et al.*, 2002, 2005 ; Bracken & Croke, 2007).

L'émergence à **grande** échelle de certaines propriétés des sols du bassin peut être également la cause de l'effet **d'échelle** sur la génération du ruissellement. Cependant, cette spécificité des sols des **bassins** versants est fortement corrélée à la distribution spatiale des sources et des puits de ruissellement. En effet, Mayor *et al.*, (2011) ont attribué la diminution du ruissellement avec l'accroissement de la surface à l'augmentation de l'infiltration le long de la pente des eaux **de** ruissellements produits sur les versants et à l'émergence de certaines propriétés à l'échelle du bassin versant, telles que l'infiltration du ruissellement dans les fractures de calcaire et les pertes par percolation à travers le lit de canal. Par exemple, quand des zones du **bassin** qui permettaient de générer les flux (sources) disparaissent au profit des zones qui absorbent tout les flux venant de l'amont (puits), le flux en bas de pente peut diminuer soudainement et marquer un seuil. Ces seuils sont presque absents à l'échelle

locale en raison de l'homogénéité du milieu. Ces effets de seuils créent une différence significative entre les flux d'eau des deux milieux en régime transitoire.

En résumé, plusieurs causes peuvent être à l'origine de la variation du ruissellement avec l'augmentation de la surface. Toutes ces causes interviennent à toutes les échelles d'observation, mais les effets de certaines sont dominants à des échelles spécifiques et leurs manifestations occultent la présence des autres. Toutefois, il est important de souligner qu'à l'échelle du bassin versant le ruissellement dépend d'un large éventail de variables telles que la topographie, les propriétés hydrodynamiques des sols, la rugosité de surface, la répartition spatiale des unités de sol (Arnau-Rosalén *et al.*, 2008). La réponse hydrologique reflète l'effet combiné de l'hétérogénéité spatiale de ces paramètres, des variations spatio-temporelles des paramètres des pluies et de l'interaction entre les processus hydrologiques (infiltration, ruissellement, ré-infiltration) (de Vente and Poesen, 2005).

I – 5 Mise à l'échelle en hydrologie : états des connaissances et méthodologie

Ce paragraphe fait un état des connaissances et présente quelques méthodologies employées pour assurer les changements d'échelle dans les disciplines de l'hydrologie, des sciences du sol et de la météorologie. Il introduit certaines des méthodes qui seront utilisées au cours de ce travail. Le changement d'échelle – c'est-à-dire le transfert d'une information d'une échelle à une autre, par agrégation ou par désagrégation (*upscaling*, *downscaling*) – est une question encore loin d'être résolue en hydrologie, comme dans de nombreux domaines connexes (Sivapalan & Kalma, 1995). Les théories disponibles sur les flux ont été établies sur les échelles spatio-temporelles fines, sur des milieux idéaux continus et homogènes, alors que le milieu naturel apparaît comme très hétérogène et ce, sur une large gamme d'échelle.

I – 5.1 Etat des connaissances générales

En hydrologie, l'agrégation des équations de conservation est usuellement utilisée lors de la transposition des données ou de la quantification du bilan hydrologique sur les bassins peu ou pas jaugés (Kavvas *et al.*, 2007). Cependant, les équations de conservation hydrologique sont généralement connues à l'échelle ponctuelle définie comme l'échelle de contrôle d'un volume différentiel. Les équations de conservation de la masse, de moment et/ou de l'énergie en un point (généralement des Equations Différentielles Partielles (EDP)) sont obtenues à l'échelle d'un volume différentiel autour de ce point. Lors de l'utilisation de ces équations à une plus grande échelle spatiale, on fait alors l'hypothèse que l'équation de conservation représente l'ensemble du processus hydrologique évoluant dans la zone qui entoure ce point ; cela revient à supposer qu'il y a homogénéité des sols, de la végétation, de la géologie, de la topographie et des apports atmosphériques à l'échelle ponctuelle. Or, les sols, la végétation, la géologie, la topographie et les apports atmosphériques sur une plus grande superficie sont hétérogènes. Par conséquent, une équation de conservation hydrologique issue de l'échelle

ponctuelle, devient incertaine à une plus grande échelle (EDP stochastique) en raison de l'incertitude des paramètres et des conditions aux limites de la zone.

Une équation de conservation à l'échelle ponctuelle ne peut donc pas représenter le comportement général d'un processus qui se déroule à grande échelle. Par conséquent, le problème fondamental est de savoir comment agréger de l'échelle ponctuelle à une plus grande échelle spatiale les équations de conservation hydrologique afin d'obtenir les équations de conservation cohérentes susceptibles de mieux décrire les processus hydrologiques à cette échelle.

Il existe diverses approches pour l'agrégation des équations de conservation hydrologique. Dans la littérature hydrologique, la méthode la plus usitée est la moyenne des équations de conservation hydrologique. Les approches de type « Moyenne » sont de 2 natures : (a) volume/superficie moyenne, (b) moyenne d'ensemble.

Dans l'approche "volume/superficie moyenne", l'équation de conservation hydrologique à l'échelle ponctuelle est intégrée dans un domaine, et le résultat obtenu est divisé par la taille de ce domaine. Cette approche permet de réduire les équations de conservation hydrologique de leur forme originale d'équations différentielles partielles à l'échelle ponctuelle à des Equations Différentielles Ordinaires à une plus grande échelle spatiale (EDO). Duffy (1996) a réduit les équations de conservation des écoulements non saturés-saturés dans leur forme d'EDP à un ensemble d'équations différentielles ordinaires par le biais de la moyenne du volume. Tayfur et Kavvas (1994 ; 1998) réduisent les équations de transport des flux de sédiments dans les rigoles et inter-rigoles dans leur forme d'EDP du second degré à l'échelle ponctuelle aux EDO à l'échelle du versant en faisant la moyenne des volumes. Cependant, cette approche conduit à des problèmes de fermeture où aux limites du domaine d'écoulement les flux hydrologiques nécessitent des informations sur l'état des flux au sein de l'écoulement (Tayfur & Kavvas, 1998).

Dans l'ensemble, l'approche de la moyenne reconnaît que les équations de conservation hydrologique de l'échelle ponctuelle deviennent incertaines (EDP stochastique) en raison de l'incertitude à l'échelle ponctuelle des valeurs des paramètres et des conditions aux limites à grande échelle.

Une approche "moyenne d'ensemble" est la moyenne numérique probabiliste des équations de conservation (Avissar & Pielke, 1989 ; Entekhabi & Eagleson, 1989). Dans cette approche, on attribue des distributions de probabilité aux paramètres de l'équation de la conservation à l'échelle ponctuelle afin de décrire leur « variabilité statistique » à plus grande échelle spatiale. Ensuite, en utilisant ces distributions de probabilités, les équations de conservation sont numériquement moyennées à plus grande échelle afin d'obtenir le comportement des processus hydrologiques correspondants. Cependant, il existe plusieurs approches analytiques de la "moyenne d'ensemble" des équations de conservation hydrologique. Une première approche est la moyenne basée sur des solutions analytiques à des réalisations

(Serrano, 1992 ; Chen *et al.*, 1994a,b). Dans cette approche on obtient d'abord une solution analytique trajectorielle de l'équation de conservation puis on fait la moyenne d'ensemble. Kavvas *et al.* (2007) affirment qu'il est possible d'obtenir des fermetures analytiques exactes, même dans les problèmes non linéaires. Cette approche a été appliquée avec succès aux équations non linéaires de Boussinesq (Serrano, 1992) et non linéaires d'écoulements souterrains non saturés (Chen *et al.*, 1994a,b). Le principal inconvénient de cette approche est que les solutions analytiques sont très complexes et difficiles à comprendre.

Une autre approche analytique de la "moyenne d'ensemble" est basée sur la théorie de la décomposition d'Adomian (Adomian, 1986 ; Serrano, 1992). Dans cette approche, la variable d'état dans l'équation de conservation ponctuelle est décomposée en une série de fonctions composantes, les polynômes d'Adomian. À partir de la solution analytique déterministe de l'équation de conservation ponctuelle, les termes de la décomposition sont déterminés de façon récursive, où chaque polynôme successif de la série décomposée est déterminé en fonction de la composante précédente. La méthode de décomposition peut être appliquée aussi bien à des problèmes linéaires et non linéaires, et évite les problèmes de fermeture en ajoutant successivement de petites grandeurs à la solution. Son principal inconvénient est qu'elle nécessite une solution analytique de l'équation de la conservation en vue de développer l'équation d'ensemble qui correspond à la moyenne. Or ces solutions analytiques sont inaccessibles dans de nombreux processus hydrologiques non linéaires.

Il existe d'autres approches analytiques de la "moyenne d'ensemble" basées sur la théorie des opérateurs de projection, ou encore sur la théorie des cumulants combinée aux opérateurs de Lie (Kavvas *et al.*, 2007).

I – 5.2 Etat de l'art au Sahel

Au Sahel, plusieurs études des processus hydrologiques et érosifs à l'échelle parcellaire ont été effectuées ces dernières décennies dans le but de transposer les résultats à l'échelle du bassin versant et/ou à des bassins versants n'ayant pas fait l'objet de mesures hydrologiques. C'est ainsi qu'une grande progression a été enregistrée dans la compréhension de la production du ruissellement et d'érosion sur un bassin versant. De nombreuses expérimentations ont été réalisées sur une grande variété d'états de surface et sur plusieurs bassins sahéliens. L'instrumentation d'une parcelle unitaire ou de quelques dizaines de mètres carrés et l'échantillonnage en plusieurs points du bassin associés à l'utilisation d'un simulateur de pluie ont permis de progresser dans l'identification des principaux facteurs contrôlant la réponse hydrologique et érosive à l'exutoire d'un bassin versant.

Dans la littérature, plusieurs travaux retracent l'évolution de la détermination du ruissellement et de l'érosion sur un bassin versant, ainsi que les outils et matériels qui ont permis l'identification des facteurs qui les conditionnent. Dans ce qui suit, les grands traits de cette évolution sont présentés. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer aux différentes références mentionnées entre parenthèses dans le texte et à la fin de ce document.

Les premières études importantes de mesure du ruissellement à l'échelle unitaire ont été réalisées par les équipes de recherche de l'ORSTOM et du CIEH sur les Bassins versants Représentatifs et Expérimentaux (BRE). Lors des premières transpositions, ils se sont heurtés à certaines difficultés, ce qui altère la précision des résultats obtenus à cette échelle.

Casenave & Valentin (1989), dans le but d'améliorer au Sahel l'estimation du ruissellement à l'exutoire d'un bassin à partir des observations locales, et dans une moindre mesure celle de l'érosion, ont proposé une typologie générale des surfaces élémentaires sous forme de catalogue : "les états de surface de la zone sahélienne". Pour chaque surface élémentaire, ils ont proposé une relation hydrodynamique (fonction de production) à l'échelle unitaire. L'agrégation sur une surface donnée se fait au prorata de la présence de chaque surface type élémentaire. Bien que chaque relation tienne compte des caractéristiques du sol, du couvert végétal et de son organisation superficielle, la lame d'eau ainsi estimée est nettement supérieure à celle mesurée à l'exutoire du bassin la plupart du temps. Ce mode de calcul reposant sur l'hypothèse d'additivité des contributions élémentaires, apparaît acceptable pour les zones bien drainées mais est totalement irrecevable pour les zones à faible densité de drainage (Rodier, 1992). Le souci d'approcher les meilleurs estimateurs des variables a conduit les auteurs proposer des coefficients correcteurs en fonction de la superficie du bassin (Albergel *et al.*, 1993) et de sa classe de perméabilité (Rodier, 1992 ; ORSTOM, 1995). Malgré ces corrections, cette méthode qui ne tient ni compte des transferts le long des versants, ni des phénomènes de dégradation ou de stockage dans le réseau hydrographique, a montré ses limites sur certains bassins versants sur les quelques exemples traités. Ces corrections ont donné les meilleurs résultats sur des bassins (Burkina Faso et Sénégal).

Ces résultats montrent qu'il existe donc, à priori, des zones qui ne satisfont pas l'hypothèse d'additivité des ruissellements élémentaires, et leur présence dans le bassin interdit l'application "directe" de la méthode par état de surface. Etant donnés les résultats obtenus sur certains bassins, la recherche et la caractérisation de telles zones est un impératif pour l'obtention de résultats globalement corrects. Cette façon de séparer, sur le bassin d'étude, les zones qui produisent de celles qui ne produisent pas, s'apparente à une détermination d'aires contributives qui est une autre façon d'utiliser l'information spatiale interne aux bassins versants (Puech, 1994).

Planchon (1991) propose de prendre l'échelle élémentaire comme une échelle de mesure et non comme une échelle d'étude et que les échelles d'études pour lesquelles l'échelle unitaire doit être un outil sont celles de la parcelle, du versant et du bassin versant. Puech (1994) au vu des résultats obtenus sur certains bassins, conclut que la seule caractérisation des états de surface n'offre aucune garantie pour une meilleure transposition et que l'échelle pertinente de détermination hydrologique ne peut être ni le m² ni le pixel (20 x 20 ou 30 x 30 m²). Il résume que dans une même région, voire dans un même bassin, les processus peuvent être différents selon les zones. L'approche, valable dans une partie, peut être mise en défaut dans l'autre. Depuis, de nombreux auteurs ont justifié la nécessité de multiplier les

observations sur plusieurs échelles. Cependant, il est très intéressant de faire la nuance entre l'échelle à laquelle le processus se déroule et l'échelle à laquelle il est observé.

I – 5.3 Quelques concepts de mise à l'échelle

I – 5.3.1 Echelle du processus et échelle de l'observation

Les processus hydrologiques couvrent de nombreux niveaux d'observation et de représentation. Blöschl et Sivapalan (1995) distinguent deux notions d'échelle : "l'échelle du processus" (process scale) et "l'échelle de l'observation" (observation scale).

L'échelle du processus est l'échelle dans laquelle le phénomène naturel existe et dépend des caractéristiques de la variabilité naturelle même. C'est l'échelle ou l'ensemble des échelles participant au mécanisme. Nous ne pouvons donc pas le contrôler.

Le choix de l'échelle de l'observation est libre mais celui-ci est souvent limité par les contraintes de techniques de mesure et de logistique. À cette échelle, nous pouvons distinguer l'échelle de la mesure (l'échelle à laquelle sont recueillies les informations relatives aux manifestations du processus) et l'échelle de la modélisation (l'échelle à laquelle un ensemble d'entrées numériques sont combinées avec un schéma numérique ou analytique pour produire un jeu de sorties). Cette dernière comporte également une partie reliée aux applications des modèles hydrologiques.

I – 5.3.2 Echelle spatiale et échelle temporelle

Les processus hydrologiques se produisent dans une gamme d'échelles spatiales et temporelles (Skoien *et al.*, 2003). Blöschl et Sivapalan (1995) proposent une synthèse sur le lien entre l'échelle spatiale et temporelle en hydrologie. Ils aboutissent à une classification des processus hydrologiques selon des échelles spatiales et temporelles associées (Figure I - 5). Les processus qui agissent à une échelle donnée sont différents des processus qu'on peut trouver à des échelles plus réduites ou plus grandes. Non seulement, la dimension et l'ampleur des phénomènes changent mais aussi les acteurs, les formes, les seuils et les significations. Il convient ainsi d'être plus attentif à ces processus qui ne sont actifs qu'à des échelles précises, qu'entre des seuils bien définis. Ailleurs, ils changent de nature, de forme, d'intensité ou disparaissent totalement pour laisser la place à d'autres processus. Il va sans dire que le changement d'échelle correspond à un seuil qualitatif et quantitatif dans la mesure où la qualité s'exprime inéluctablement à travers la quantité.

La Figure I - 5 montre bien que certains processus prédominent seulement dans une certaine gamme d'échelles même s'ils se produisent à plusieurs niveaux d'échelle. Les zones ombrées caractérisent la combinaison des composantes 'espace-temps' des processus hydrologiques. Pour un processus hydrologique donné, les zones ombrées peuvent être déterminées en considérant la composante "temps" versus la composante "espace".

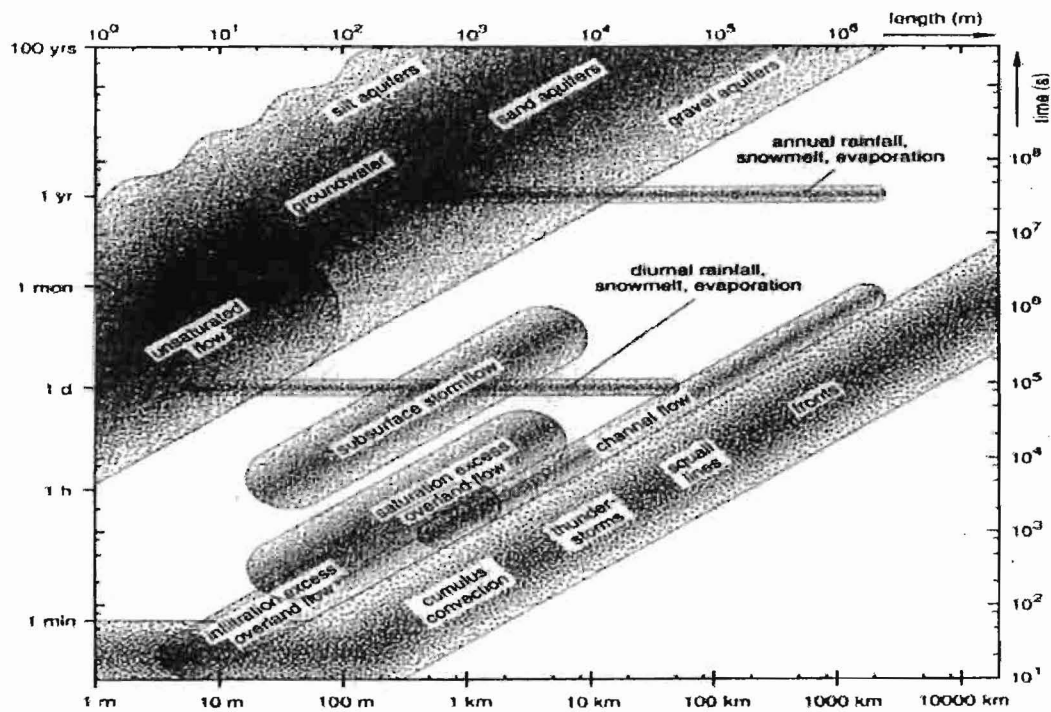


Figure I - 5 : Processus hydrologiques pour différentes échelles de temps et d'espaces (Blöschl et Sivapalan, 1995).

Les longueurs et temps caractéristiques des processus hydrologiques varient globalement sur 7 à 8 ordres de grandeurs, même si chaque processus a une gamme de variation beaucoup plus limitée dans l'espace et le temps. Quelque soit le processus, les longueurs et temps caractéristiques varient dans le même sens, selon des relations qui semblent de type log-linéaire, avec des pentes similaires et probablement proches de 1 : autrement dit, les vitesses caractéristiques, qui en sont les rapports, varieraient peu selon les échelles. Certains processus opérant à des échelles différentes sont quasiment alignés sur des droites de pente positive. Cette observation suggère une vitesse caractéristique stable. À titre d'exemple, pour les processus atmosphériques, la vitesse caractéristique est de l'ordre de 10 [m/s]. Elle est de 1 [m/s] pour l'écoulement dans le réseau hydrographique et est inférieure à 0,1 [m/s] pour l'écoulement souterrain (Blöschl et Sivapalan, 1995). Lorsque la courbe reliant les différents points ou zones pour lesquels un processus donné est effectivement proche d'une droite, on peut supposer que le processus de grande échelle correspond à la somme des effets du même processus à plus petite échelle. On dit que le processus « s'agrège » de manière linéaire. Si au contraire la courbe s'incurve vers le bas (accélération du processus avec l'accroissement de l'échelle d'espace, "les processus atmosphériques") ou vers le haut (ralentissement du processus, "le ruissellement dans le cas où une fraction se ré-infiltre un peu plus loin") le processus s'agrège de façon non-linéaire. Dans ce dernier cas, à quelle échelle doit-on aborder le processus en question ? Doit-on se soucier de la diversité des processus élémentaires le composant ? Ou bien doit-on garder une description simple sensée représenter le comportement du système aux échelles qui nous intéressent, quelle que soit la troncature spatiale et temporelle que l'on est obligé d'introduire (Boulet, 1999) ?

Les problèmes d'échelle touchent toute une gamme de disciplines autres que l'hydrologie : la météorologie et climatologie, la géomorphologie, l'océanographie, la biologie et les sciences sociales.

Seuls quelques papiers ont tenté un examen des questions d'échelle en hydrologie : Wood *et al.*, (1990), Blöschl & Sivapalan (1995), Dooge (1982 , 1986), Klemes (1983), Beven (1991) et Mackay et Riley (1991) .

Ces dernières années, le problème de transfert d'échelle a fait l'objet de nombreuses recherches, souvent suscitées par une demande de réponse à des questions concrètes touchant à la ressource en eau ou aux impacts des changements climatiques par exemple. Blöschl (2001) écrit: « si vous croyez qu'il existe une relation unique et universelle qui régie les principaux processus hydrologiques à plusieurs échelles, il est difficile de ne pas s'envoler loin de la terre vers les nuages avec cette idée. ». Plus loin, et de façon rhétorique, il pose une question: « Est-ce une coïncidence que la plupart des célèbres pionniers de la communauté de la mise à l'échelle n'ont jamais été personnellement impliqués dans le travail de terrain, ou est-il un lien de causalité ? ». Il répond et dit : « je crois que c'est le dernier ». Dans un autre passage, il écrit : « Peut-être, au lieu d'essayer de tout reproduire quand il s'agit de la mise à l'échelle, nous devrions mettre au point des méthodes pour identifier les processus dominants qui contrôlent et conditionnent la réponse hydrologique dans différents environnements et à différentes échelles, puis élaborer des modèles pour se concentrer sur ces processus dominants, une notion que nous pourrions appeler "Dominant Processes Concept" (DPC) le "Concept des Processus Dominant". Ceci peut aider dans la résolution des problèmes de généralisation qui ont hanté des hydrologues depuis que la science a commencé. »

De toutes ces études, il ressort un certain réalisme qui appelle cependant à suivre quelques voies « simples » consistant à relier les paramètres plutôt que les formalismes des différentes échelles. Un des plus actifs des débats est : peut-on transférer d'une échelle à une autre les formalismes mathématiques décrivant le fonctionnement de la surface continentale, et s'attacher à relier les paramètres « effectifs » d'une échelle à une autre ? Ou doit-on au contraire les reformuler ?

I – 5.3.3 Paramètres d'échelle et problème d'échantillonnage

L'échelle d'observation est différente de l'échelle naturelle du processus, mais constitue à la fois notre échelle de départ (calibration du modèle) et d'arrivée (sa validation). Le travail à l'échelle d'observation implique un échantillonnage et un filtrage par rapport à l'échelle naturelle. L'adéquation entre échelle d'observation et l'échelle naturelle est toute une problématique. Pour mieux appréhender et caractériser la notion d'échelle, Blöschl et Sivapalan (1995) ont définis ce que l'on peut appeler le "Triplet d'échelle" trois grandeurs qui aident à définir l'observation dans le cas de mesures expérimentales. Dans la plupart des cas, les observations sont issues de mesures ponctuelles. Ainsi, leurs dimensions spatio-

temporelles peuvent être caractérisées par les trois composantes (scale triplet) de la Figure I - 6 : *extent*, *spacing* and *support*. *Extent* (domaine échantillonné) représente l'étendue du domaine d'étude, *spacing* (résolution) se réfère à l'espacement entre les échantillons et *support* (domaine d'intégration) correspond à la taille de la mesure (taille du volume ou des surfaces élémentaires).

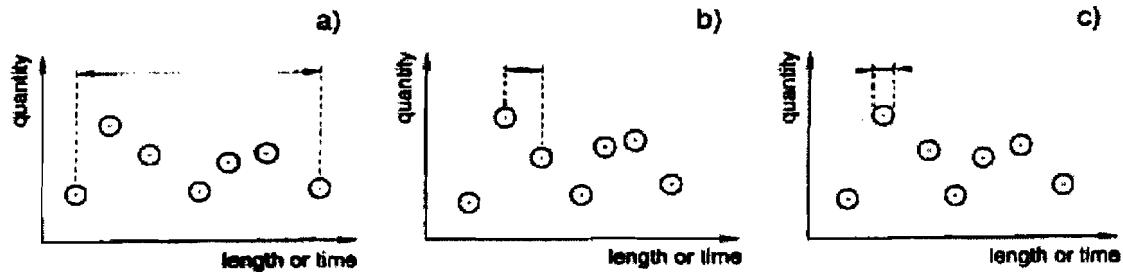


Figure I - 6 : Définition de trois composantes d'échelle selon Blöschl et Sivapalan (1995) : (a) *extent* ; (b) *spacing* et (c) *support*.

Pour une mesure correcte, ces trois tailles doivent être compatibles avec la variabilité du phénomène que l'on veut étudier. La Figure I - 7 met en évidence quelques cas où la mesure n'est pas adaptée à la variabilité : (a) espacement trop lâche, (b) extension trop petite ou (c) support de mesure trop grand rendant l'observation de terrain inadéquate.

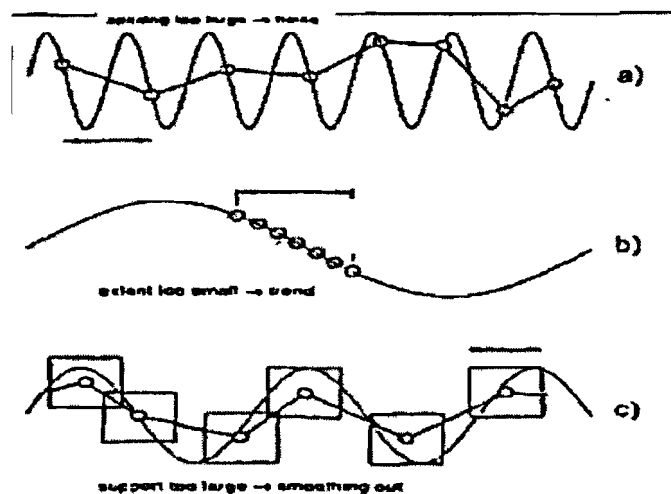


Figure I - 7 : Défauts de mesures : la variabilité n'est pas cohérente avec la mesure (d'après Blöschl et Sivapalan 1995).

Grayson & Blöschl (2000) conseillent d'effectuer la mesure à l'échelle adéquate permettant d'apprécier ou capturer toute la variabilité liée à la nature du processus hydrologique que l'on cherche à caractériser. En général, ce n'est pas toujours le cas en raison de contraintes logistiques, techniques et financières ou de méconnaissance du processus hydrologique ; la mesure n'est alors souvent qu'une représentation imparfaite de la variabilité naturelle.

I – 5.3.4 Hétérogénéité, variabilité et transposabilité

Les bassins naturels présentent un degré étonnant d'hétérogénéité et de variabilité dans l'espace et dans le temps (*Figure I - 8*). Le terme "hétérogénéité" est généralement utilisé pour les propriétés des paramètres tels que la conductivité hydraulique qui varient dans l'espace. Le terme "variabilité" est généralement utilisé pour les flux (eaux de ruissellement par exemple) ou l'état des variables (par exemple l'humidité du sol) qui varient dans l'espace et/ou dans le temps. Hétérogénéité et variabilité se manifestent à différentes échelles. L'hétérogénéité (par exemple d'un type de couvert à un autre) et variabilité (par exemple à l'intérieur d'un même type de couvert) influencent les conditions des processus à une échelle donnée, (conditions initiales, conditions aux limites, paramètres physiques) plutôt que les processus eux-mêmes. Le caractère à la fois fortement organisé et aléatoire des variabilités observées tant dans les bassins que dans les précipitations, et la complexité résultante très dépendante des échelles d'observation restent malgré tout encore difficiles à apprécier et à analyser dans l'état actuel des connaissances.

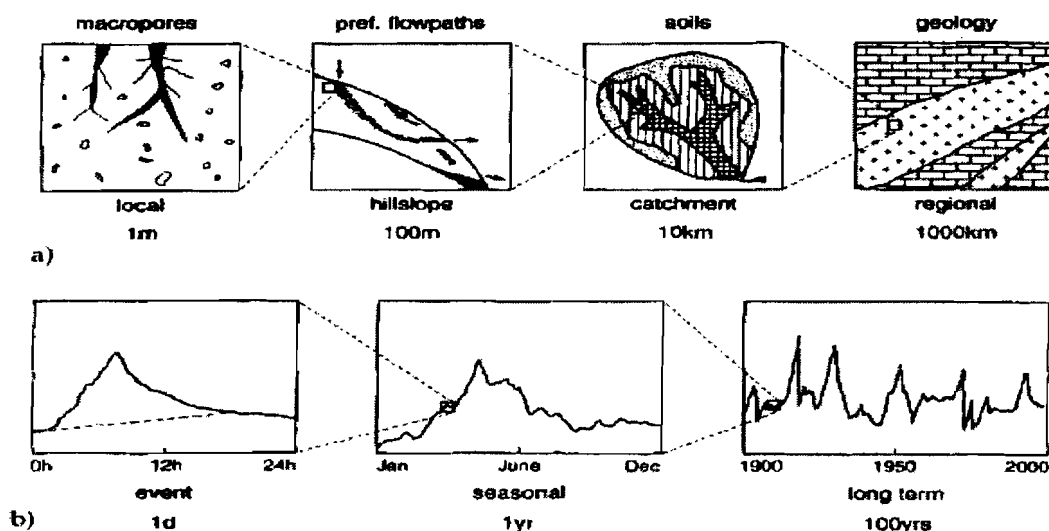


Figure I - 8 : Hétérogénéité des bassins et variabilité des processus hydrologiques à différentes échelles : a) échelle spatiale – b) échelle temporelle (d'après Blöschl et Sivapalan 1995).

Afin de déterminer une frontière à laquelle l'hétérogénéité observable localement (par exemple une parcelle agricole, représentée comme une mosaïque hétérogène de surfaces homogènes) se dilue dans une variabilité à plus grande échelle (le paysage), Wood *et al.* (1988) ont introduit le concept «d'aire élémentaire représentative» (Representative Elementary Area). La REA est l'échelle critique au-dessus de laquelle les hypothèses de continuité peuvent être utilisées sans connaître explicitement les motifs de distribution de la topographie, de la pédologie ou des champs de précipitation. Il suffit alors de représenter ces entités par leurs caractéristiques statistiques.

La REA est donc l'échelle à partir de laquelle la réponse hydrologique d'une entité est invariante avec l'augmentation de la taille des entités (*Figure I - 9*). Par exemple, en agréant

des sous bassins versants en bassins versants, Wood *et al.* (1988) ont constaté que la variance du débit moyen diminuait avec la surface drainée jusqu'à une surface limite autour de 1 km².

Le concept REA considère qu'à un phénomène étudié correspond une aire de travail et une échelle associée idéales. À chaque niveau, on associe des processus et des paramètres pertinents. Lorsque l'adéquation est bonne, la modélisation ou l'explication d'un phénomène est alors à la fois plus simple à appréhender et meilleure. Cependant, la détermination d'éléments représentatifs n'aura de portée pratique que si on développe des outils théoriques capables de décrire les processus à cette échelle (Woods *et al.*, 1995). Toutefois, la principale difficulté que l'on rencontre vient de la reconnaissance sur le terrain de cette aire élémentaire représentative : portion de l'espace dont la réponse hydrologique est homogène vis-à-vis des sollicitations extérieures ; dans le cas sahélien, celles-ci sont essentiellement liées à la pluie. Dans la nature, aucune aire n'est jamais totalement homogène et elle ne l'est qu'en fonction d'un certain point de vue et d'une certaine échelle. Si à l'échelle du bassin versant, un glacis versant semble homogène, il ne l'est plus à celle du versant puisqu'une mosaïque de surfaces apparaît avec des zones de sol nu, ou cultivées ou en jachères. C'est probablement par des échantillonnages plus denses et étendus que pourront être estimées les variabilités intra-unité ou intra-saisonnière largement aléatoires.

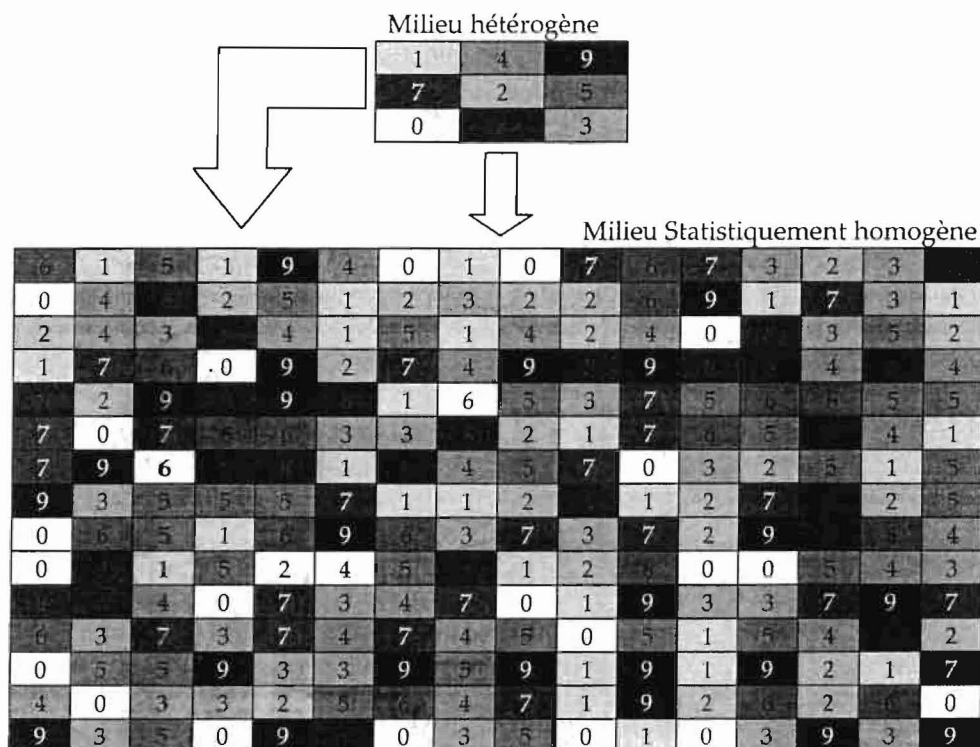


Figure I - 9 : Mosaïque hétérogène et homogénéisation à plus grande échelle : L'élément de surface représentatif (REA) (d'après Boulet, 1999).

La Figure I - 9 montre que c'est à petite échelle que la complexité et l'hétérogénéité semblent être maximales et les plus difficiles à caractériser et à prendre en compte dans des modèles ; par contre, un certain lissage des variabilités et des non linéarités semble souvent intervenir

quand la taille augmente. Les analyses montrent que plus l'échelle spatiale est grande plus les unités gagnent en homogénéité, les indicateurs et les paramètres en valeur. C'est comme si en augmentant la taille des unités spatiales, en passant par exemple du local au régional, les détails et les spécificités s'estompent et se réduisent en laissant la place à une homogénéité plus grande. La disparition de ces détails et des spécificités fait que les espaces deviennent plus homogènes, non pas parce qu'ils le sont mais parce que une bonne partie des détails ne peut plus être prise en compte. Cette échelle où l'homogénéité devient apparente est considérée comme système homogène.

I – 5.4 Méthodologie

Les lignes qui suivent donnent un bref aperçu des méthodes de transfert d'échelle couramment employées en hydrologie, et résument les limites de leur utilisation.

I – 5.4.1 L'agrégation ou l'Upscaling

L'agrégation permet de passer des constituants au tout. En d'autres termes, c'est passer de l'information locale à l'information globale sur une zone par un modèle de concaténation des informations, pouvant être ou non linéaire (Puech *et al.*, 2003). L'agrégation suppose donc deux étapes : une caractérisation locale du fonctionnement sur un élément de base et un schéma de passage du local au global. En effet, la question de l'agrégation pourrait se résumer à deux questions essentielles (Blöschl et Sivapalan, 1995) :

- (i) Est-ce que les équations dérivées à des micro-échelles pourraient décrire les processus observés à macro-échelle ?
- (ii) Si oui, quelle est la loi d'agrégation qui permet de passer de l'une à l'autre ?

Kavvas (2001), en se basant sur des techniques d'analyse spectrale montre que l'agrégation est possible. Ainsi, il démontre qu'un phénomène non-stationnaire à une échelle donnée pourra le devenir à l'échelle supérieure parce que les « petites » hétérogénéités ne sont plus perceptibles.

Beven (1995) ne semble pas d'accord avec ce concept. En effet, il suppose que la transposition des phénomènes observés à l'échelle élémentaire, ne conduit pas nécessairement à une bonne représentation des phénomènes hydrologiques à l'échelle supérieure. Blöschl & Sivapalan (1995) soutiennent que si le milieu étudié présente une organisation particulière, les lois d'agrégation ne pourront pas être utilisées.

En attendant le développement de nouvelles techniques de mesure et d'analyse applicable directement à l'échelle d'unités hydrologiques, l'utilisation des lois d'agrégation semble être un passage nécessaire pour la transposition des résultats. Cependant, l'hétérogénéité du milieu risque de poser un problème de poids pour la détermination et l'utilisation

d'agrégation. Une solution possible serait alors de découper l'espace de façon à diminuer la variabilité spatiale du milieu.

I – 5.4.2 Limites de la démarche agrégative

La transposition des processus identifiés à une échelle n'offre aucune garantie de validité à une autre échelle. De plus, une autre difficulté provient de l'interaction entre plusieurs processus : s'il est envisageable de représenter un processus isolément, une prise en compte multiple est plus complexe. En effet, la démarche agrégative partant du mètre carré engendre une **perte** de liaison fonctionnelle, due à l'arrivée de nouveaux processus dominants occultant l'impact des mesures ou connaissances locales. Ces dernières n'ont alors plus de poids **numérique** dans le résultat. De plus, cette démarche agrégative ne tient souvent pas compte de la position sur le bassin des surfaces élémentaires sur les versants laquelle conditionne les flux en provenance de l'amont.

L'agrégation est **rendue** souvent complexe sinon impossible suite à des non linéarités, des hétérogénéités locales exacerbées par le changement de plusieurs niveaux d'organisation (m^2 au bassin versant de 100 km^2 sauts de plusieurs ordres de grandeur). Tant que l'on reste dans le même niveau d'organisation ou sur des niveaux voisins, l'agrégation paraît simple et possible. Mais **quand** on passe sur plusieurs niveaux il n'y a plus de liaison directe entre cause et effet, (Puech, *et al.*, 2003).

I – 5.4.3 Techniques dimensionnelles

Le changement d'échelle n'est pas un simple zoom, mais l'art de passer d'un niveau d'organisation au suivant en précisant les variations de fonctionnement, de schématisation, de descripteurs et de liens possibles entre les niveaux successifs (Puech *et al.*, 2003). Pour comprendre un **phénomène** physique, il faut prendre en compte plusieurs niveaux d'organisation. Il **ne** suffit donc pas d'augmenter la taille de la parcelle pour simuler le fonctionnement du bassin versant on perd les notions d'homogénéité de certains paramètres comme la nature du sol ou la couverture végétale, mais il faut trouver des méthodes et techniques adéquates. On se trouve donc confronté à toute la problématique du changement d'échelle, pour laquelle les méthodes agrégatives ne fournissent toujours pas les meilleurs estimateurs du ruissellement et de l'érosion à l'exutoire d'un bassin versant. En effet, la génération de ruissellement (ou de l'érosion) étant un phénomène complexe, impliquant une hétérogénéité spatiale non négligeable, il s'est avéré difficile aux premiers auteurs de générer des concepts universellement applicables et les théories pour décrire la production des eaux de ruissellement (ou de sédiments).

En hydraulique, l'utilisation de l'analyse dimensionnelle facilite considérablement la planification des expériences, l'organisation compacte de données empiriques, et la comparaison des systèmes hydrauliques de différentes échelles. Malheureusement, en

hydrologie, leur application en est encore à un stade embryonnaire et on se retrouve donc dans la situation qui prévalait dans l'hydraulique il y a 125 ans, avant l'introduction du nombre de Reynolds et le nombre de Froude (Dooge, 1986). Sivapalan *et al.* (1987) sont parmi les premiers à **appliquer** les techniques dimensionnelles (analyse de similarité) pour mieux comprendre les processus de production du ruissellement. Mais. Les lignes qui suivent donnent un bref aperçu de ces techniques.

Les techniques dimensionnelles consistent à utiliser des facteurs d'échelle pour réduire la variabilité naturelle du milieu (Tillotson & Nielsen, 1984 ; Hillel & Elrick, 1990) et permettent la conversion d'une échelle micro à une échelle macroscopique. Elles sont utilisées pour définir les relations de similarité (entre deux bassins ou entre un bassin et une échelle réduite), de la même façon que les nombres de Froude et de Reynolds ont été utilisés dans le domaine de l'hydraulique (Blöschl & Sivapalan, 1995). Cependant, les méthodes utilisées tendent à extrapoler des relations plutôt que des mesures (Kabat *et al.*, 1997).

Le fondement de toutes les techniques dimensionnelles repose sur la notion de similitude. Une similitude existe entre deux systèmes dès que les caractéristiques d'un système peuvent être liées aux caractéristiques correspondant d'un autre système par un facteur de conversion simple, appelé le facteur d'échelle.

Les techniques dimensionnelles ou de mise à l'échelle peuvent être divisées en deux catégories : les méthodes à base physique telle l'analyse dimensionnelle et les méthodes empiriques de type normalisation fonctionnelle.

L'analyse dimensionnelle est basée sur le concept de similitude et tend à réduire le nombre de grandeurs dimensionnelles décrivant un système à un nombre plus petit de grandeurs adimensionnelles (Tillotson & Nielsen, 1984). Il s'agit de regrouper l'information caractéristique d'une échelle donnée sous forme de nombres sans dimension liés ou non par une même relation mathématique (lien logique ou relation empirique). On cherche donc à vérifier si les comportements des processus aux différentes échelles obéissent aux mêmes relations adimensionnelles. L'analyse dimensionnelle revient donc à chercher toutes les relations de similarité qui pourraient exister entre deux systèmes donnés et, dans notre cas deux échelles.

Des exemples d'application existent en hydrologie (Larsen *et al.*, 1994). Trois types de similarité sont retenus dans les milieux physiques en fonction de la nature du facteur d'échelle : géométrique, dynamique et cinématique. Cette dernière est moins utilisée en hydrologie.

- (i) La similitude géométrique (lorsque le facteur d'échelle a une longueur pour dimension) implique que deux milieux ayant une structure géométrique identique auront un fonctionnement identique. De ce fait, on pourra déterminer des facteurs d'échelle permettant le passage d'un milieu à l'autre.

(ii) La similitude dynamique (lorsque le facteur d'échelle représente une force) est basée sur le postulat de Birkhoff (1960) appelé "invariance des lois physiques" qui stipule que « l'invariance d'une loi physique à travers une série de transferts d'échelle implique l'invariance de toutes les conséquences de cette loi à travers les mêmes transferts », en d'autres termes « la mise à l'échelle des équations gouvernant une loi physique entraîne la mise à l'échelle de toutes les conséquences de cette loi ». La méthode tend à réduire les lois physiques dimensionnelles en un nombre réduit de lois adimensionnelles.

(iii) Dans le cas de la similitude cinématique, le facteur d'échelle est une vitesse.

La normalisation fonctionnelle quant à elle applique des techniques de régression sur des données expérimentales pour déterminer des facteurs d'échelle (Kabat *et al.*, 1997). Les résultats obtenus sont alors directement liés à la qualité des données.

I – 6 Conclusion partielle

Ce chapitre introductif est destiné à dresser un « état de l'art » bibliographique des formalismes usuellement employés pour décrire les processus du ruissellement et d'érosion hydrique et les principales méthodologies de transfert de l'information de l'échelle locale (mesure ponctuelle) à l'échelle du bassin versant. Les processus et les différents types de ruissellement et d'érosion ont été présentés et les échelles où ces phénomènes sont actifs ont été mentionnées. La présentation de la problématique du transfert d'échelle a fait émerger deux grands types d'approches :

- (i) une approche agrégative, qui s'appuie sur la connaissance des processus hydrologiques et érosifs élémentaires et une estimation faite au prorata de la présence de chaque surface type élémentaire ;
- (ii) et une approche physique qui s'appuie sur la recherche d'une éventuelle similarité hydrologique du fonctionnement du bassin aux différentes échelles de mesure par le biais de nombres adimensionnels définis et que nous verrons au chapitre VI.

La quantification des flux liquides et solides dans différents environnements et leur transposition nécessitent un travail d'intégration à la fois dans l'espace et dans le temps. Les questions de connectivité prennent toute leur place dans ces approches. L'analyse de la connectivité entre les différents compartiments du système "bassin versant", tant pour l'eau que pour les sédiments est déterminante pour comprendre la réponse du système et sa variabilité dans le temps.

Le site expérimental de Tougou nous fournit l'opportunité, par la durée des observations et le nombre d'épisodes connus quantitativement, d'analyser la réponse hydrologique et érosive dans sa variabilité interannuelle et inter-événementielle. En outre, le nombre et la taille des unités sur lesquelles les mesures sont disponibles, permettent d'analyser la

variabilité liée à la taille de l'unité d'observation. Nous tenterons donc de répondre aux questions suivantes, de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant :

- (i) Quelle est la taille minimale de la surface représentative des processus élémentaires du ruissellement et de l'érosion ?
- (ii) Quelles échelles doivent faire l'objet de mesures et d'observations ?
- (iii) À quelles échelles ont lieu les processus physiques majeurs ?
- (iv) Comment les processus évoluent-ils lorsque l'on change d'échelle spatiale ? Peut-on les observer et les comprendre ?
- (v) Comment les observations et mesures ponctuelles peuvent-elles permettre de préciser les processus actifs et leur extension spatiale à l'échelle du bassin ?

CHAPITRE II

ZONE D'ETUDE, SITE EXPERIMENTAL ET PROTOCOLE DE MESURE

«Les théories ont causé plus d'expériences que les expériences n'ont causé de théories.»

Joseph JOUBERT

II – 1 Contexte climatique et environnemental au Sahel

Si on s'intéresse à la compréhension des processus hydrologiques et érosifs d'un bassin versant à différentes échelles, il n'est pas inutile d'avoir un aperçu du contexte environnemental de la zone d'étude dans un objectif de comparaisons des résultats obtenus avec ceux des régions similaires. En effet, le Sahel est marqué depuis une quarantaine d'années par une fluctuation importante des conditions climatiques dont la principale caractéristique est un assèchement progressif du climat qui se traduit notamment par la diminution de la pluviosité et l'accentuation de sa variabilité spatio-temporelle (Ozer & Erpicum, 1995 ; L'Hôte *et al.*, 2003). Cette partie introduit donc le contexte sahélien dans ses spécificités à la fois climatique environnementale, et hydrologique. La rédaction de cette partie est largement inspirée d'une volonté de mieux appréhender les variations spatio-temporelles des causes primaires du ruissellement et de l'érosion hydrique : les précipitations. Il s'agit en effet de caractériser les précipitations à travers ses trois principaux paramètres que sont : la pluviosité, l'intensité et la fréquence.

Le Sahel (de l'arabe « sahil », qui signifie rivage), est une ceinture semi-aride de terres stériles, sablonneuses et jonchées de pierre, qui s'étend sur 3 860 kilomètres sur toute la largeur du continent africain et marque la séparation physique et culturelle entre la région sud du continent, plus fertile, et le désert du Sahara, au nord. La ceinture sahélienne, d'une superficie d'un peu plus de trois millions de kilomètres carrés est caractérisée par des précipitations faibles et irrégulières (Frappart *et al.*, 2009).

En l'absence de critères géographiques précis, le Sahel est souvent délimité selon des considérations pluviométriques. C'est ainsi que de nombreux auteurs ont fixé les limites et donné une définition du Sahel en fonction de leur discipline (Rodier, 1964 ; Giri, 1983 ; Courel, 1984 ; Casenave & Valentin, 1989 ; L'hôte *et al.*, 1996).

D'un point de vue climatique, le Sahel correspondant à la zone située entre les isohyètes 300 mm au nord et 750 mm au sud (Rodier, 1964). Cette définition n'est pas rigoureuse dans la mesure où les isohyètes bougent avec la variabilité climatique, mais elle est assez représentative de la zone sur laquelle notre étude se focalise. On pourra se référer à Diello (2007) pour une discussion plus aboutie sur les délimitations géopolitiques, bioclimatiques du Sahel.

D'un point de vue hydrologique, il est admis que le Sahel correspond à une zone où il y a disparition des cours d'eau à écoulement permanent, apparition de vastes zones inondables, et tendance à un certain endoréisme. Les différentes définitions proposées par les hydrologues pour la limite nord du Sahel fluctuent entre 200 et 300 mm, soit un écart de 100 mm, ce qui est non négligeable vu le milieu considéré. Quant à sa limite sud, comprise entre 600 et 750 mm selon les définitions, l'écart est encore plus grand puisqu'il est de 150 mm (Diello, 2007). Au Burkina Faso, le Sahel est situé dans la partie nord du pays entre les latitudes 13° Nord et 15° Nord et les longitudes 3° Ouest et 2° Est (Figure II - 1). Il occupe une

superficie d'environ 61 000 km² (Karambiri, 2003). Cette région, espace fragile, avec des besoins de plus en plus croissants subit également les effets de la variabilité climatique.

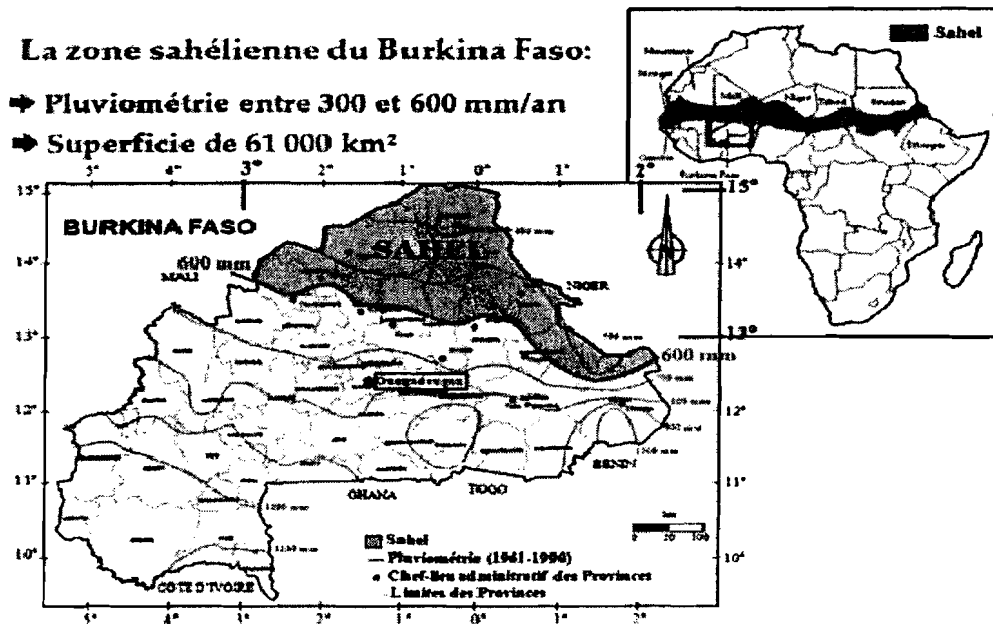


Figure II - 1 : Situation du Sahel hydrologique africain et burkinabé (extrait de Karambiri, 2003).

L'étude de Mahé & Paturel (2009) sur la variabilité des pluies annuelles au Sahel depuis l'origine des stations jusqu'aux années récentes montre que le Sahel africain a connu plusieurs phases de sécheresse, sans toutefois que l'on puisse dégager une quelconque périodicité (Figure II - 2). Le graphe fait apparaître quatre grandes périodes :

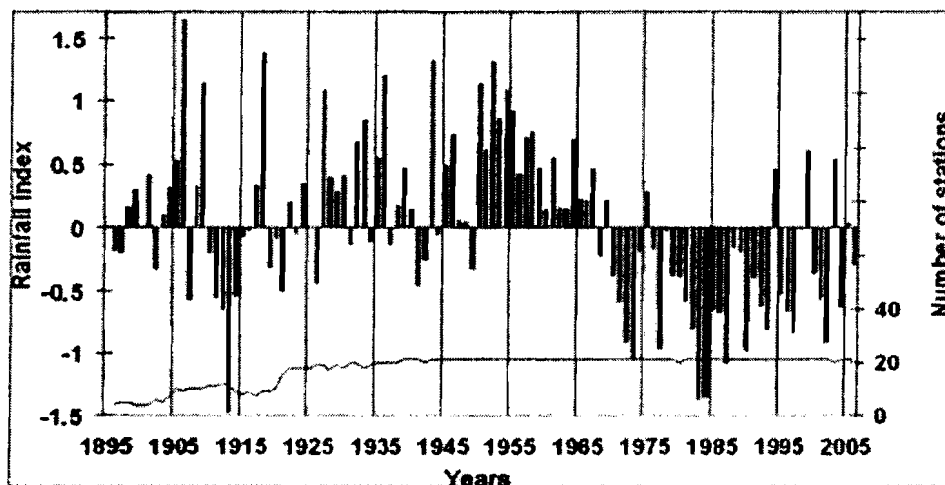


Figure II - 2 : Index des pluies sahéliennes (1896-2006) et nombre de stations (Mahé et Paturel, 2009).

- (i) Jusqu'aux années 40, la variabilité interannuelle des pluies est élevée mais les périodes de sécheresse (1911-1914, 1941-1942, 1947-1949) n'excèdent pas 2 ou 5 ans ;
- (ii) De 1942 à 1968, la région connaît une période de pluviosité excédentaire ;

- (iii) De 1969 à 1995, les pluies sont inférieures aux moyennes établies depuis le début des relevés, avec deux sécheresses très sévères en 1972-1974 et 1983-1985. Cette aridification du climat s'est traduite par un décalage vers le sud des isohyètes, nettement plus marqué au nord qu'au sud (près de 500 km pour l'isohyète 100 mm et 100 km pour l'isohyète 1 000 mm (Le Borgne, 1990)).
- (iv) De 1995 à 2007, la pluviosité a ré-augmenté au Sahel, mais la moyenne pluviométrique reste inférieure à la moyenne des observations. Depuis, ce phénomène semble se poursuivre.

Il n'entre pas dans l'objectif de cette étude de passer en revue les différentes théories sur les causes de la variabilité des précipitations. Toutefois, il est très intéressant de la caractériser pour mieux comprendre ces effets sur l'environnement et les ressources naturelles qui s'y trouvent dans la région.

II – 1.1 Caractérisation des précipitations au Sahel

II – 1.1.1 Déficit pluviométrique au Sahel

Le Sahel, par ses caractéristiques climatiques, détermine un des symboles de la variabilité climatique par la rareté et/ou l'agressivité des pluies ; ce qui cause le souci des chercheurs et des acteurs intervenant dans le domaine du changement climatique.

Le climat de type sahélien est caractérisé par un régime pluviométrique unimodal avec une saison des pluies (de juin à octobre) et une saison sèche (de novembre à mai). La pluviométrie au Sahel se singularise par une très forte variabilité temporelle et spatiale. Entre 1970 et 1995, le Sahel a connu une péjoration climatique qui a succédé à près de 3 décennies excédentaires. Les caractéristiques de ce déficit pluviométrique sont nombreuses : raccourcissement dans le temps de la saison des pluies, modification de la répartition temporelle des quantités précipitées, diminution effective des événements pluvieux importants et diminution du nombre de jours de pluie sur l'année.

Quelques travaux qui ont caractérisé cette péjoration climatique :

- (i) L'étude de Servat *et al.*, (1998) sur l'identification, la caractérisation et les conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'ouest et du centre effectuée à partir des données de pluviométrie journalière, mensuelle et annuelle de 1950 à 1989, fait apparaître un changement de tendance de la pluviométrie. La cartographie des résultats de l'analyse des séries chronologiques montre une tendance générale au glissement des isohyètes vers le sud/sud-ouest, de la décennie 1950 à la décennie 1980. Cette évolution traduit une diminution nette et généralisée de la pluviométrie annuelle sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest et centrale. La variabilité pluviométrique semble apparaître à la fin de la décennie 1960 et au début

de la décennie 1970. Les auteurs insistent sur le caractère singulier de cette période déficitaire.

- (ii) L'étude de Taupin *et al.*, (1998) sur la variabilité des pluies au Sahel faite sur les données pluviométriques de l'ensemble des stations du Niger pour la période de 1950-1996 fait apparaître deux périodes de pluviosité très différentes. Une période humide de 1950 jusqu'à la fin des années 1960 et l'autre sèche à partir de la fin des années 1960 et qui semble perdurer. Ceci se traduit par un déplacement des isohyètes vers le sud, avec une perte d'environ 100 mm de pluies annuelles dans le Nord.
- (iii) L'étude de Ouédraogo (2001) sur l'analyse des conséquences d'une sécheresse persistante en Afrique de l'ouest à partir des données pluviométriques et des débits des cours d'eau de la Côte d'Ivoire, du Burkina Faso et du Mali pour la période de 1950 à 1989 fait apparaître un changement du régime hydrologique dans la région. L'application de différents tests statistiques aux séries chronologiques de variables caractéristiques de pluie et de débit fait apparaître de façon globale sur la zone d'étude que ces variables sont en baisse depuis les années 1970. Le déficit pluviométrique annuel varie entre 10 et 40%, alors que les débits moyens annuels présentent un déficit supérieur à 20% qui dépassent quelques fois 60% ; cela révèle l'ampleur plus importante de la variabilité climatique sur les ressources en eau superficielle.
- (iv) Frappart *et al.*, (2009) ont caractérisé la saison des pluies en termes de longueur, de distribution des précipitations, du nombre de jours pluvieux et d'intensité de pluie. Ils montrent que la pluviosité annuelle est caractérisée par un gradient décroissant sud-nord avec un taux légèrement supérieur à 1mm/km. Les positions des isohyètes ont considérablement évolué au cours des 60 dernières années dans la région du Gourma, et plus généralement dans le Sahel (*Figure II - 3*). Les isohyètes annuelles sèches (1970 – 1989) ont évolué d'environ 100 – 150 km vers le Sud par rapport à la période humide antérieure. Ces changements correspondent à une diminution de 100 mm des précipitations annuelles, dans le nord du Gourma et de 150 mm, dans le sud.

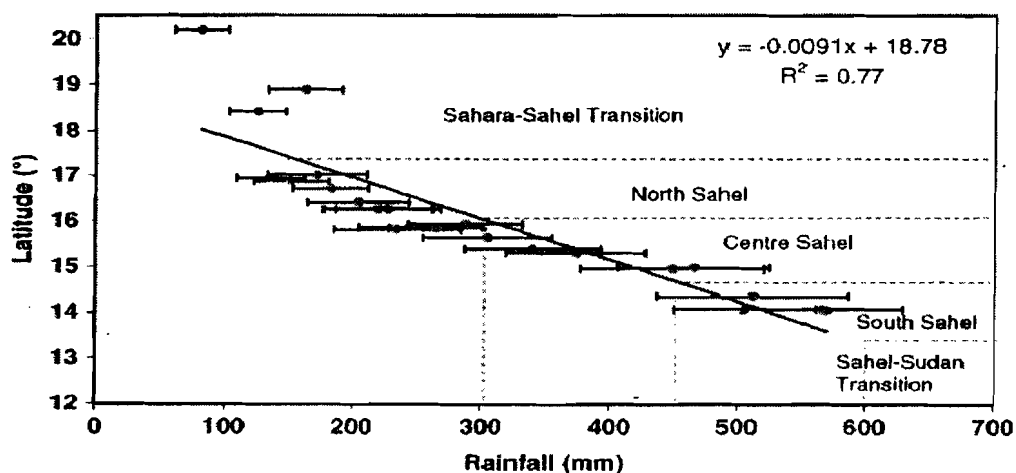


Figure II - 3 : Distribution de la pluviométrie annuelle moyenne et son écart-type, depuis l'origine à 2007, en fonction de la latitude. L'écart type des mesures moyennes varie de 42 mm dans le nord, à 139 mm dans le sud (d'après Frappart *et al.*, 2009).

- (v) Balmé *et al.*, (2005) ont caractérisé selon trois critères (climatique, hydrologique et agronomique) le démarrage de la saison des pluies au Sahel. Le démarrage climatique est lié à l'observation du premier système convectif de méso échelle organisé. Le critère hydrologique prend en compte la première pluie générant du ruissellement. Le critère agronomique s'assure que le démarrage n'est pas suivi d'épisodes secs de plus de 7 jours. Le démarrage dit « agronomique » est le plus tardif et coïncide avec la troisième décennie de juin. Ils montrent que la longueur de la saison agronomique, qui correspond à la « mousson établie » est moins variable, son démarrage et sa fin étant relativement stables.

II – 1.1.2 Agressivité des pluies au Sahel

La variabilité des précipitations au Sahel est un fait complexe dont la diminution des totaux pluviométriques n'est qu'une facette. S'il y a une baisse du cumul de la pluviométrie annuelle sur l'ensemble du Sahel, la hauteur et la fréquence des pluies de forte intensité ne semble pas avoir connu de modification nette et globale. C'est cette variable de la pluie qui influe d'abord sur la dégradation de l'environnement. Albergel (1987) en analysant les pluies journalières de vingt postes pluviométriques au Burkina Faso, relevées pendant cinquante ans, a montré qu'en dépit d'une diminution de la hauteur annuelle de pluie, très sensible depuis 1969, aucune réduction de l'intensité et de la hauteur des pluies journalières de fréquence supérieures à la décennale n'avait été observée. Dans certains cas, la hauteur journalière de la pluie décennale avait même tendance à augmenter. La baisse de la pluviométrie annuelle s'est traduite par une diminution de l'ensemble des pluies journalières supérieures à 40 mm depuis 1969 sans que la probabilité d'occurrence de très fortes pluies n'ait réellement changé.

Le Barbé & Lebel (1995), se sont penchés sur la caractérisation de ce phénomène. Ils l'ont analysé suivant un modèle qui sépare les précipitations selon deux paramètres : la fréquence de la pluie d'une part, et l'amplitude d'un événement pluvieux d'autre part. Il en ressort que le déficit pluviométrique est du à une baisse de fréquence des précipitations centrées sur les mois les plus humides.

En conclusion, bien qu'une diminution de la pluviosité annuelle ait été observée au Sahel depuis la fin des années 60, les pluies les plus intenses, et donc les plus érosives, n'ont pas connu la même raréfaction. Elles provoquent la destruction des agrégats à la surface du sol, ce qui a pour corollaire une accélération de l'érosion hydrique des sols.

II – 1.2 Conséquences de la sécheresse sur l'environnement et les écoulements

La baisse des précipitations et l'agressivité des pluies ne sont pas les seules raisons pour lesquelles la sécheresse au Sahel mérite d'être soulignée. Dans une région qui dépend en grande partie de l'agriculture, la qualité des sols est essentielle. La terre, principal facteur de

production agricole, est dégradée par la déforestation, le surpâturage, la désertification, et l'usage et la préservation des ressources actuelles en eau sont également des points cruciaux.

Sur certains hydrosystèmes du Sahel, le déficit pluviométrique a conduit à un déficit plus prononcé des écoulements (Ouédraogo, 2001). Par contre, on assiste à un paradoxe sur les petits bassins de ce régime : une augmentation des écoulements (Mahé *et al.*, 2005 ; 2009 ; Descroix *et al.*, 2009). Les effets directs de la sécheresse sur l'environnement du Sahel sont la réduction des stocks hydriques, ce qui engendre d'une part la disparition ou la diminution progressive, voire disparition, du couvert herbacé, et d'autre part la baisse des rendements agricoles. En réponse à la baisse des rendements et à l'augmentation du risque climatique, les effets indirects sont le surpâturage, l'expansion des zones cultivées et le raccourcissement des périodes de jachères. Tous ces effets de la sécheresse se conjuguent pour favoriser la dénudation des sols et l'augmentation du ruissellement et de l'érosion.

Les travaux d'Albergel (1987) sur la genèse et la prédétermination des crues au Burkina Faso, effectués sur trois bassins versants étudiés pendant la période de forte pluviométrie dans les années 50, et rééquipés dans les années 80, ont montré que la sécheresse et l'extension des surfaces cultivées ont entraîné une augmentation du coefficient de ruissellement décennal, d'autant plus élevé que la région est plus aride. De tels résultats tendent à montrer qu'une diminution encore plus marquée de la pluviosité annuelle risquerait de favoriser davantage le ruissellement, pour peu que, comme dans le passé, la hauteur de la pluie décennale demeure stable.

Pouyaud (1987) confirme que les coefficients d'écoulement et les écoulements annuels ont augmenté sur les petits bassins versants de moins de 500 km² en zone sahélienne, du fait de l'impact des variations climatiques sur la végétation et la dénudation du sol. Plusieurs études ont par la suite confirmé ces résultats. Les travaux de (Mahé *et al.*, 2003 ; 2005) ont montré que la dégradation des états de surface du bassin de Nakambé à Wayen situé au Burkina Faso et ceux des bassins versants de la rive droite du fleuve Niger, provoquée principalement par une pression démographique croissante, a conduit à une augmentation du ruissellement, même si les pluies ont diminué.

Les travaux de Sawadogo *et al.*, (2008) sur la dynamique de l'occupation des terres du bassin de Ziga situé à 25 km au sud de Ouahigouya dans la région du Yatenga au nord du Burkina Faso, réalisés à partir des photographies aériennes prises à différentes dates, permettent de montrer l'évolution de l'occupation des sols entre 1952 et 1996. Trois unités paysagères à savoir, sols nus, sols cultivés et végétation naturelle, ont été suivies. L'étude a montré que :

- (i) En 1952, la végétation naturelle était importante, diversifiée et représentait 18%. Les sols cultivés (y compris les jachères) et les sols dégradés représentent respectivement 68% et 13% de la superficie totale du bassin.

- (ii) En 1984, la végétation a régressé aux dépens des surfaces cultivées et des sols nus. Elle occupait environ 3%. Les jachères ont également disparu au profit des sols cultivés dont le taux d'occupation est passé à 74%.
- (iii) En 1996, une reprise de la végétation est observée dans les zones aménagées en techniques de conservation des eaux et des sols (CES). Elle représente désormais 10%. Les sols cultivés et les sols dégradés occupent respectivement 64% et 26%.

Ces résultats qui confirment ceux de Descroix *et al.*, (2009) en région sahélienne du Niger montrent bien que les terres sont de plus en plus mis en culture et exploitées jusqu'à leur appauvrissement complet. Les sols appauvris sont abandonnés par la suite. Aussi lorsqu'ils sont abandonnés, la végétation ne peut plus les recoloniser (sans un programme de restauration) et l'érosion éolienne et hydrique rabote le sol en créant de grandes plages de sols nus. D'où la diminution de la végétation naturelle et l'augmentation des sols nus.

En conclusion, la sécheresse persistante au Sahel a entraîné une forte dégradation des sols (diminution progressive ou disparition de la couverture végétale et de l'activité biologique des sols, encroûtement des sols). Probablement naturels au départ, ces processus ont été accélérés par les activités humaines en réponse au déficit pluviométrique qui avait engendré une baisse importante des rendements. Pour faire face à une diminution des rendements, les paysans tendent à accroître les surfaces cultivées, ce qui revient très souvent à défricher des parcelles dans la végétation naturelle et/ou à réduire la durée des jachères et/ou à surexploiter les sols jusqu'à leur appauvrissement.

Au Sahel, l'action conjuguée de l'homme et du climat ont accéléré la dégradation de l'environnement qui se traduit à terme par un encroûtement des sols. Ces derniers ne sont alors plus protégés de l'impact des gouttes d'eau car les cultures qui remplacent les arbres couvrent bien moins le sol que la brousse ou les forêts qu'elles remplacent. On assiste paradoxalement à une augmentation du ruissellement malgré la baisse de la pluie.

II – 2 Contexte du milieu physique et humain du site d'étude

II – 2.1 Localisation du bassin versant de Tougou

Le site d'étude est le bassin versant de Tougou. D'une superficie de 37 km², il est situé au nord du Burkina Faso, en zone sahélienne. Il a déjà fait l'objet d'une étude de 1988 à 1992 dans le cadre du programme bilan d'eau au Burkina Faso sous la direction du bureau d'étude IWACO. C'est l'une des raisons pour lesquelles il a été de nouveau instrumenté par la fondation 2iE en 2004 dans le cadre du programme AMMA au Burkina Faso (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine). Il est localisé dans la partie Est de la province du Yatenga et les coordonnées géographiques de son exutoire sont : 13° 40' 56" N et 2° 13' 39" E. L'accès au site, à partir de la capitale Ouagadougou, se fait en empruntant la route nationale N2 sur 188 km jusqu'à Ouahigouya puis la route nationale N23 sur 22 km pour atteindre le village de Tougou dont le bassin porte son nom. La Figure II - 4 présente la

localisation du bassin versant de Tougou et montre qu'il est étiré du sud-ouest au nord-est selon l'orientation birrimienne.

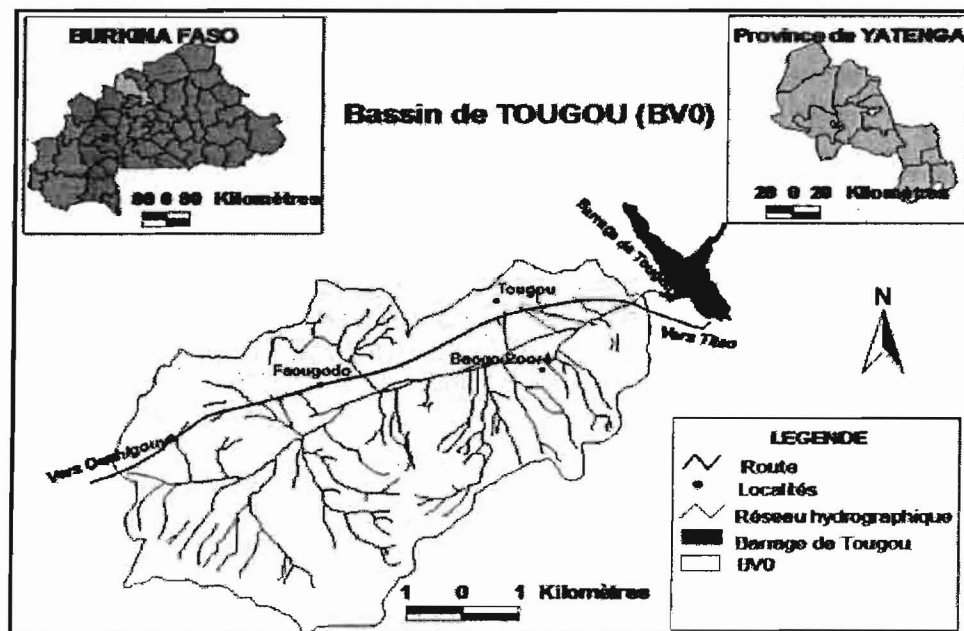


Figure II - 4 : Localisation du bassin versant de Tougou.

II – 2.2 Climat

Le climat du bassin versant de Tougou est à l'image de celui de toute la zone sahélienne. Il est caractérisé par un régime pluviométrique unimodal avec une saison des pluies de juin à octobre, appelée hivernage, et une saison sèche de novembre à mai (Diello *et al.*, 2005). La pluviométrie moyenne annuelle à Ouahigouya est de 616 mm sur la période 1961-2010. Les précipitations sont irrégulières dans le temps et dans l'espace. Cette variabilité agit énormément sur la production agricole et sur l'élevage. La saison sèche connaît tout comme la saison pluvieuse, une relative variabilité dans le temps. Elle se subdivise en 2 périodes : une période froide de novembre à février et une période chaude de mars à mai. Les températures moyennes mensuelles à Ouahigouya varient de 18°C (minima) à 42°C (maxima). L'ETP moyenne annuelle pour la période 1961-2010 y est de 2090 mm.

Deux types de vent dominant le régime éolien au niveau de la zone d'étude avec des variations au cours de la saison.

- (i) Pendant la saison sèche, les vents frais et secs de direction NE et SW soufflent de novembre à avril ; ce sont les alizés continentaux chauds ou l'harmattan. Ces vents atteignent une vitesse maximale de 7.4 km/h.
- (ii) Pendant l'hivernage, ce sont les alizés maritimes ou pseudo-mousson, vents frais et humides qui dominent notamment entre les mois de mai et d'octobre. La vitesse moyenne observée dans la zone est de 2.5 km/h. Il est plus humide que le premier et

peut atteindre des vitesses de plus de 10.8 km/h surtout quand il est précédé d'orage en début de saison (juin, juillet).

II – 2.3 Géologie et géomorphologie

Le substratum géologique de la province du Yatenga très peu varié et reposant sur le Continental Terminal est essentiellement constitué de roches volcano-sédimentaires et de méta-sédiments argileux ou sablo-argileux d'une part, et d'autre part, par des affleurements de roches plutoniques. Ces séries affleurent sur des étendues dont le diamètre dépasse rarement 25 km excepté la série volcano-sédimentaire qui atteint 40 km. Ces couches présentent des traces d'une tectonique souple et sont marquées par un pendage souvent supérieur à 45° visible sur les affleurements rocheux dans le bassin. Cependant, contrairement à cette diversité de série de roches que connaît le sous-sol du bassin versant de Tougou, une seule affleure largement. Il s'agit de la série volcano-sédimentaire. Cette série mise en place plus précisément au Birimien se compose de multiples roches représentées essentiellement par les métasédiments argileux à argilo-gréseux (Koussoubé, 2007).

La géomorphologie du bassin versant de Tougou n'en est pas différente. Elle présente un relief très peu accidenté. Cette monotonie du relief est interrompue par des buttes, des collines de faible altitude variant entre 340 et 380 m et des vallées. La morphologie présente un glacis d'épandage qui n'est pas bien développé sauf dans sa partie amont. Avec une altitude moyenne estimée à 334 m, la géomorphologie du bassin versant de Tougou est une succession de sommets et de reliefs bas reliés entre eux par des zones de transition plus ou moins régulières dans leur forme.

II – 2.4 Hydrographie

Le bassin versant de Tougou est marqué par un réseau hydrographique diffus et peu marqué. Les axes d'écoulement sont constitués par des rigoles et ravines qui drainent les ruisseaux formés jusqu'au cours d'eau principal qui est une rivière. Ce cours d'eau principal du nom de Bilampouanga et long d'environ 8.5 km et se jette dans le barrage de Tougou, dont la mise en eau a été faite en 1962. C'est un des premiers réservoirs construits dans la région. La profondeur du lit mineur de ces axes d'écoulement varie entre 1 m et 2 m et leur fond plat se raccorde à des berges plus ou moins redressées, ce qui confère aux lits une forme généralement en « U ». La rivière principale est un cours d'eau temporaire dont le drainage n'excède pas le mois d'octobre c'est-à-dire peu de temps après la fin de la saison humide. Après cette période, elle ne se reconnaît d'une part que par les formations ripicoles toujours de bonne vitalité due à la faible profondeur de la nappe et d'autre part par des chapelets de mares isolées dans son lit.

II – 2.5 Sols et végétation

Sur le substratum géologique varié, se sont formées en rapport avec les autres éléments du milieu physique tels la topographie, le couvert végétal, et l'humidité, plusieurs catégories de sols. Trois grandes familles de sols peuvent être identifiées dans le bassin (Figure II - 5).

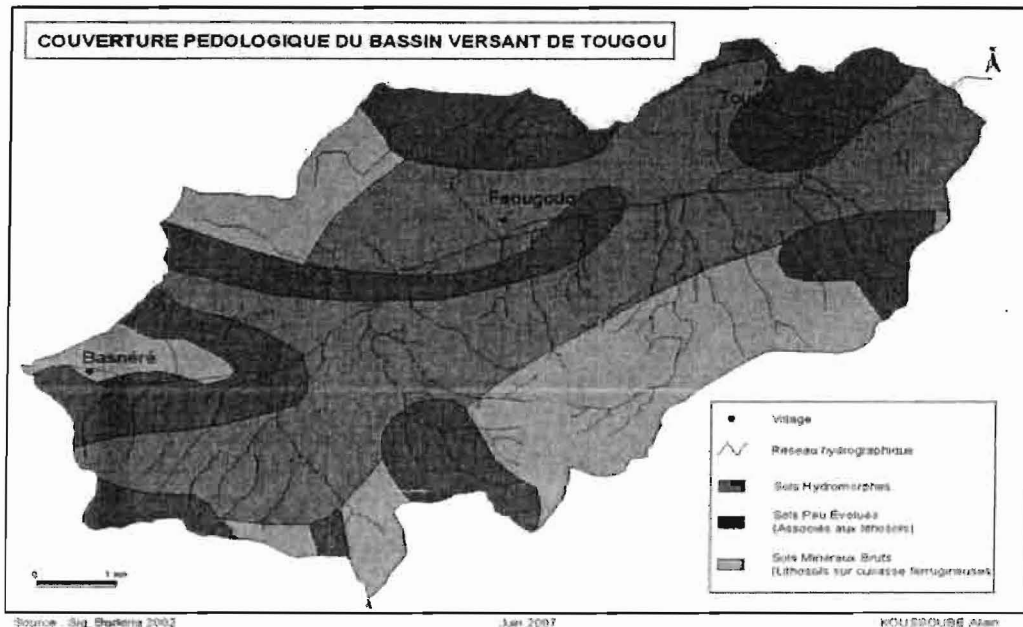


Figure II - 5 : Couverture pédologique du bassin versant de Tougou (extrait de Koussoubé, 2007).

- (i) Les sols peu évolués (25%) se rencontrent généralement sur les pentes moyennes et inférieures et dans les zones de plaine. Ils sont représentés dans le bassin par les sols peu évolués d'érosion lithique sur les pentes moyennes et les sols peu évolués d'apports alluviaux et colluviaux sur les pentes inférieures. Ces sols sont formés sur du matériel de type kaolinite issu de roches acides. Ils se trouvent souvent associés aux sols évolués du type ferrugineux tropical lessivé et induré lorsque la pente est faible (surtout dans la plaine). Ils présentent des états de surface sablo-argileux, sablo-argilo-limoneux, sableux, sablo-gravillonnaire.
- (ii) Les sols minéraux bruts (35%) sont représentés par les lithosols. Ce sont des sols superficiels, très peu épais avec un recouvrement gravillonnaire et occupent les sommets et les versants raides des buttes et les collines dont la dalle cuirassée connaît un processus de désagrégation mécanique ainsi que les hauts de pente de glaci.
- (iii) Les sols hydromorphes à hydromorphisme temporaire (40%) sont localisés dans les plaines alluviales, les terrasses et dans les dépressions périphériques. Ces sols se forment en association avec des sols ferrugineux peu lessivés sur du matériel de type schiste argileux. Ils sont par conséquent très argileux avec souvent des proportions de limon assez élevées (Bunalsols, 1992).

Le découpage phytogéographique du Burkina Faso situe la province du Yatenga à cheval sur le secteur soudanien septentrional et celui sud sahélien. Le bassin de Tougou constitue une

zone de transition entre deux domaines phytogéographiques. C'est ainsi qu'on retrouve sur le bassin deux grandes catégories de formations végétales avec pour chacune, des variantes :

- (i) Les steppes sont des formations végétales clairsemées et recouvrant très peu le sol. Elles semblent être plus les importantes en terme de superficie occupées et se rencontrent généralement sur les versants des buttes, des collines, les bas glacis et sur les vieilles jachères. Les sommets des cuirasses dont la dalle a subi un démantèlement sont colonisés par ce type de formation en raison des lithosols qui s'y sont formés.
- (ii) Les territoires agro forestiers sont des couverts végétaux plus ou moins denses et présentant des taux de couverture assez élevés. Elles occupent en général les bas-fonds et les bordures des cours d'eau (formations rizicoles).

La typologie du milieu physique fait ressortir les grandes unités de paysage mentionnées dans le *Tableau II - 1*. Ces unités s'obtiennent en superposant les facettes morphologiques, les types de sols, la végétation et l'occupation du sol.

Tableau II - 1 : Les grandes unités du paysage du bassin versant de Tougou.

Principales caractéristiques	Unité 1	Unité 2	Unité 3	Unité 4	Unité 5
Géomorphologie	Buttes, collines et affleurement rocheux	Haut des glacis	Moyen et bas glacis	Plaines alluviales	Vallées, bas-fonds et axe de drainage
Pédologie	Sols minéraux bruts	Sols peu évolués d'érosion lithique	Sols peu évolués d'apports alluviaux et colluviaux	Sols ferrugineux lessivés	Sols hydromorphes (temporaire)
Végétation	Steppe herbeuse	Steppe herbeuse	Steppe arbustive	Steppe arbustive	Territoire agro forestier
Utilisation exploitation	-	Agro- pastorale (cultures/ pâturages)	Agro- pastorale (cultures/ pâturages)	Agro-sylvo- pastoral / culture	Agropastoral / Culture
Processus d'érosion	Rigoles, désagrégation mécanique	Rigoles, plaques de croûte de battance et gravillonnaire	Erosion en nappe, en rigoles décapage pelliculaire	Erosion en nappe, en rigoles, décapage pelliculaire	Erosion en ravines, dépôt argileux et sableux

La *Figure II - 6* donne un aperçu des différents types de végétation et de sols du bassin.

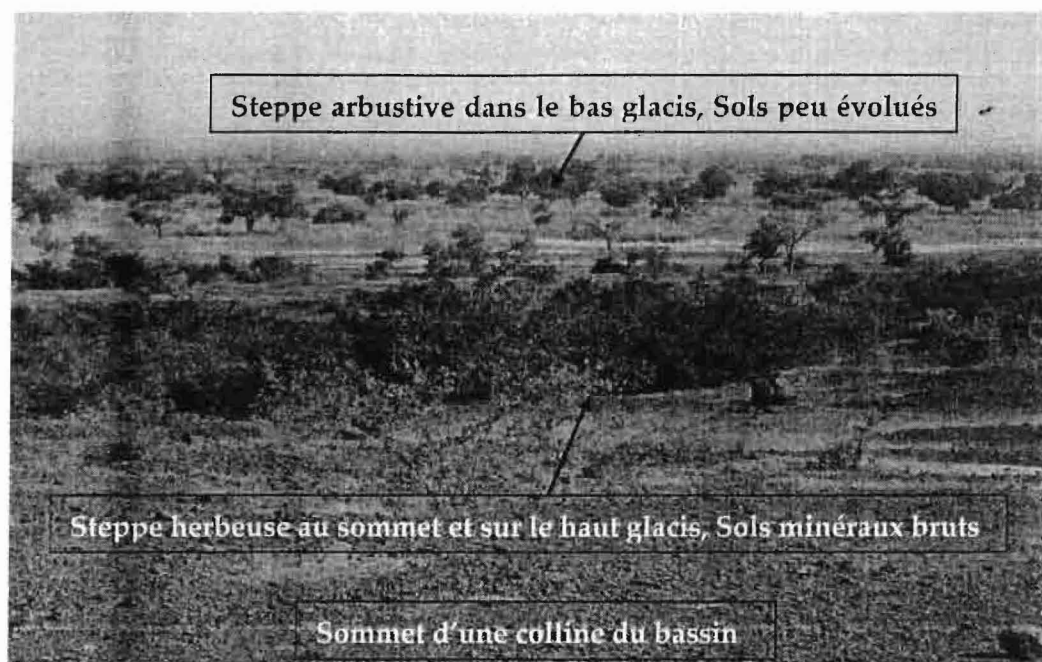


Figure II - 6 : Exemple du paysage du bassin illustrant les différents types de végétation et de sols.

II – 2.6 Caractérisation des états de surface du bassin de Tougou

Au Sahel, l'amélioration de l'estimation des écoulements à l'échelle des petits bassins versants viendra d'une meilleure connaissance des aptitudes des sols au ruissellement (Rodier *et al.*, 1984). Pour répondre à cette exigence, de nombreux auteurs ont entrepris avec les outils de connaissance et de représentation de la surface du sol, la cartographie des différentes unités d'occupation des sols. La cartographie des états de surface (sols, végétation, cultures et organisation superficielle du sol, plan d'eau), permet d'envisager de transposer à plus grande échelle la compréhension des processus hydrologiques et érosifs découverts à petite échelle.

Sur le bassin versant de Tougou, une analyse diachronique de l'occupation du sol a été effectuée afin d'avoir une meilleure compréhension de l'évolution des modes d'utilisation des sols et du couvert végétal. Pour cet exercice, des images satellitaires Landsat TM/ETM + multi-spectrales de 1972, 1986, 1992 et 2002 ont été exploitées. Ces différentes images permettent d'établir différents spots du bassin de Tougou à différentes époques. La technique employée a consisté à suivre la dynamique de la végétation à partir des indicateurs radiométriques. Le traitement numérique des images satellitaires a nécessité le calcul de certains indicateurs tels que l'indice de brillance et l'indice de végétation normalisé (Belghith, 2003 ; Ghram-Messedi & Delaître, 2007) qui ont servi de base pour l'identification des grands types de couvert végétal en fonction de leur biomasse et l'estimation de la densité du couvert végétal.

❖ Indice de brillance des sols (IB, *Brightness Index*)

$$IB = \sqrt{V^2 + R^2 + PIR^2}$$

Où : V : canal vert ; R : canal rouge ; PIR : canal proche infrarouge.

Pour les domaines du visible et du proche infrarouge, cet indice rend compte de l'albédo des surfaces et permet de dissocier les couvertures végétales des étendues nues, et cela d'autant mieux que les sols sont clairs, ce qui est généralement le cas du Sahel. Dans certains cas, cet indice permet aussi de distinguer différents états pour un même sol nu en fonction de sa rugosité (parcelle labourée ou abandonnée recouverte par des pellicules de battance) et de sa teneur en eau.

❖ Indice de végétation normalisé (NDVI, Normalized Difference Vegetation Index)

$$NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R}$$

Cet indice, très fortement corrélé avec l'activité chlorophyllienne de la végétation, est pertinent car la dégradation des zones arides passe d'abord par la dégradation du couvert végétal (Anyamba & Tucker, 2005). Cependant, l'utilisation de cet indice au Sahel est limitée en raison de la faiblesse de l'activité chlorophyllienne dans la zone. Pour y remédier, des sorties de terrain effectuées en 2006 ont permis de corriger les insuffisances de cet indice. Les résultats obtenus sont illustrés par la *Figure II - 7*.

Un des objectifs visés par la réalisation de cette étude diachronique est d'identifier les grands changements de couverts végétaux intervenus dans le temps, et dans l'espace et d'en évaluer leurs causes. La possibilité de suivre et de cartographier les changements depuis plusieurs années qualitativement et quantitativement, donne un aperçu de la nature, de l'ampleur et de la célérité des modifications qui ont lieu. De manière tout aussi importante, cela permet de prévoir les états futurs de l'occupation du sol et de l'utilisation des terres, une condition nécessaire pour faire des prédictions sur d'autres dimensions environnementales, sociales et économiques des changements qui s'opèrent.

Les données du *Tableau II - 2* indiquent que durant les quarante dernières années, le bassin versant de Tougou a été soumis à une forte activité anthropique avec une forte dégradation de ses terres. Les différents faciès du paysage végétal, évoluent selon 3 processus fondamentaux : progression, régression et substitution, au gré des variations spatio-temporelles de la pression humaine sur le milieu. L'espace cultivé empiète progressivement sur l'espace en végétation naturelle.

L'évaluation des facteurs explicatifs de la dynamique des différents faciès conduit à souligner les rôles conjugués du climat et de l'action de l'homme. Bien que la dégradation des sols soit un phénomène naturel, mais lent, elle est souvent accélérée par les pratiques agropastorales "négatives". Au Sahel les actions humaines tendant à dégrader le milieu sont bien connues. Les plus souvent citées sont la coupe abusive du bois, le défrichage pour la mise en culture, les feux de brousse, et le surpâturage (Diello, 2007).

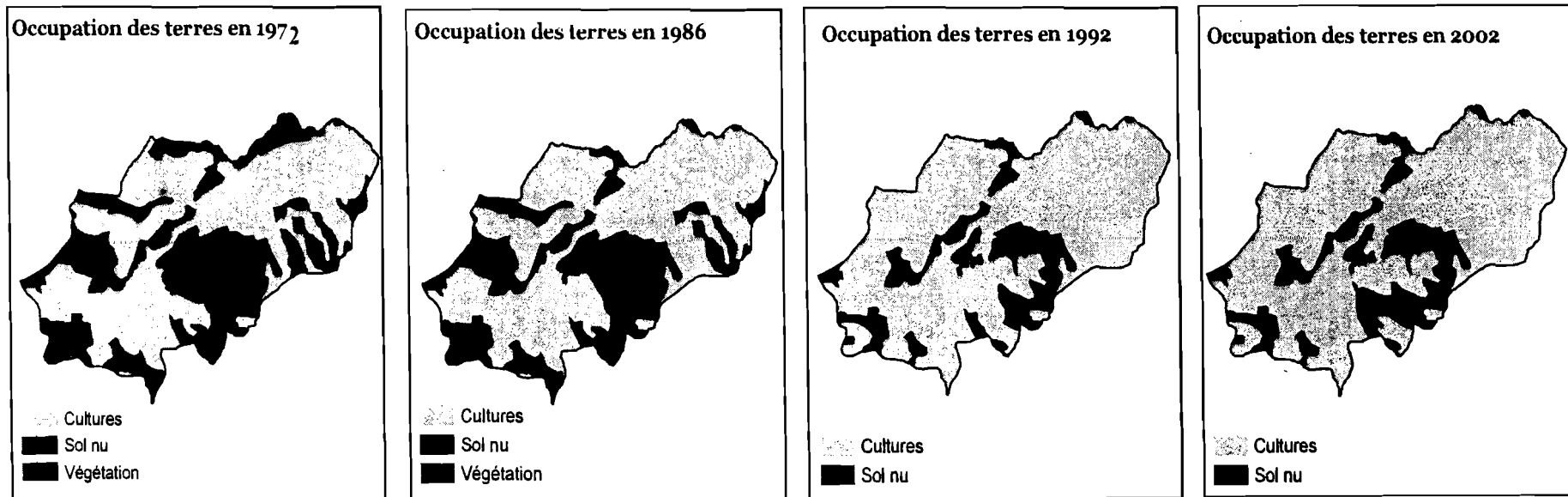


Figure II - 7 : Evolution des états de surface du bassin de Tougou de 1972 à 2002.

Tableau II - 2 : Evolution de l'occupation des sols du bassin versant de Tougou de 1972 à 2002.

Année	1972	1986	1992	2002
Sols cultivés	57%	63%	81%	79%
Sols nus	0%	20%	19%	21%
Végétation naturelle	43%	18%	0%	0%

Le déséquilibre entre ressources naturelles, capacité de production et besoins accrus d'une population est l'un des facteurs principaux qui justifie l'adoption de ces pratiques pourtant inadaptées vis-à-vis des conditions pédoclimatiques locales de la zone. Cependant, on assiste dans la région, et cela depuis près de deux décennies, à l'apparition de nouvelles pratiques agropastorales tendant à favoriser une certaine régénérescence du milieu avec l'application de nouvelles techniques dites de Conservation des Eaux et des Sols (CES).

II – 2.8 Contexte humain

Intégralement situé dans la région du Nord dont le chef-lieu est Ouahigouya, le bassin versant de Tougou abrite trois principaux villages : Basnéré – Faogodo – Tougou. De multiples hameaux de cultures considérés comme des quartiers et rattachés à ces villages complètent l'unité d'exploitation des terres du bassin. Il est essentiellement peuplé de Mossi et les Peuhls avec une prédominance des Mossé. L'habitat de type groupé et/ou en hameau concentre les descendants d'une même famille dans une seule concession. Les limites du bassin ne coïncidant pas avec celles des unités administratives, il est difficile d'estimer avec une marge raisonnable la population exacte sur le bassin de Tougou. Cependant, selon les résultats définitifs du Recensement Général de la Population et de l'Habitat, la densité de la commune de Namisiguima dans laquelle se situe le bassin versant est estimé à 112 hbts/km².

L'agriculture est la principale activité des habitants du terroir de Tougou. Les principales cultures sont le mil et le sorgho qui constituent l'alimentation de base de la population. Elles occupent près de 95% des exploitations et 9/10^è des superficies cultivées (Monographie de la région du Nord, 2009). Les variétés les plus utilisées sont les variétés sahéliennes qui arrivent à maturité en 3 ou 4 mois. Les autres cultures céréalières sont le riz et le maïs. Elles sont cultivées dans les bas-fonds. Cette activité mobilise une bonne partie de la population pendant et après la saison des pluies à travers deux types d'agriculture :

- (i) L'agriculture pluviale : Elle est la plus pratiquée et concerne toutes les couches sociales. Cette agriculture est caractérisée par l'utilisation de moyens simples d'exploitation et est soumise à de conditions édaphiques et pluviométriques peu propices. Elle est essentiellement orientée vers l'autoconsommation. Cependant, certaines cultures comme le fonio sont souvent commercialisés.
- (ii) L'agriculture irriguée : Rendue possible à la faveur du barrage situé à l'exutoire du bassin, elle est pratiquée en saison sèche quelque temps après les récoltes des cultures pluviales. Cette fois-ci, c'est la population jeune du terroir qui se mobilise autour d'un périmètre irrigué géré par une association professionnelle des maraîchers de Tougou. L'agriculture irriguée est pratiquée dans une plaine aménagée et aussi traditionnellement sur des superficies non aménagées. Les principaux produits cultivés sont la pomme de terre et l'oignon. D'autres produits tels que la carotte, la tomate et l'aubergine qui y sont cultivés, sont destinés à la vente dont une partie des retombées économiques servent à préparer les campagnes agricoles (pluviale et irriguée) suivantes par l'achat d'outils de travail, de semences pour les pépinières.

L'élevage constitue la deuxième activité des populations du bassin versant de Tougou à l'exception de la population Peuhl qui en fait sa principale activité. L'élevage est pratiquée de manière extensive et concerne essentiellement les bovins, les ovins, les caprins et la volaille.

II – 3 Description du dispositif de mesures

Le bassin versant de Tougou, à l'instar des bassins sahéliens, est caractérisé principalement par des ruissellements hortonien du fait de sols peu couverts aux surfaces encroûtées (Casenave & Valentin, 1992), et d'une nappe relativement profonde avec comme principal point de recharge le fond du lit mineur du cours d'eau. L'intensité de certains événements pluvieux particulièrement les orages (donc les plus érosifs) peut atteindre 130 à 180 mm/h pendant 5 minutes et 90 mm/h durant 30 minutes.

En complément de l'exutoire du bassin, deux unités hydrologiques (sous bassins) en termes d'occupation du sol ont été identifiées (*Figure II - 8*) respectivement en milieu cultivé (BV1) et en milieu dégradé et nu (BV2) pour la quantification du ruissellement et de l'érosion hydrique.

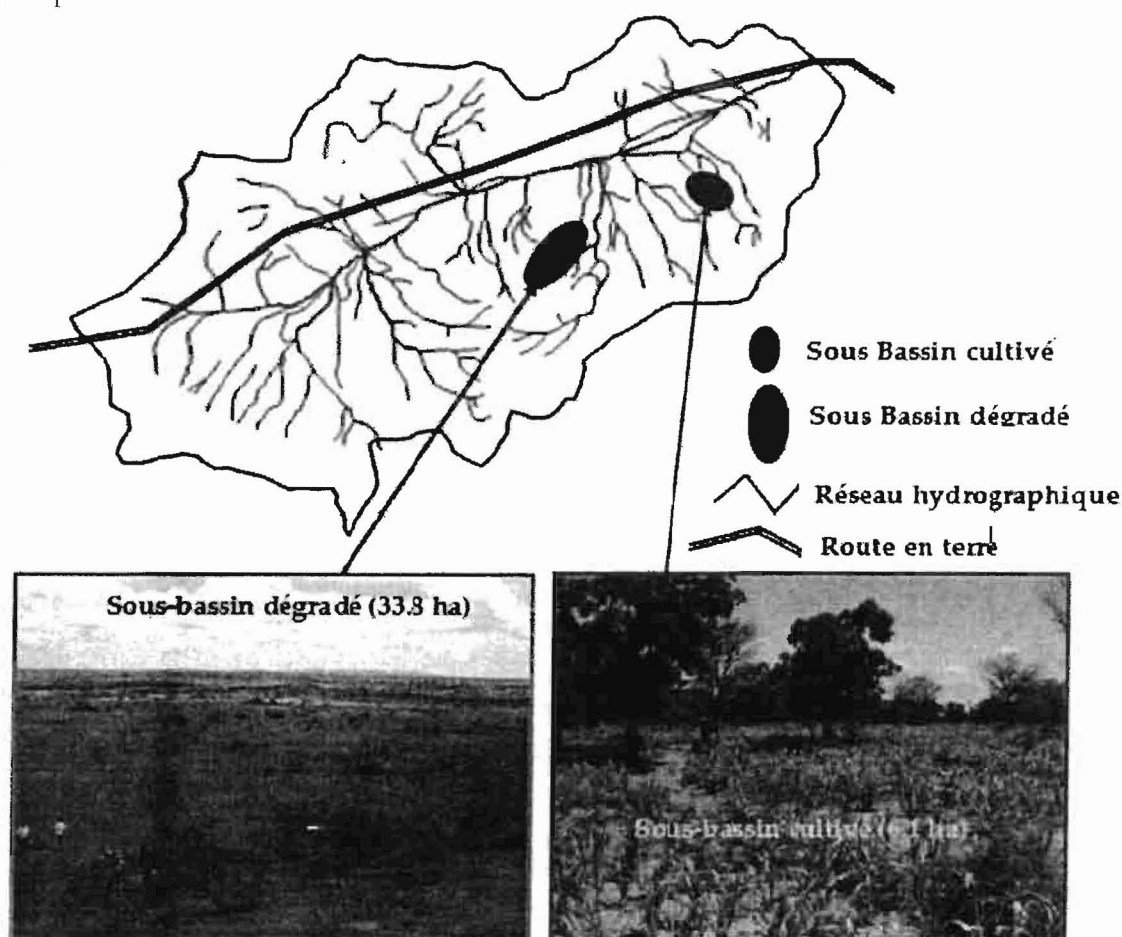


Figure II - 8 : Bassin versant de Tougou et localisation des sous-bassins instrumentés.

Les caractéristiques physiographiques, hydrodynamiques et géométriques du bassin versant et des deux unités hydrologiques sont mentionnées dans le *Tableau II - 3*.

Tableau II - 3 : Caractéristiques physiographiques et hydrodynamiques du bassin versant de Tougou et des sous-bassins instrumentés.

Nom du bassin	Superficie (km ²)	Indice de compacité Kc	Longueur rect_équi (m)	Largeur rect_équi (m)	Longueur du drain principal (m)	Pente Moyenne (%)	Rugosité n de Manning	Conduction Hydr à Saturation (mm/h)
BV0	37	1.46	12 822	2 885	8 700	0.65 %	0.03	15.3
BV1	0.061	1.46	525	116	501	1.91 %	0.05	19.6
BV2	0.338	1.54	1 338	253	1 326	1.18 %	0.018	3.0

II – 3.1 Dispositif expérimental

Les mesures et les observations sur le bassin de Tougou ont repris en début de la saison hivernale 2004. Le dispositif était initialement composé du dit bassin et des deux sous-bassins. À l'intérieur de chaque sous-bassin, on avait sélectionné sur la base d'une cartographie thématique des sols et des systèmes de culture, un certain nombre de sites représentatifs des unités physionomiques en insistant surtout sur les aspects de la surface du sol (état de surface). C'est ainsi que trois parcelles d'1 m² furent installées sur les principaux états de surface de chaque sous-bassin. Afin de mieux appréhender l'évolution des variables liées au ruissellement et à l'érosion de l'échelle locale à celle du bassin versant, six autres parcelles expérimentales de dimensions supérieures à l'unité ont été installées à l'intérieur de chaque sous-bassin en début de la saison 2010. Depuis lors, le suivi et la mesure du ruissellement et des pertes en terre se font à l'aide d'un dispositif résumé dans le *Tableau II - 4*.

À l'intérieur du sous-bassin cultivé (BV1), 3 sites nommés S₁, S₂ et S₃ ont été identifiés et occupent respectivement 40%, 35% et 25% de la superficie du sous-bassin. Sur chacun de ces sites, un bloc de 3 parcelles (1, 50 et 150 m²) a été installé. Dans le sous-bassin dégradé (BV2), les parcelles sont également installées en bloc de 3 sur 3 sites différents notés S₄, S₅ et S₆. Ils occupent respectivement 35%, 63% et 2% de la superficie du sous-bassin (BV2). Une vue d'ensemble du dispositif expérimental est présentée sur la *Figure II - 9*.

Chaque parcelle de 1m² est isolée de l'extérieur par un cadre métallique muni d'un collecteur et relié à l'aide d'un tuyau PVC à un fût plastique de 200 litres enterré. Chacune des parcelles de 50 et 150m² est isolée par des tôles fichées en terre sur au moins 10 cm pour éviter la résurgence des eaux de sub-surface venant de l'extérieur. En aval, elles sont munies d'un système récepteur composé de 2 ou 3 cuves en béton. Une échelle limnimétrique est installée dans chaque cuve afin de suivre les variations de hauteurs d'eau et calculer les débits.

Les sous-bassins BV1 et BV2 et le bassin versant BV0 sont équipés chacun d'un limnimètre et d'un thalimède (enregistreur automatique de hauteurs d'eau) pour les mesures hydrométriques aux exutoires. Un réseau de 12 pluviomètres et 6 pluviographes à augets

basculeurs sont répartis sur l'ensemble du bassin versant afin de suivre la variabilité spatiale de la pluviométrie. Tous ces pluviomètres sont installés à 1 m du sol.

Tableau II - 4 : Dispositif expérimental de mesure.

Nom des unités	Type d'unité hydrologique	Taille	Type d'EDS	Type d'occupation du sol	
S ₁ -1	Parcelle	1 m ²	Culturale (C)	Sols cultivés	
S ₁ -50	Parcelle	50 m ²			
S ₁ -150	Parcelle	150 m ²			
S ₂ -1	Parcelle	1 m ²			
S ₂ -50	Parcelle	50 m ²			
S ₂ -150	Parcelle	150 m ²			
S ₃ -1	Parcelle	1 m ²	Erosion (ERO)	Sols dégradés et non cultivés	
S ₃ -50	Parcelle	50 m ²			
S ₃ -150	Parcelle	150 m ²			
S ₄ -1	Parcelle	1 m ²	Gravillonnaire (G)		
S ₄ -50	Parcelle	50 m ²			
S ₄ -150	Parcelle	150 m ²			
S ₅ -1	Parcelle	1 m ²	Dessiccation (DES)		
S ₅ -50	Parcelle	50 m ²			
S ₅ -150	Parcelle	150 m ²			
S ₆ -1	Parcelle	1 m ²	Dessiccation (DES)		
S ₆ -50	Parcelle	50 m ²			
S ₆ -50_2	Parcelle	50 m ²			
BV1	Sous-bassin versant	6.1 ha	Culturale (C)	Sols cultivés	
BV2	Sous-bassin versant	33.8 ha	ERO, G et DES	Sols dégradés et non cultivés	
BV0	Bassin versant	37 km ²	C, ERO, G et DES	Sols cultivés et sols dégradés et non cultivés	

Une étude détaillée de chaque parcelle a été réalisée en vue de la détermination de la rugosité et de la granulométrie (Tableau II - 5). Des levés topographiques à mailles carrées de 50 cm sont effectués sur les parcelles 50 et 150 m². À l'échelle unitaire, la maille est de 10x10 cm². À l'échelle des 2 unités hydrologiques, la maille est de 25x25 m². Les valeurs n de la rugosité ont été déterminées en fonction de la granulométrie des sols de chaque type d'unité. La capacité maximale de stockage a été estimée à partir des formules empiriques proposées par (Onstad, 1984).

$$DSM = 0.112RR + 0.031RR^2 + 0.012RR \times S$$

DSM = Détention superficielle maximale (centimètre) ;

RR = rugosité aléatoire (centimètre) ;

S = Gradient de pente (%).

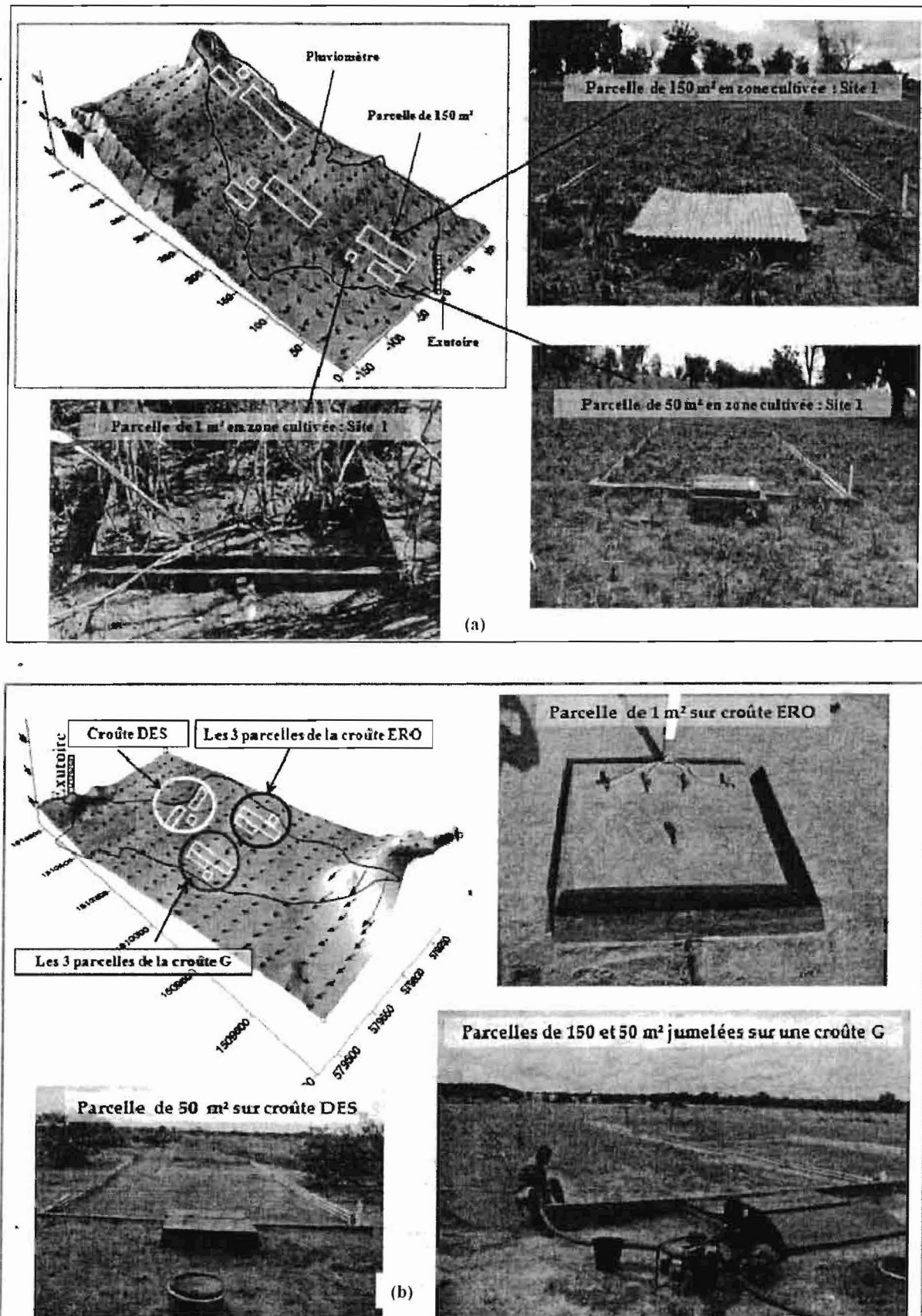


Figure II - 9: (a) Sous-bassin en milieu cultivé et parcelles expérimentales, (b) sous-bassin en milieu dégradé et parcelles expérimentales.

Tableau II - 5 : Localisation, description et caractéristiques géométriques des parcelles expérimentales.

Nom de la parcelle	Longueur (m)	Largeur (m)	Pente moyenne (%)	Rugosité n de Manning	DSM (mm)
S ₁ -1	1	1	1.60	0.06	3.8
S ₁ -50	10	5	1.80		3.7
S ₁ -150	25	6	1.35		3.8
S ₂ -1	1	1	1.70	0.07	4.7
S ₂ -50	10	5	1.40		4.8
S ₂ -150	25	6	1.50		4.8
S ₃ -1	1	1	4.00	0.075	3.5
S ₃ -50	10	5	4.20		3.5
S ₃ -150	25	6	2.85		4.1
S ₄ -1	1	1	0.75	0.015	1.0
S ₄ -50	10	5	1.25		0.9
S ₄ -150	25	6	0.93		0.9
S ₅ -1	1	1	0.90	0.020	1.0
S ₅ -50	10	5	0.96		1.0
S ₅ -150	25	6	0.80		1.0
S ₆ -1	1	1	2.30	0.025	2.9
S ₆ -50	10	5	2.10		3.0
S ₆ -50_2	10	5	3.55		2.6

II – 3.2 Types de sols, pratiques culturales et caractérisation des propriétés hydrodynamiques des principaux sols

La connaissance de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols est très importante pour décrire le déclenchement du ruissellement et la production de sédiments. À petite échelle (m^2 à quelques dizaines de m^2), les propriétés hydrodynamiques du sol jouent un rôle essentiel dans les processus de redistribution des eaux au Sahel (Desconnets *et al.*, 1996 ; Esteves & Lapetite, 2003). La détermination des propriétés hydrodynamiques des sols à petite échelle est un préalable indispensable à la compréhension des processus à cette même échelle. La conductivité hydraulique à saturation et la densité apparente des états de surface majoritaires sur le bassin versant ont été mesurées en 2005, 2006, 2007 puis en 2010 à l'aide d'un infiltromètre à disque et par la méthode de Muntz (Tableau II - 6). Les résultats obtenus, conformes aux observations faites sur les mêmes types de croûte en région sahélienne par Casenave et Valentin (1992) sous simulateurs de pluie, montrent pour chaque état de surface la gamme de variation de chaque paramètre.

fait
en
comp

L'analyse et l'interprétation des données du Tableau II - 6 mettent en évidence l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques des sols d'un site à un autre (surtout en milieu cultivé). Cependant, à l'intérieur d'un même site, il y a un lissage de cette hétérogénéité car l'amplitude de variation de chaque paramètre est beaucoup plus faible. Les propriétés hydrodynamiques du sol de chaque site sont donc homogènes et les pratiques culturales sont identiques. Pour chaque site, seul le microrelief (pente, rugosité de surface et capacité de stockage) est différent d'une parcelle à une autre. L'analyse des mesures de la densité

apparente et de la porosité dans les 15 premiers cm des sols des parcelles montrent que le sol est plus compact en zone nue et dégradé qu'en zone cultivée.

Tableau II - 6 : Type de sols, de pratiques culturales et propriétés physiques des principaux états de surface du bassin de Tougou.

Site	Type de sol	Type de travail du sol	Type de culture	Ksat (mm/h)	Ksat (Casenave et Valentin, 1992)	Densité apparente D_a (g/cm ³)	Porosité du sol (%)
S ₁	Sablo-limoneux	labour léger + sarclage + buttage	Mil, sorgho et niébé	21 – 25	15 - 35	1.40 – 1.46	45 – 47
S ₂	Sablonneux	labour moyen + sarclage + buttage	Mil, sorgho et niébé	30 – 33		1.36 – 1.44	46 – 49
S ₃	Sablo gravillonnaire	labour léger	Mil, sorgho et arachide	17 – 20		1.46 – 1.48	44 – 45
S ₄	Argile sèche	Pas de travail de sol	Pas de cultures	2 – 2.5	2 – 4	1.58 – 1.61	39 – 40
S ₅	Dur et Graveleux			3 – 3.5	3 – 5	1.88 – 1.94	27 – 29
S ₆	Sableux			14 – 16	10 – 20	1.66 – 1.70	36 – 37

Nombre de tests d'infiltration par site : 12; Nombre de tests de porosité par site : 9

II – 3.3 Protocole de mesure

II – 3.3.1 Mesure de la pluie sur le bassin versant

La quantité de pluie cumulée est mesurée avec un réseau de pluviomètres et pluviographes (Figure II - 10).

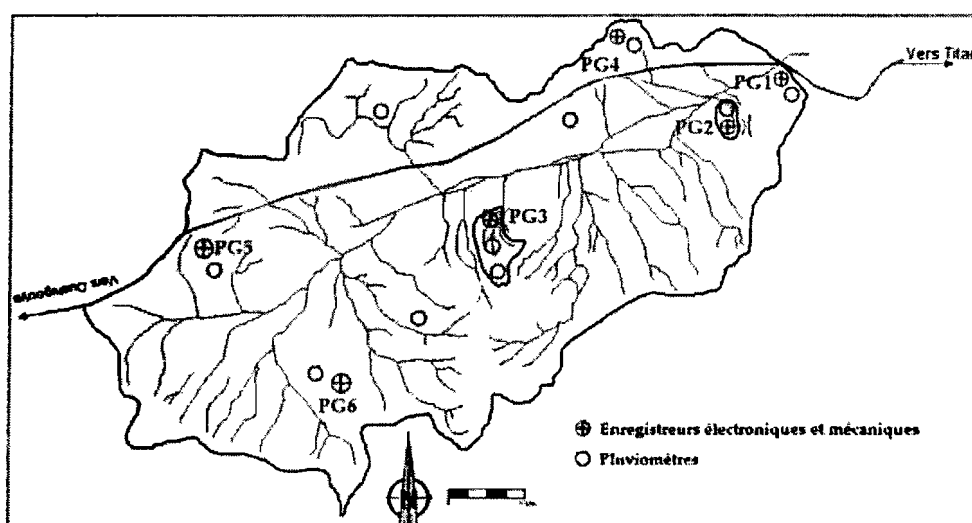


Figure II - 10 : Répartition spatiale des pluviomètres et pluviographes sur le bassin de Tougou.

À l'intérieur de chaque sous-bassin, chaque site est équipé d'un pluviomètre qui nous permet d'avoir une valeur précise des quantités d'eaux précipitées sur les parcelles

expérimentales. Ainsi, la quantité de pluie tombée sur les trois parcelles du même site est identique. En outre, la pluie moyenne sur chaque sous-bassin est la moyenne arithmétique des trois pluviomètres installés. De même, chaque sous-bassin est équipé d'un pluviographe qui permet de caractériser la dynamique des précipitations pour différents pas de temps. L'ensemble des 12 pluviomètres sont relevés systématiquement après chaque pluie. Parmi les pluviographes à augets basculeurs, 3 sont des enregistreurs électroniques de type "Précis Mécanique" et 3 sont des enregistreurs mécaniques.

II – 3.3.2 Mesure du ruissellement, d'érosion et prélèvements d'échantillons à la parcelle unitaire

La parcelle unitaire est l'échelle de mesure la plus ancienne et la plus utilisée. Elle est délimitée généralement par un cadre métallique et les eaux de ruissellement sont recueillies dans un récipient placé à son aval.

À petite échelle, le mètre carré, le ruissellement est caractérisé par le processus de Horton. Ce processus implique que le sol, et notamment sa surface, soit homogène, que le couvert végétal ne soit pas trop complexe, que l'humidité à la surface du sol soit uniforme. À cette échelle, on ne mesure que l'érosion en nappe qui résulte du détachement de particules dû à l'effet "splash", c'est-à-dire qu'une faible partie de l'érosion totale. En effet la pente n'est pas assez longue pour développer une énergie importante de ruissellement, des effets de bord et des effets de rugosité. L'effet du gradient de pente est réduit par l'absence d'énergie de ruissellement (Roose, 2002). L'étude à l'échelle du mètre carré n'apporte que peu d'éléments de réponse concernant la mesure du ruissellement et de pertes en terre dues à l'érosion.

a) Mesure de la lame d'eau ruisselée

La lame d'eau ruisselée est recueillie dans un fût précédemment étalonné. Après chaque pluie, la hauteur d'eau dans le fût est mesurée par une règle graduée qui permet de calculer le volume correspondant. Si le volume d'eau dans le fût n'est pas important, il est mesuré directement avec une éprouvette graduée.

b) Prélèvements d'échantillons d'eau pour les matières en suspension

Après chaque pluie, on procède à l'aide d'un flacon numéroté à un prélèvement d'un litre d'échantillon d'eau dans chaque fût. Le contenu du fût est bien homogénéisé pour éviter tout prélèvement préférentiel. Après prélèvement, les fûts sont vidés, nettoyés et rincés à l'eau déminéralisée.

c) Collecte du charriage de fond

Après chaque pluie, les matériaux déposés dans la gouttière de la parcelle et le tuyau PVC sont récoltés avec soin à l'aide d'un pinceau et mis en sachet. L'intérieur des gouttières et des

tuyaux est nettoyé et rincé à l'eau déminéralisée. La gouttière est bien refermée après nettoyage, et la parcelle est entretenue pour l'événement suivant. L'entretien de la parcelle passe par l'enlèvement du sable superflu et des débris végétaux et animaux déposés par le vent à l'intérieur de la parcelle.

II – 3.3.3 Mesure du ruissellement, d'érosion et prélèvements d'échantillons sur les parcelles de 50 et 150 m²

Une parcelle expérimentale de quelques dizaines de m² fonctionne comme un véritable bassin hydrologique parce qu'elle est limitée latéralement et en amont. Cette parcelle représente un milieu bien défini par sa pente (longueur et inclinaison), son sol (variabilité spatiale des caractéristiques), sa végétation, son état, représentant les paramètres non pris en compte à l'échelle unitaire. Ses dimensions sont telles qu'un ruissellement peut s'organiser sur elle et qu'aucun effet de bordure ne vient fausser les phénomènes qui s'y produisent.

Depuis quelques années, l'étude du ruissellement et de l'érosion en condition de pluies naturelles s'effectue dans des parcelles d'érosion de quelques dizaines m². On trouve dans la littérature des exemples d'utilisation de parcelles de taille variable pour l'étude du ruissellement de versant à l'échelle locale (Parsons *et al.*, 1990, Williams & Buckhouse, 1991 ; Peugeot, 1995 ; Diallo, 2000). Fournier (1967) précise le mode opératoire pour construire ces parcelles et la plage de variation du rapport des dimensions longueur et largeur. Ce type de parcelles a également été beaucoup utilisé pour l'étude de l'érosion, sous pluies naturelles (Roose 1976 ; Miettton, 1988) ou associés à des simulateurs de pluie (Wischmeier & Smith, 1965 ; Collinet & Lafforgue, 1979 ; Abrahams *et al.*, 1988 ; Abrahams et Parsons, 1991).

Les dimensions des parcelles installées à Tougou permettent de mesurer le ruissellement et l'érosion en nappe grâce à un dispositif constitué de 2 ou 3 cuves réceptrices en série et dont la précision de mesure doit être à 10% près, d'après Roose (1994). La première cuve joue le rôle de décanteur car elle permet de piéger les éléments grossiers. Les cuves suivantes permettent de mesurer les particules fines. Grâce à ce dispositif, on peut déterminer le ruissellement, les pertes de terre fine en suspension (fraction capable de migrer sur des grandes distances) et les pertes de terres grossières (fraction rampant sur de courtes distances). Ce type de mesure de ruissellement et d'érosion sur petites parcelles permet de bien pondérer les différents facteurs (végétation, pente, sol, pratique culturale) qui interviennent dans les phénomènes de ruissellement et d'érosion (en nappe et en rigoles).

a) Mesure de la lame d'eau ruisselée

Les flux d'eau et de matières sont recueillis par les cuves. Après chaque pluie, la hauteur d'eau dans chaque cuve est lue sur une échelle limnimétrique et permet de calculer le volume correspondant par le biais de la formule (II-1).

$$V_{ru} = \sum_{i=1}^k L_i \times l_i \times h_i \quad (II-1)$$

Avec V_{rui} désigne le volume ruisselé, Li et li désignent la longueur et la largeur de la cuve i , et h_i la hauteur d'eau et k le nombre de cuves contenant de l'eau ruisselée.

b) Mesure de charriage de fond (CDF)

Le charriage de fond est mesuré dans la première cuve par le mode opératoire suivant :

- ❖ après décantation dans la cuve, le contenu est soigneusement vidé pour ne laisser que les macros agrégats (charriage de fond) ;
- ❖ le charriage de fond est versé dans un récipient (seau de 15 litres) ;
- ❖ après décantation du contenu du récipient, le surnageant est éliminé et le reste est pesé à l'aide d'une balance : c'est la masse humide totale (MHT) ;
- ❖ un échantillon est prélevé : c'est la masse humide de l'échantillon (MHE)

c) Mesure des matières en suspension (MES)

Les matières en suspension seront mesurées dans la deuxième cuve. Au cas où la lame d'eau ruisselée n'excède pas la première cuve, les matières en suspension sont mesurées dans cette cuve. L'eau contenue dans la cuve de mesure est bien homogénéisée avant d'effectuer un prélèvement de 2 litres.

La Figure II - 11 illustre quelques mesures effectuées à l'échelle parcellaire.



Figure II - 11 : Quelques mesures au niveau de parcelles expérimentales.

II – 3.3.4 Coefficients de ruissellement et pertes en terre sur les parcelles

Le coefficient de ruissellement moyen de chaque parcelle est fourni par la formule (II-2).

$$Kr_{moy} = \sum_{i=1}^n \frac{L'_{rui}}{P_i} \quad (II-2)$$

L'_{rui} et P_i représentent respectivement la lame ruisselée (mm) et la quantité de pluie (mm) de l'épisode i ; n le nombre total de précipitations ayant produit un ruissellement. La lame ruisselée L_{rui} , exprimée en mm, est le rapport du volume ruisselé à l'exutoire d'une parcelle, exprimé en litres, à la surface de la parcelle, exprimée en m^2 .

L'analyse au laboratoire des sédiments prélevés permet de calculer les pertes en terre. Les échantillons de terre prélevés sont pesés avant et après séchage à $105^\circ C$ pour calculer leur teneur en eau, celle-ci servant à convertir la masse humide totale des sédiments (MHT) en masse totale sèche (MST). Les échantillons d'eau prélevés sont mis à l'étuve à $105^\circ C$ pendant 24 heures. La concentration des matières en suspension (C_{MES}) est calculée après pesage des résidus dans l'échantillon.

- ❖ Volume total écoulé pour un épisode pluvieux i : $V'_{ru} \quad (m^3)$
- ❖ Concentration moyenne des MES dans l'échantillon analysé : $C'_{MES} \quad \frac{kg}{m^3}$
- ❖ Masse totale des matières en suspension : $MT'_{MES} \quad (kg) = V'_{ru} \times C'_{MES}$
- ❖ Masse humide totale des charriages de fond : $MHT' \quad (kg)$
- ❖ Masse humide de l'échantillon des charriages de fond : $MHE' \quad (kg)$
- ❖ Masse sèche de l'échantillon des charriages de fond : $MSE' \quad (kg)$
- ❖ Teneur en eau dans l'échantillon des CDF : $\omega' \quad (\%) = \frac{MHE' - MSE'}{MSE'}$
- ❖ Masse sèche totale des charriages de fond : $MST' \quad (kg) = \frac{MHT'}{1 + \omega'}$
- ❖ Charge totale solide (pertes en terre de l'épisode i) : $CTS' = MST' + MT'_{MES}$
- ❖ Les pertes en terre annuelle (t/ha) : $CTS = \lambda \times \sum_i^n CTS'$ avec λ le facteur de conversion et n le nombre d'épisodes pluvieux ayant ruisselés.

Pour l'homogénéité des résultats, on exprime la perte en terre en tonne par hectare pour toutes les mesures, bien que cette unité s'applique mal à l'échelle de nos mesures sur les parcelles de 1, 50 ou 150 m^2 .

II – 3.3.5 Mesure de débits et prélèvements d'échantillons d'eau aux exutoires des unités hydrologiques et du bassin versant

Les débits instantanés aux différents exutoires du bassin versant ont été déterminés par la méthode classique qui consiste à enregistrer en continu les variations de hauteur d'eau et à

traduire chaque hauteur en débit par l'utilisation de courbes d'étalonnage. Celles-ci sont déterminées expérimentalement à partir de séries de jaugeages. Des jaugeages au moulinet ou au flotteur sont régulièrement effectués au niveau de chaque exutoire. Ces différents jaugeages permettent de vérifier la stabilité de la courbe de tarage de chaque exutoire.

Les données des hauteurs d'eau enregistrées automatiquement à chaque exutoire à l'aide d'un thalimède sont déchargées systématiquement après chaque crue à l'aide d'un ordinateur portable ; ce qui permet de vérifier la fonctionnalité du thalimède. Dans les cas de non fonctionnement d'un thalimède, des lectures visuelles des hauteurs d'eau se font sur les échelles limnimétriques d'une manière systématique. Le pas temps de 5 minutes est retenu pour la lecture au niveau des sous bassins BV1 et BV2 et 10 minutes pour le bassin BV0.

Les prélèvements d'échantillons d'eau sont au départ synchronisés avec les lectures d'échelle. Par la suite, en fonction de la forme de l'hydrogramme de crue, on adapte le pas de temps de prélèvement. N'ayant pas les moyens d'équiper les stations hydrométriques avec des préleveurs automatiques pour échantillonner les débits solides lors des crues, les prélèvements aux exutoires se font manuellement. Le volume de prélèvement est de 2 litres.

Le volume total (V_e) et la lame d'eau (L_e) annuellement écoulés à chaque exutoire sont fournis respectivement par les relations (II-3) et (II-4) :

$$V_e = \sum_{k=1}^N V_k \quad \text{avec} \quad V_k = \sum_{i=1}^n \frac{(Q_i + Q_{i+1})}{2} \times (t_{i+1} - t_i) \quad (II \quad 3)$$

$$L_e = \frac{1000 \times V_e}{S} \quad (II \quad 4)$$

Avec V_k (m³) : Volume total écoulé pendant l'épisode pluvieux k ;

Q_i et Q_{i+1} (m³/s) : Débits instantanés au temps t et $t+1$;

n : nombre de débits instantanés observés au cours de l'épisode pluvieux k ;

N : nombre d'épisodes pluvieux ayant ruisselés au cours de l'année.

S (km²) : l'aire du sous bassin ou du bassin versant correspondant.

Les flux de sédiments en suspension recueillis à chaque exutoire du bassin versant sont étroitement liés aux débits liquides. Les débits solides à chaque exutoire ont été déterminés en mesurant par échantillonnage les concentrations en matières solides transportées par le ruissellement et en multipliant les concentrations par les débits liquides pour obtenir les débits solides. Compte tenu de la grande variabilité des concentrations au cours d'une même crue et d'une crue à l'autre, les prélèvements ont été effectués à la montée et à la descente de la crue. Le débit solide moyen des sédiments en suspension Q_s qui transite une section d'écoulement moyen pendant un intervalle de temps Δt^i est fourni par la relation (II-5) :

$$Q_s^i = C_s^i \times Q^i \quad (II \quad 5)$$

Avec Q^i (m³/s) : Débit liquide moyen pendant l'intervalle de temps Δt^i ;

C_s (kg/m³) : Concentration moyenne de l'échantillon i ;

Q_s (kg/s) : débit solide moyen pendant l'intervalle de temps Δt .

La charge totale solide (CTS) exportée du bassin au cours d'un épisode pluvieux k est donnée par la relation (II-6) ; n représente le nombre d'échantillons prélevés et V^i le volume écoulé pendant l'intervalle de temps Δt et λ le facteur de conversion

$$CTS^k (t/ha) = \lambda \sum_{i=1}^n C_s^i \times V^i \quad (II-6)$$

La quantité annuelle de matières (CTS) exportée du bassin versant est fournie la formule (II-7) ; N représente le nombre de crues observées au cours de l'année

$$CTS (t/ha) = \sum_{k=1}^N CTS^k \quad (II-7)$$

La Figure II - 12 montre quelques mesures effectuées aux exutoires des sous-bassins et du bassin versant de Tougou.



Figure II - 12 : Quelques mesures hydrométriques au niveau des exutoires des sous bassins et du bassin versant de Tougou.

II - 4 Données d'étude

Le lien entre les expérimentations et les résultats qui en découlent repose sur la qualité des données collectées. Notre objectif de comprendre les processus de ruissellement et de

l'érosion dans différents environnements et à différentes échelles spatiales et par la suite une tentative de transposition des données de l'échelle parcellaire à l'exutoire du bassin versant, repose sur un large échantillon de données constitué au début de notre étude et qui est ensuite complété pendant toute la thèse. Des données sur l'ensemble du dispositif expérimental ont été rassemblées à l'échelle événementielle puis agrégées aux échelles mensuelle, saisonnière et annuelle.

Dans ce paragraphe, nous nous proposons de donner un rapide aperçu du type de données collectées ainsi que les traitements réalisés. Dans l'optique de mieux cerner l'évolution de la réponse hydrologique et érosive des différents types de sols, nous avons constitué sur chaque unité de mesure une chronique de pluie, de ruissellement et de pertes en terres. Les données à l'intérieur de chaque chronique ont subi d'importantes analyses et traitements afin de disposer des données de bonne qualité. Sur les sols cultivés, les types de pratiques culturales et les différentes dates du travail de sol de chaque parcelle ont été relevés afin de mieux cerner leurs effets sur le ruissellement et les pertes en terre.

Les observations sur le bassin versant de Tougou ayant débuté courant 2004, les données pluviométriques, hydrométriques et de transport de sédiments mesurées en continu sont disponibles depuis lors seulement à l'échelle des parcelles unitaires, des deux sous-bassins et du bassin. Cependant, les parcelles de 50 et 150 m² étant installées en début 2010, ces mêmes données sont disponibles sur ces parcelles à partir de cette date.

Pour chaque unité de mesure, les données pluviométriques et hydrométriques ont fait l'objet d'une critique et d'une interprétation avant d'être archivées dans des fichiers chronologiques à pas de temps variables à l'aide des logiciels Hydras3 et Alpluie9. La critique a consisté à réaliser sur chaque unité de mesure le nuage de points (P ; Lr) (où Lr et P représentent respectivement la lame ruisselée et la pluie précipitée) et de vérifier si l'ensemble des points est en-dessous de la première bissectrice. Les points se trouvant au-dessus de cette bissectrice sont considérés comme des défauts de mesures et sont retirés de la chronique des observations.

Les données d'érosion ont été traitées par épisodes sous Excel.

En 2008, à l'exutoire du bassin, le radier submersible qui a pendant longtemps servi de section de contrôle de l'exutoire du bassin a été remplacé par un dalot. Ce dalot a modifié le niveau zéro du début des écoulements. Des jaugeages de contrôle ont été effectués depuis lors pour actualiser la courbe de tarage mais le nombre de points disponibles ne permet pas encore une mise à jour complète de la courbe. Aussi, depuis 2008, les volumes écoulés pour chaque épisode pluvieux sont estimés à partir d'une régression multiple établie à partir des données antérieures. Cette régression prend en compte, la quantité, l'intensité moyenne de la pluie et l'humidité relative du sol définie à partir de l'indice de Kohler (cf page 102). Le *Tableau II - 7* présente les données disponibles à chaque échelle d'observation.

Tableau II - 7 : Données disponibles aux différentes échelles d'observation.

Type de mesure	Unité de mesure	Début	Fin.
	Parcelles d'1 m ²	2004	
Pluviométriques -	Parcelles de 50 et 150 m ²	2010	2011
Hydrométriques -	Sous-bassins (6 et 34 ha)	2004	
Transports solides	Bassin versant de 37 km ²	2004	

II – 4.3 Problème de mesures et incertitudes

II – 4.3.1 Incertitudes sur le ruissellement et les écoulements

À l'échelle unitaire, la principale incertitude de mesure est liée aux erreurs de lecture de la hauteur d'eau dans le fût. En effet, après chaque épisode pluvieux ayant occasionné un ruissellement, la hauteur dans le fût est lue à l'aide d'une règle graduée dont la précision est le centimètre. Cette graduation induit en moyenne une erreur de $\pm 1,4$ mm de lame ruisselée pour chaque événement pluvieux.

À l'échelle des parcelles de 50 et 150 m², en complément de l'erreur due à la lecture de la hauteur d'eau au niveau de l'échelle limnimétrique, s'ajoute celle due aux pertes par infiltration latérale et verticale dans les cuves de réception des flux d'eau. Les cuves de rétention d'eau sont réalisées en béton mais ne sont pas étanchéifiées. Afin de limiter d'éventuelles pertes par infiltration à travers les parois verticales et horizontales des cuves de réception des flux liquides, l'observateur lit les hauteurs d'eau juste après la fin du ruissellement sur ces parcelles.

Les incertitudes de mesure des débits liquides à chaque exutoire tiennent à la qualité et la précision des capteurs. Au niveau de l'enregistreur automatique des hauteurs d'eau, les mesures ont une précision ± 2 mm. Par contre, les échelles limnimétriques ayant servi de calage des enregistreurs ont au mieux une précision de 1 cm. Par application simple de la formule de Manning-Strickler, une différence de 1 cm sur une hauteur d'eau comprise dans l'intervalle [0.50 – 0.70] conduit à une erreur relative sur le débit en moyenne d'environ 3% ; dans l'intervalle [0.10 – 0.20], l'erreur atteint 11 %.

II – 4.3.2 Incertitudes sur l'érosion et les débits solides

L'incertitude sur les flux de matières en suspension résulte de l'incertitude sur la valeur de la concentration des échantillons prélevés. Le calcul des débits solides et des volumes cumulés est lui-même entaché des erreurs précédemment mentionnées sur les écoulements.

Les échantillons prélevés ont un volume moyen de 1 000 ml. En laboratoire, le volume de mélange est mesuré avec une incertitude de 5 à 10 ml. Les sédiments sont séchés à l'étuve puis pesés avec une balance de dont la précision est de 0.1 g. L'erreur relative sur la concentration en MES (variant de quelques grammes à plus de 1 g/l) peut être estimée à

moins de 5 %. L'estimation de l'incertitude sur le volume de MES transité pendant une crue est plus délicate. Elle varie d'une crue à l'autre en fonction de la localisation des prélèvements sur l'hydrogramme, de la qualité de l'échantillonnage de la décrue et de la forme de la courbe d'hystérésis.

II – 5 Conclusion partielle

Une sécheresse très intense a eu lieu au début des années 70 au Sahel. Elle s'est traduite par une diminution de la pluviosité annuelle avec des pluies plus intenses, et donc plus érosives qui provoquent la destruction des agrégats à la surface du sol. L'agriculture sahélienne, très fragile, n'a pas réussi à s'adapter assez rapidement à ce déficit. Il s'est donc avéré rapidement indispensable de repenser à l'extension des surfaces cultivées aux dépens de la végétation naturelle, du défrichage, des brûlis, du surpâturage et du raccourcissement des jachères. Ces pratiques culturales, peu adaptées au contexte ont accéléré la dégradation des sols (encroûtement des sols) par l'érosion hydrique conduisant à des situations paradoxales : augmentation des écoulements en dépit d'une diminution marquée de la pluviosité.

L'érosion du sol par l'eau engendre la destruction des terres lorsqu'elle prend une forme accélérée. Elle engendre également l'envasement d'ouvrages construits par l'Homme sur le chemin de l'eau. Aussi conçoit-on aisément toute l'importance que revêt l'étude de ce phénomène. Pour évaluer le ruissellement et l'érosion, on réalise le plus souvent des mesures soit à l'exutoire des petits bassins versants, soit sur des petites parcelles expérimentales d'1 m² à quelques dizaines de m².

De nombreuses études ont été réalisées sur le ruissellement et l'érosion sous pluies naturelles ou simulées sur les bassins représentatifs au début des années 70 et 80. Ces recherches fondamentales ont fait progresser de façon importante nos connaissances scientifiques dans les régions sahéliennes et tropicales. Sur certains points, elles ont conduit à des règles de calculs simples pour l'aménagement des ouvrages. Cependant, la nécessité pour les hydrologues de transposer à des plus grandes échelles spatiales, la compréhension des processus découverts sur les parcelles expérimentales reste toujours un des défis majeurs des sciences hydrologiques. Les travaux de cette étude ont pour objectif de faire une relecture des techniques de mise à l'échelle usuellement usitées afin d'en proposer une méthodologie plus robuste qui tient compte des spécificités du bassin versant.

CHA PITRE **III**

REPONSE **H**YDROLOGIQUE ET **E**ROSIVE A L' **E**CHELLE DU **B**ASSIN **V**ERSANT

III – 1 Introduction

Suite à une pluie tombée sur un bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interactions de phénomènes hydrologiques et érosifs se met en œuvre. Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol qui se dirige vers des cours d'eau secondaires puis principaux et se termine à l'exutoire du bassin versant. Le ruissellement lié à de fortes précipitations entraîne le départ de terre par érosion de façon spectaculaire. Cela a des impacts environnementaux parmi lesquels la perte de la fertilité des sols et le comblement précoce des retenues d'eau (barrages, mares, lacs) réduisant ainsi leur capacité d'emménagement, pouvant entraîner une dégradation de la qualité des eaux et des conflits d'usage. Ainsi, l'étude du comportement du couple ruissellement-érosion apparaît donc importante dans la mesure où la connaissance de l'un permettrait la prédiction de l'autre.

À l'échelle globale du bassin versant, la génération d'un hydrogramme à l'exutoire traduit la réaction hydrologique et érosive de tout le bassin suite à une pluie. Pour un épisode pluvieux donné, la réponse du bassin dépend à la fois du type, de la nature, de la quantité, de l'intensité, de la localisation des précipitations et de l'état hydrique initial de ses sols, lui-même déterminé par les caractéristiques des périodes pluvieuses et sèches précédentes (Ambroise, 1998). De même, les caractéristiques physiographiques du bassin versant et les différents types de végétation et de sols, leur organisation spatiale à l'échelle du bassin versant, constituent également autant de facteurs importants qui conditionnent la réponse hydrologique et érosive du bassin versant. La Figure III - 1 illustre une réponse-type d'un bassin versant suite à une pluie.

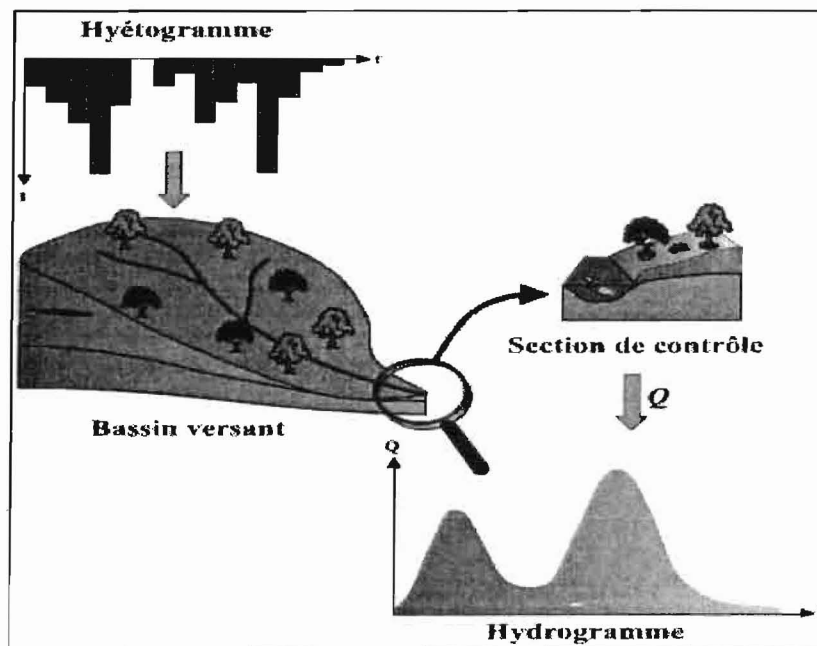


Figure III - 1 : Réponse hydrologique d'un bassin versant suite à une précipitation (d'après Musy et Higy, 2004).

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à la réponse hydrologique et érosive du bassin versant de Tougou à son exutoire principal, BV0.

Rappelons que le mécanisme dominant à l'origine du ruissellement est le refus à l'infiltration ou ruissellement hortonien. Les principales zones productrices "sources" du ruissellement sont les surfaces nues et dégradées, les sommets des hauts versants et les bas versants couverts de graviers ou encroûtés. Réciproquement, les ravines et les rigoles qui canalisent les eaux de ruissellement et les bas-fonds constituent les lieux de concentration et sont des zones absorbantes ou "puits". La caractérisation de ces zones productrices, leurs positions relatives dans le bassin, la connectivité de ces différents compartiments sont déterminantes pour comprendre la réponse hydrologique et érosive du système et sa variabilité dans le temps. Les questions de connectivité et de continuité des zones productrices du ruissellement sont particulièrement pertinentes dans la génération des crues dans les zones semi-arides (Mathys, 2006).

III – 2 Hydrologie du bassin versant de Tougou

Remarque préalable

L'étude hydrologique du bassin réalisée dans ce chapitre a été faite avec les données 2004 – 2010 alors que les analyses des chapitres 4, 5 et 6 sont réalisées sur la période 2010-2011. Cela est dû à la période de disponibilité des données à chaque échelle d'observation.

III – 2.1 Les précipitations

La connaissance des précipitations constitue un élément fondamental pour l'étude et la compréhension du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. En conséquence, les principaux paramètres des précipitations (quantité et intensité) sont mesurés à l'aide du réseau des pluviographes (PG1 à PG6) à augets basculeurs répartis sur l'ensemble du bassin versant. Du fait de la taille du cône et du volume des augets, la précision est de 0,5 mm. Les données sont enregistrées en continu et disponibles depuis 2004 au pas de temps de la minute. Les enregistreurs électroniques n'ont été installés qu'au début de la saison 2006. Parmi les 6 pluviographes, seuls 5 (PG1 à PG5) sont retenus pour le calcul de la pluie moyenne sur le bassin car le pluviographe PG6 a été installé en 2006. Les pluies journalières moyennes sont calculées par la méthode des polygones de Thiessen.

III – 2.1.1 Précipitations annuelles et mensuelles

Le *Tableau III - 1* présente les valeurs observées au cours de la période 2004-2010 pour les 5 postes pluviographes. La moyenne pluviométrique interannuelle se situe autour de 600 mm pour l'ensemble des postes. La variabilité interannuelle est assez importante :

- ❖ l'année 2004 est la plus sèche avec un total annuel de 499 mm et l'année 2006 est la plus humide avec 747 mm, soit un écart de l'ordre de 50%.
- ❖ l'écart type interannuel est d'environ 84 mm soit un CV de 13.5%.

D'un poste à l'autre, la moyenne interannuelle varie modérément (écart type d'environ 16 mm (CV de 2.75%), même si pour certaines années, les écarts entre postes sont plus élevés (CV voisin de 10%). Ceci est dû à quelques orages isolés tombés violemment sur certains postes et pas ou presque pas sur d'autres. L'écart maximum est observé entre PG3 et PG4 installés respectivement à l'intérieur du sous bassin dégradé et au marché (Tougou centre).

Tableau III - 1 : Pluies annuelles et interannuelles (mm) sur les cinq pluviographes du bassin versant.

Année	PG1	PG2	PG3	PG4	PG5	Ecart type inter-poste	Moyenne bassin
Coeff de Thiessen	4%	14%	38%	8%	36%		
2004	489	494	502	488	500	6	499
2005	555	562	544	525	520	18	537
2006	725	732	785	705	725	30	747
2007	661	646	649	635	640	10	645
2008	625	655	652	615	600	24	630
2009	580	609	596	581	585	12	592
2010	677	656	659	672	690	14	672
Moyenne	616	622	627	603	609	16	617
Ecart type	80	76	92	78	83		84

À l'échelle mensuelle, le *Tableau III - 2* et la *Figure III - 2* présentent les valeurs moyennes des principaux paramètres de la pluviométrie du bassin au cours de la période 2004-2010. La pluviosité des mois de juillet, août et septembre constitue près de 80 % de la pluviométrie annuelle. On observe en moyenne respectivement 9, 12 et 8 événements pluvieux (pluie journalière supérieure ou égale à 1 mm) au cours de ces 3 mois. En août et septembre, on enregistre des pluies orageuses aux plus fortes intensités avec des valeurs maximales pouvant atteindre 130 mm/h en 5 minutes et 70 mm/h en 30 minutes.

Tableau III - 2 : Statistiques des principaux paramètres de la pluviométrie à Tougou de 2004 – 2010 (P_j = pluie journalière ; I_{moy} et I_{max} = Intensité moyenne et maximale ; Moy = moyenne ; σ = écart-type).

Mois	Pluviosité					Intensité				Fréquence	
	Pj (mm)		Pluie (mm)		%	Imoy (mm/h)		Imax-5mn (mm/h)		Nombre moyen de jours pluvieux	Nombre moyen de jours entre 2 pluies
	maximale		mensuelle		mensuel						
	Moy	σ	Moy	σ		Moy	σ	Moy	σ		
Juin	38	10	90	25	16 %	16	4	45	18	4	6.0
Juillet	32	6	124	10	20 %	12	2	35	17	9	3.4
Août	60	31	230	52	39 %	20	3	55	26	12	2.6
Sept	42	12	113	35	19 %	17	6	60	32	8	3.7
Octobre	24	7	45	17	5 %	11	5	35	14	3	9.3

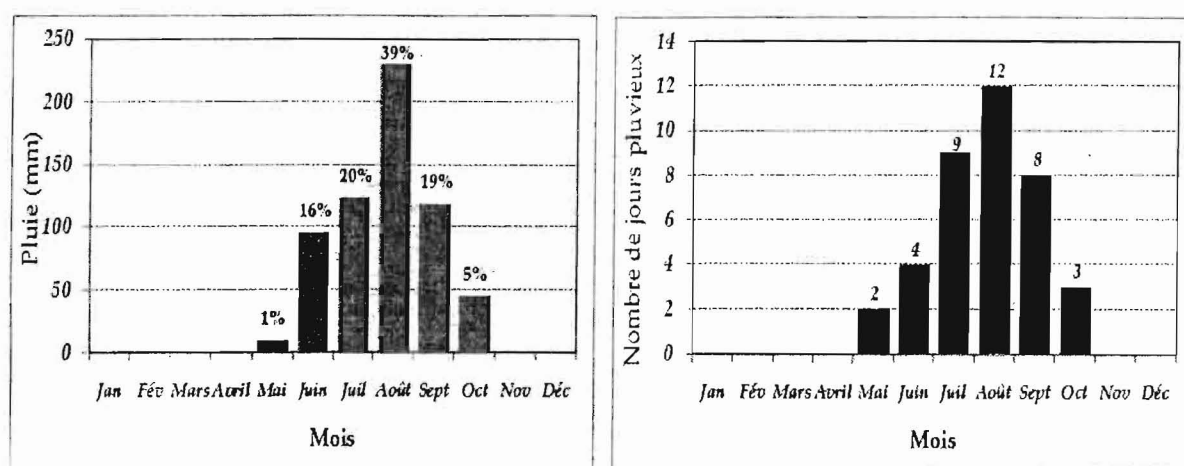


Figure III - 2 : Pluviosité moyenne et nombre de jours moyen de pluie par mois sur le bassin de Tougou.

Nous avons réalisé une analyse statistique des pluies journalières maximales, des intensités maximales en des pas de temps différents en utilisant les données du pluviographe PG3. Ce poste pluviométrique a été retenu en raison de son lieu d'implantation (centre du bassin) et de son taux de couverture (coefficient de Thiessen 38%). Les valeurs moyennes de ces variables sont mentionnées dans le Tableau III - 2. La précipitation minimale utilisée pour séparer les averses est 1 mm en 60 minutes.

De nombreuses études réalisées au Sahel ont mis en évidence l'agressivité des pluies (Albergel, 1987 ; Le Barbé & Lebel, 1995). Afin de déterminer sur le bassin les mois les plus érosifs, nous avons défini un cumul pluviométrique qui ne s'incrémente que si un seuil d'intensité fixé est dépassé. On a retenu deux seuils d'intensité au pas de temps de 1 mn, 60 et 90 mm/h. La Figure II - 3 représente la fraction des précipitations mensuelles tombées au-delà de ces 2 seuils d'intensité. On peut constater la variabilité de l'intensité de la pluie au cours de la saison. On note que les mois d'août et de septembre sont les mois les plus agressifs. Cette variabilité de l'intensité des pluies est importante car elle a un rôle important dans les processus d'érosion.

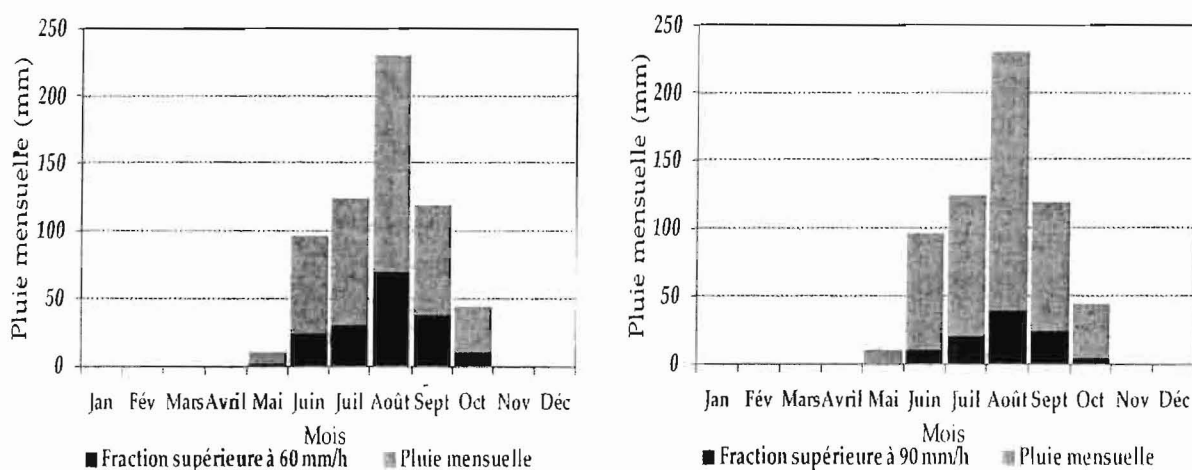


Figure III - 3 : Répartition mensuelle des pluies tombant au dessus d'un seuil d'intensité instantanée (cas de l'enregistreur électronique PG3 pour l'année 2010).

III – 2.1.2 Précipitations journalières

Le *Tableau III - 2* qui illustre les moyennes des valeurs maximales des pluies journalières pour la période 2004-2010, montre que le nombre de jours pluvieux est en moyenne de 36 jours par an. Pour chaque mois, le nombre moyen de jours entre deux pluies et le nombre maximal de jours sans pluie ont été calculés (*Tableau III - 2*). Deux épisodes pluvieux supérieurs à 100 mm (notamment 128 mm le 09/08/2006 et 102 mm le 05/08/2007) ont été observés. Ils correspondent respectivement à des pluies dont la période de retour est supérieure à 70 et 20 ans. La *Figure III - 4* montre la répartition des journées de pluies par classe de pluie totale. On constate que près de 30% des épisodes pluvieux sont compris en 10 et 20 mm et 10% sont dans l'intervalle 30-50 mm.

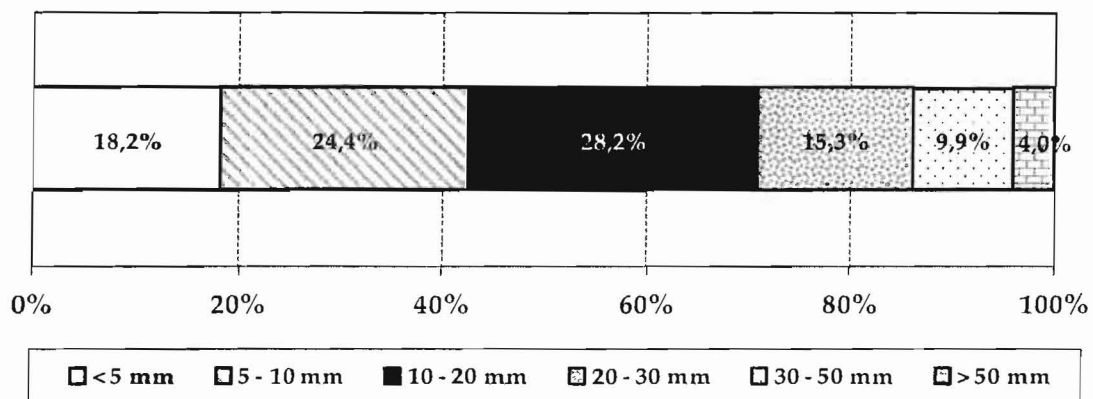


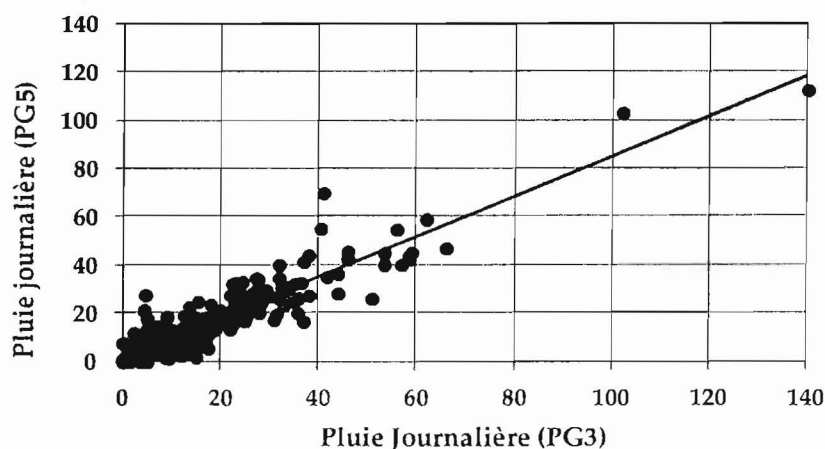
Figure III - 4 : Pourcentage de jours de pluie par an où la précipitation journalière est comprise entre deux valeurs données (Cas du pluviographe PG3 pour la période 2004-2010).

Comme dans le cas des pluies annuelles, il y a en moyenne peu de différence entre les postes pluviométriques. De temps en temps, certains épisodes orageux ne touchent qu'une partie du bassin versant. Pour l'année 2010, à l'exception de 3 épisodes pluvieux qui n'ont été localisés que sur des parties du bassin, l'ensemble du réseau pluviométrique a toujours enregistré une quantité même si les quantités varient d'un poste à un autre. Les variations les plus significatives peuvent atteindre 52% en particulier pour la pluie du 22/07/2010 (60 mm en tête du bassin et 28 mm en moyenne sur le reste du bassin). On observe également pour certains épisodes pluvieux, un décalage de près de 3 heures entre la fin de la pluie sur certains postes et le début de la pluie sur d'autres. Par exemple, le 24/08/2010, la pluie a débuté aux environs de 18h30 mn sur les sites PG3, PG4 et PG5 et à 21h 30 mn sur les sites PG1 et PG2. La lame d'eau moyenne précipitée sur l'ensemble du bassin versant est de 26 mm.

Le *Tableau III - 3* regroupe les corrélations entre les journées où la précipitation est supérieure ou égale à 1 mm, ce qui exclut les pluies nulles et les basculements isolés. La *Figure III - 5* donne un exemple de nuage de points et la droite de corrélation entre les postes PG3 et PG5.

Tableau III - 3 : Tableau de corrélation spatiale entre les différents pluviographes du bassin de Tougou.

	PG1	PG2	PG3	PG4	PG5
PG1	1,0000				
PG2	0,9725	1,0000			
PG3	0,8760	0,9165	1,0000		
PG4	0,9155	0,9419	0,8995	1,0000	
PG5	0,8066	0,8357	0,9028	0,8760	1,0000

**Figure III - 5 : Corrélation entre les pluies journalières du PG3 et PG5.**

Pour la plupart des pluviographes, les pluies journalières sont assez bien corrélées entre elles. Les plus faibles corrélations s'observent entre le poste PG5 installé en amont du bassin et les postes PG1 et PG2 situés respectivement proche de l'exutoire et sur le sous-bassin cultivé.

En effet, sur chaque poste pluviométrique, nous avons constitué un échantillon composé des 30 plus fortes valeurs de pluies journalières, puis nous avons ajusté une loi exponentielle à chaque échantillon pour estimer les quantiles de pluies journalières de chaque poste (Tableau III - 4). Cette approche a consisté à trier par ordre de valeurs décroissantes l'ensemble des pluies journalières et ne retenir que les 30 premières valeurs, ce qui permet de constituer un échantillon d'analyse, qui n'est plus limité à une seule valeur par année.

En outre, sur un échantillon de pluies journalières maximales annuelles sur 40 ans (1970-2010) de la station synoptique de la ville de Ouahigouya située à 25 km de l'exutoire du bassin de Tougou, nous avons ajusté une loi de Gumbel (Tableau III - 5). Ces ajustements ont été réalisés à l'aide du logiciel Hyfran développé par l'équipe du Professeur Bodée en 1993. Pour la première loi, les valeurs du gradex sont supérieures à celui du poste de Ouahigouya. Nous retiendrons la fourchette de 70-75 mm pour la pluie journalière quinquennale du site de Tougou. Cette plage de valeurs pourra être utilisée pour tous travaux d'aménagement des petits bas-fonds dans la localité de Tougou.

Tableau III - 4 : Quantiles de pluies journalières des cinq postes du bassin de Tougou (ajustement d'une loi exponentielle aux 30 plus fortes valeurs observées sur chaque poste).

Postes	gradex	m	Période de retour T=2ans			Période de retour T=5ans		
			P ₂	σ	IC à 95%	P ₅	σ	IC à 95%
PG1	17.5	35.42	51.8	2.04	48.8-55.1	66.5	5.44	59.0-71.5
PG2	18.31	35.38	52.1	2.33	49.3-54.9	67.9	5.39	60.0-73.7
PG3	14.55	39.81	53.9	1.85	50.9-56.9	66.2	4.29	60.2-71.3
PG4	17.47	36.61	53.7	2.22	50.1-56.4	67.7	5.15	60.3-74.1
PG5	14.78	37.15	51.3	1.88	49.2-54.3	65.9	4.34	58.4-69.1

Tableau III - 5 : Quantiles de pluies journalières de la station météorologique de Ouahigouya (ajustement d'une loi de Gumbel sur les pluies journalières maximales annuelles de 1970-2010).

Postes	gradex	x ₀	Période de retour T=2ans			Période de retour T=5ans		
			P ₂	σ	IC à 95%	P ₅	σ	IC à 95%
OHG	15.91	54.29	59.4	2.52	55.3-63.6	74.3	3.90	70.3-81.1

III – 2.1.3 Courbes Intensité – Durée – Fréquence

Les courbes Intensité-Durée-Fréquence (*IDF*) ou Hauteur-Durée-Fréquence (*HDF*) permettent d'estimer les fréquences de dépassement F des événements pluvieux observés à partir de leur durée et de leur intensité moyenne I ou de leur hauteur H , par interpolation graphique ou mathématique. En pratique, on remplace généralement la fréquence de dépassement F par la période de retour T associée, définie comme l'intervalle de temps moyen séparant deux événements dont l'intensité moyenne ou la hauteur atteint ou dépasse un seuil donné. La période de retour T est généralement exprimée en années.

Les maximums pour des durées compris entre 5 et 1440 minutes ont été extraits des chroniques de pluies. Puis, on a ajusté la loi de Gumbel sur l'échantillon constitué des trois plus fortes valeurs enregistrées chaque année. On a ainsi établi pour le bassin les quantiles de pluie pour ces différentes durées (exemple sur la Figure III - 6). L'ensemble des résultats sont présentés dans l'annexe 1.

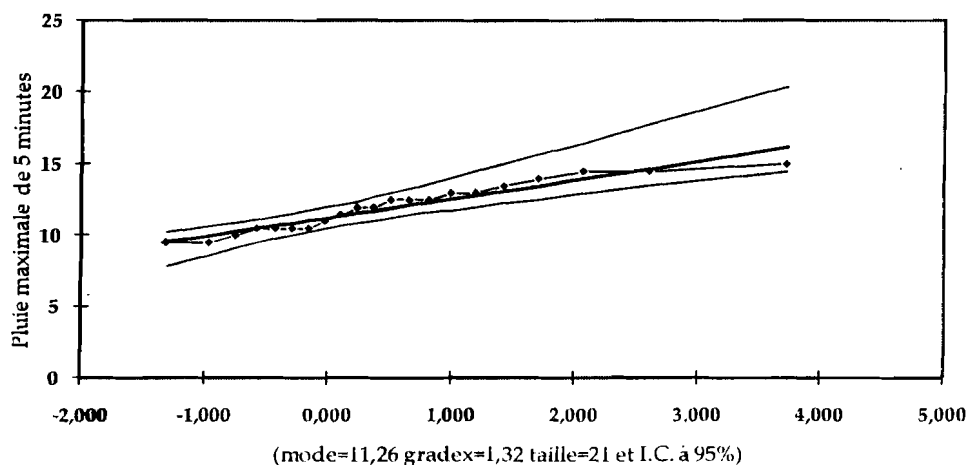


Figure III - 6 : Ajustement d'une loi de Gumbel aux précipitations maximales en 5 min (variable réduite de Gumbel en abscisse – logiciel Hydrolab du Professeur Jean-Pierre Laborde).

De manière classique, nous avons ensuite ajusté des relations pluie-durée-fréquence (loi de Montana) aux quantiles obtenus.

$$Pluie_{(mm)} = a \times durée_{(mn)}^b \quad (III-1)$$

La Figure III - 7 présente les résultats pour le pluviographe PG3. On observe une nette différence de pente entre les durées courtes et les durées longues, le changement de pente de la relation pluie-durée (en coordonnées logarithmiques) se situe entre 60 et 90 min. Les coefficients de la relation ajustée sont donnés dans le Tableau III - 6.

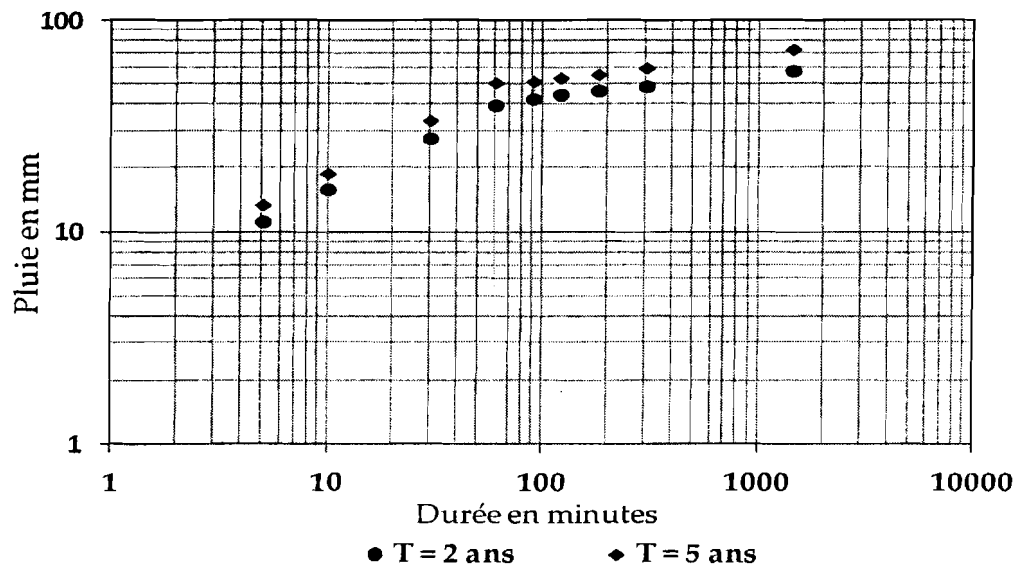


Figure III - 7 : Courbes pluie – durée – fréquence du pluviographe PG3 du bassin de Tougou

Bien que la méthodologie adoptée soit robuste, les résultats de cette analyse sont fortement liés à l'échantillonnage utilisé. Ces valeurs des coefficients de Montana sont inférieures à celles établies par le CIEH pour la ville de Ouahigouya. Cela est principalement dû à la taille de notre échantillon qui est probablement plus faible que celui utilisé par le CIEH.

Tableau III - 6 : Coefficients de Montana pour le poste PG3 du bassin de Tougou.

Période de retour	Entre 5 et 60 mn				Entre 60 et 1440 mn			
	Cette étude		CIEH		Cette étude		CIEH	
2	a = 5.24	b = 0.523	a = 5.87	b = 0.546	a = 28.65	b = 0.112	a = 34.4	b = 0.101
5	a = 5.88	b = 0.554	a = 6.67	b = 0.562	a = 33.70	b = 0.119	a = 38.8	b = 0.104

III – 2.2 Formation du ruissellement et les écoulements

Il ne s'agit pas de développer toute la théorie de la transformation pluie-débit, mais d'actualiser le fonctionnement actuel du bassin de Tougou dans un contexte de variabilité climatique et d'activités anthropiques croissantes.

III – 2.2.1 Pluie et intensité limite de ruissellement

La pluie limite du ruissellement ou la pluie d'imbibition est la quantité de pluie tombée nécessaire avant que ne débute le ruissellement. Elle correspond à l'humectation initiale maximale du sol (Lamachère, 1991).

L'intensité limite du ruissellement est associée à un sol préalablement sec et correspond à l'intensité de la pluie au-delà de laquelle il y a toujours du ruissellement (Chevalier, 1982).

Il existe plusieurs méthodes, pour la plupart graphique, permettant de déterminer les deux paramètres.

À l'échelle parcellaire, Chevalier (1982) et Peugeot (1995) représentent tous les couples de points hauteur d'averse observée-intensité maximale à 5 minutes, en distinguant les points des pluies ayant ruisselé de celles ne l'ayant pas fait (*Figure III - 8*). Les valeurs seuil de pluie et d'intensité séparant ces points sont respectivement la pluie d'imbibition et l'intensité seuil de ruissellement. Ces valeurs de la pluie limite du ruissellement et de la lame d'eau ruisselée dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après la saturation du sol) et surtout l'état de la surface du sol (déficit de saturation des premiers centimètres du sol, fissures et trous creusés par les vers de terre, croûtes de battance, litière, cailloux et les mottes résiduelles).

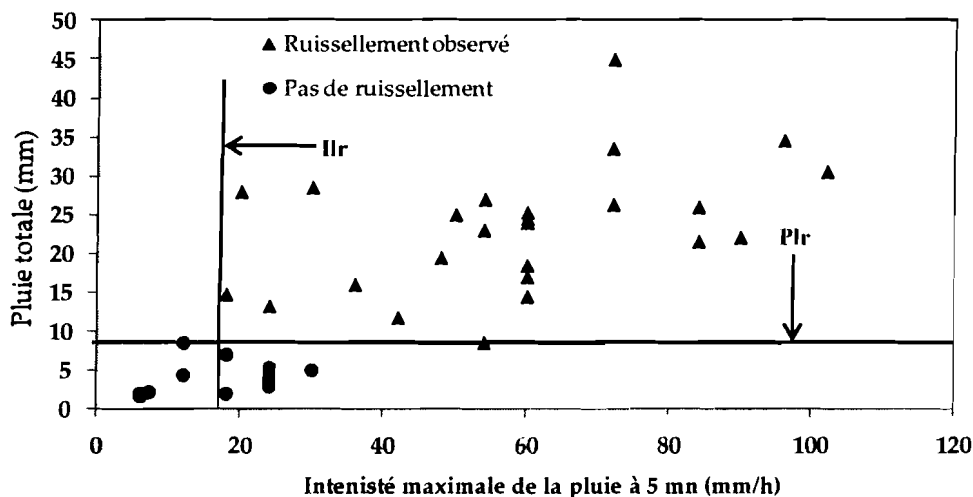


Figure III - 8 : Exemple de détermination de la pluie (Plr) et de l'intensité (Ilr) limite du ruissellement sur la parcelle S1-150 m².

Les valeurs de la pluie et de l'intensité limite du ruissellement de la parcelle S1-150m² et donc du site S1 sont illustrées par la *Figure III-8*. On remarque qu'en-dessous d'une quantité totale de pluie inférieure à 8.5 mm, il y a pas de ruissellement et ceci quelque soit la valeur de l'intensité maximale à 5 minutes.

À l'échelle du bassin versant, la méthode la plus usitée consiste à séparer les épisodes ayant provoqué ou non une réaction de l'écoulement dans le bassin versant, en fonction de la durée

de temps sec ayant précédé l'épisode. La notion de temps sec supporte plusieurs définitions, notamment le temps écoulé depuis la fin de l'épisode précédent (que nous nommerons t_s , en jours) ou celui écoulé depuis la fin du dernier épisode qui a provoqué une réaction (T_s , en jours). La courbe de la forme ci-dessous permet de séparer correctement les deux nuages de points (Figure III - 9). Cette formulation est inspirée de celle utilisée par Bergaoui *et al.*, (1998).

$$\text{Pluie d'imbibition}_{(mm)} = P_{Lsec} \times (1 - e^{-\alpha t_s}) \quad (III - 2)$$

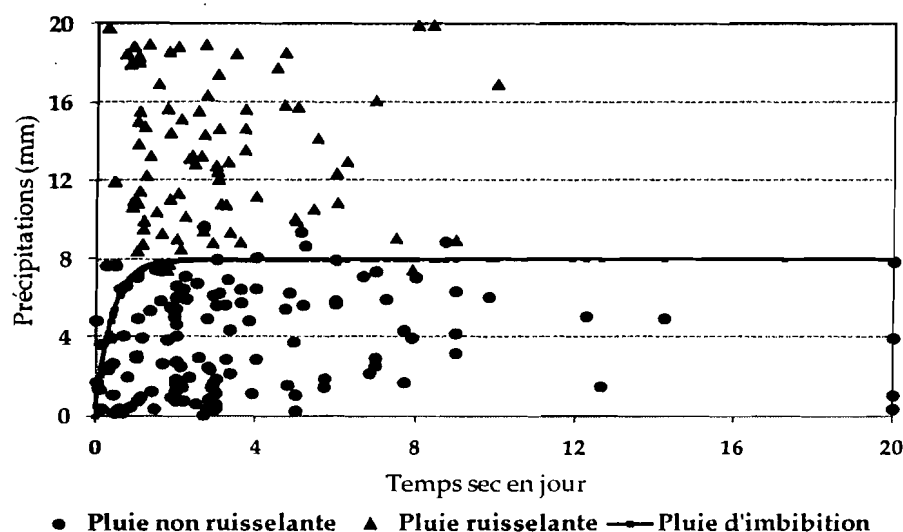


Figure III - 9 : Courbe pluie limite de ruissellement établie à l'échelle du bassin versant (BV0).

La Figure III-9 présente au voisinage des faibles précipitations la réaction du bassin versant. Le paramètre P_{Lsec} , asymptote de la courbe s'établit à 8.0 mm pour le bassin de Tougou. Le paramètre α qui règle le temps mis pour se rapprocher de cette asymptote est de 2.5. La présence de points mal classés, notamment les épisodes avec ruissellement malgré un temps sec prolongé et une pluie modérée, semble principalement liée à des questions d'intensité de la pluie ou aux pluies intermédiaires depuis le précédent ruissellement.

Cette méthode graphique a l'inconvénient de ne pouvoir prendre en compte que deux facteurs. Or, d'autres conditions initiales du bassin et des caractéristiques de l'épisode jouent également un rôle dans la génération des écoulements à l'exutoire du bassin. C'est pourquoi, nous avons tenté d'analyser les facteurs de la réponse hydrologique du bassin par des méthodes d'analyse multi-variée (analyse discriminante et régression logistique multinomiale).

III – 2.2.2 Analyse de la réponse de l'écoulement aux précipitations

L'application de méthodes de régression logistique et d'analyse discriminante permet de mettre en évidence les principaux facteurs qui expliquent le comportement des bassins

(Pichollet, 2006). En d'autres termes, elles permettent d'explorer le rôle d'un certain nombre de variables explicatives sur l'apparition ou non des écoulements à l'exutoire du bassin.

Les variables choisies caractérisent la précipitation (cumul de pluie, durée de la pluie efficace, intensité maximale pendant 5, 30 et 60 minutes) ou les conditions initiales (durée du temps sec, indice des précipitations antérieures). L'analyse des matrices de corrélation (sélection Backward) de ces variables a permis de réduire le nombre de variables explicatives en évacuant les descripteurs qui sont redondants ou qui ne sont pas nécessaires à l'explication de la réponse hydrologique du bassin versant. Au final, la sélection retenue des variables est la suivante : cumul de pluie, durée de la pluie efficace, intensité maximale pendant 30 mn, durée du temps sec et indice de Kohler défini comme suit.

$$IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1}) e^{-\alpha n}$$

- IK_n = indice d'humectation immédiatement avant l'averse (n) ;
- P_{n-1} = hauteur de l'averse précédant l'averse considérée ;
- ts = temps séparant la fin de l'averse de rang ($n-1$) et le début de l'averse considérée. Il est exprimé en jours et en fraction de jours ;
- α = coefficient de calage (0.5 en zone sahélienne).

La réaction du bassin versant a été qualifiée en quatre catégories selon la valeur du coefficient de ruissellement événementiel (Tableau III - 7). Les bornes des intervalles ont été fixées en fonction de la valeur inter-événementielle du coefficient d'écoulement du bassin.

Tableau III - 7 : Catégorisation en fonction du coefficient de ruissellement événementiel de la réponse hydrologique du bassin versant suite aux sollicitations.

Valeur de Kr (%)	$Kr = 0$	$0 < Kr \leq 10$	$10 < Kr \leq 20$	$20 < Kr \leq 30$	$Kr > 30$
Type de réaction	Pas de réaction	Réaction Faible	Réaction moyenne	Réaction forte	Réaction très forte

La difficulté est de trouver un critère de classification rigoureux. En effet, d'autres critères tels que le temps de montée ou la valeur du débit de pointe auraient pu conduire à un autre classement. Le choix du critère retenu peut se justifier dans sa simplicité à caractériser la réponse hydrologique du bassin versant. Toutefois, les bornes des différentes classes ont été fixées afin d'avoir un équilibre interclasse c'est-à-dire une proportion équilibrée de nombre d'éléments dans les différentes classes.

Les modèles ont été construits sur la totalité des données en raison de l'effectif de l'échantillon, puis les techniques de ré-échantillonnage la validation croisée et le bootstrap ont été utilisées pour en mesurer leurs performances. Ces analyses ont été effectuées à l'aide du logiciel TANAGRA (Rakotomalala, 1994).

Le *Tableau III - 8* résume les performances des deux modèles. On observe que la régression logistique multinomiale permet d'obtenir de meilleurs résultats que l'analyse discriminante linéaire et permet d'obtenir des prévisions correctes avec une précision de plus de 85%. L'ensemble des résultats obtenus sont mentionnés dans l'annexe 2.

Tableau III - 8 : Performances de l'analyse factorielle discriminante et de la régression logistique multinomiale pour discriminer la réponse hydrologique du bassin de Tougou à une précipitation.

Bassin versant de Tougou	Analyse discriminante linéaire				Régression logistique multinomiale			
	Calage		Validation		Calage		Validation	
	R^2_{MF}	Taux d'erreur	R^2_{MF}	Taux d'erreur	R^2_{MF}	Taux d'erreur	R^2_{MF}	Taux d'erreur
	66,1%	25,6%	63,2%	29,4%	84,8%	10,9%	80,6%	14,6%

Les tests de significativité globale des deux modèles au seuil de 5% révèlent que seules les variables explicatives "quantité de pluie et intensité maximale à 30 mn" sont significatives pour les deux modèles. Cependant, pour le modèle logistique, les 3 autres variables sont également significatives pour les réponses de type "Réaction forte" et "Réaction très forte". La réponse d'un bassin à une précipitation apparaît comme conditionnée par des seuils à la fois sur le cumul de précipitations, l'intensité et l'état initial du bassin. Elle est caractérisée par sa vitesse (temps de montée) et son intensité (débit de pointe Q_{max} , volume maximal V_{max} , etc.). Ces deux caractéristiques sont fonction du type et de l'intensité de la précipitation qui le sollicite mais aussi d'une variable caractérisant l'état du bassin versant : le temps de concentration des eaux sur le bassin.

III – 2.2.3 Coefficients d'écoulement

Après les précipitations, les écoulements de surface se positionnent comme le deuxième terme important dans le bilan hydrologique d'un bassin versant. Cependant, sa valeur est très variable et est fonction de la pluviométrie et de sa répartition pour un même bassin versant. La connaissance de leurs valeurs annuelles et leur distribution statistique est une solution délicate pour le dimensionnement des réservoirs dans les régions sahéliennes. Il est donc intéressant d'établir des bilans d'écoulement mensuels et annuels puisque c'est l'échelle de gestion de ces ouvrages.

Coefficients d'écoulement événementiels, mensuels, annuels

Les coefficients d'écoulement événementiels peuvent fournir des informations sur la réponse d'un bassin versant. Ils sont utiles pour comparer des bassins entre eux, afin de comprendre comment différents paysages filtrent la pluie en écoulement événementiel et d'expliquer les différences observées par des caractéristiques des bassins et les mécanismes d'écoulement associés. Sur le bassin versant de Tougou, les forts coefficients de ruissellement s'observent lors des premières pluies du début de saison et pendant les mois d'août et de septembre.

Le *Tableau III - 9* indique les coefficients d'écoulement mensuel du bassin depuis 2004. Indépendamment de la quantité de pluie tombée chaque mois, les différences de valeurs du coefficient d'écoulement mensuel peuvent s'expliquer d'abord par les différences de comportement des sols, particulièrement des micro-horizons superficiels durant toute l'année. En effet, les sols sahéliens sont fragiles en raison de leur faible teneur en matière organique et de leur faible couverture végétale. Ainsi, en début de saison (mai à mi-juin), les sols sont toujours encroûtés par les micro-organisations pelliculaires superficielles puisque les semis n'ont pas encore commencé en raison du démarrage tardif de la saison des pluies selon le critère agronomique (Balmé *et al.*, 2005). Cet encroûtement des sols favorise un fort taux de ruissellement pour les premières pluies. La diminution du coefficient d'écoulement pendant le mois de juillet peut s'expliquer par la destruction de ces croûtes de battance lors du travail du sol effectué par les paysans pour les semis. Pendant les mois d'août et de septembre, le taux d'humidité du sol est élevé, ce qui entraîne un accroissement du coefficient d'écoulement mensuel. C'est également la période pendant laquelle les pluies sont plus agressives (*Figure III - 3*). Enfin, la diminution du coefficient d'écoulement du mois d'octobre peut se justifier par la faible pluviosité et par la mauvaise répartition des pluies qui marquent la fin de la saison des pluies (*Tableau III - 2*).

Tableau III - 9 : Coefficients d'écoulement mensuel du bassin de Tougou pour la période 2004-2010.

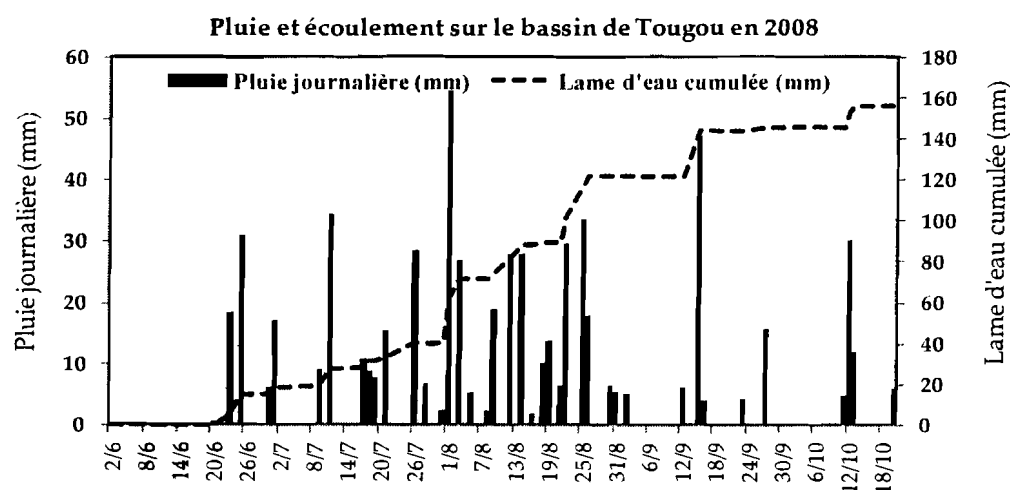
Année	Jan-Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov-Déc
2004	0	-	0.245	0.164	0.221	0.124	0.110	0
2005	0	-	0.307	0.156	0.186	0.297	0.149	0
2006	0	-	0.355	0.304	0.358	0.129	0.137	0
2007	0	0.29	0.209	0.128	0.370	0.228	0.120	0
2008	0	0.267	0.270	0.181	0.272	0.298	0.188	0
2009	0	0.22	0.185	0.193	0.175	0.387	0.125	0
2010	0	0.267	0.347	0.235	0.274	0.160	0.213	0
Moyenne interannuelle	0.000	0.261	0.274	0.194	0.265	0.232	0.149	0.000
• Ecart type	0.000	0.029	0.066	0.059	0.077	0.100	0.038	0.000

Le *Tableau III - 10* présente les lames annuelles écoulées depuis 2004. La moyenne interannuelle se situe autour de 155 mm. La lame d'eau annuellement écoulée varie fortement d'une année à une autre (écart type d'environ 40 mm soit 26%). Les fortes valeurs des coefficients de variation montrent la dispersion des coefficients d'écoulement événementiel autour de la valeur moyenne. Certains épisodes pluvieux, bien que d'une pluviosité importante produisent peu d'écoulement. C'est le cas des pluies avec de faible intensité ou tombant après un temps sec prolongé. Par contre, d'autres épisodes pluvieux, particulièrement les orages, peuvent produire un écoulement voisin de 60% de la lame d'eau précipitée. C'est le cas des pluies journalières du 09/08/2006 et 05/08/2007 dont les hauteurs sont respectivement 128 et 102 mm qui ont engendré des coefficients d'écoulement de 55% et 63%. Ces épisodes orageux ont produit plus de 30% des écoulements annuels.

Tableau III - 10 : Quelques valeurs statistiques du coefficient d'écoulement annuel du bassin versant de Tougou pour la période 2004-2010.

Année	Episodes total pluvieux > 1 mm	Episodes ayant ruisselés	Pluie Totale (mm)	Lame totale ruisselée (mm)	Coefficient d'écoulement		
					Moyen	Ecart-type	Coef variation
2004	37	20	499	102	0.194	0.110	0.568
2005	32	19	537	122	0.221	0.140	0.625
2006	40	26	747	226	0.287	0.154	0.509
2007	39	24	645	170	0.242	0.154	0.582
2008	40	23	630	160	0.249	0.135	0.545
2009	38	26	592	151	0.236	0.155	0.616
2010	38	25	672	172	0.253	0.132	0.535
Moyenne interannuelle	39	23	617	158	0.240	0.140	0.571
Ecart type	3	3	83	40	0.03	0.02	

La pluviosité n'explique pas à elle seule les écoulements à l'exutoire du bassin. L'intensité des pluies et leur répartition au cours de la saison sont également des variables qui influent les écoulements. Afin de mieux comprendre l'influence de la répartition des précipitations sur les écoulements, nous avons comparé les pluies et les lames écoulées des années 2008 et 2010 et pour lesquelles la répartition au cœur de la saison de la pluviométrie est très similaire (Figure III - 10). Pour ces deux années, les valeurs et le nombre des pluies journalières maximales sont presque identiques. On constate que les écoulements restent proportionnels aux précipitations.



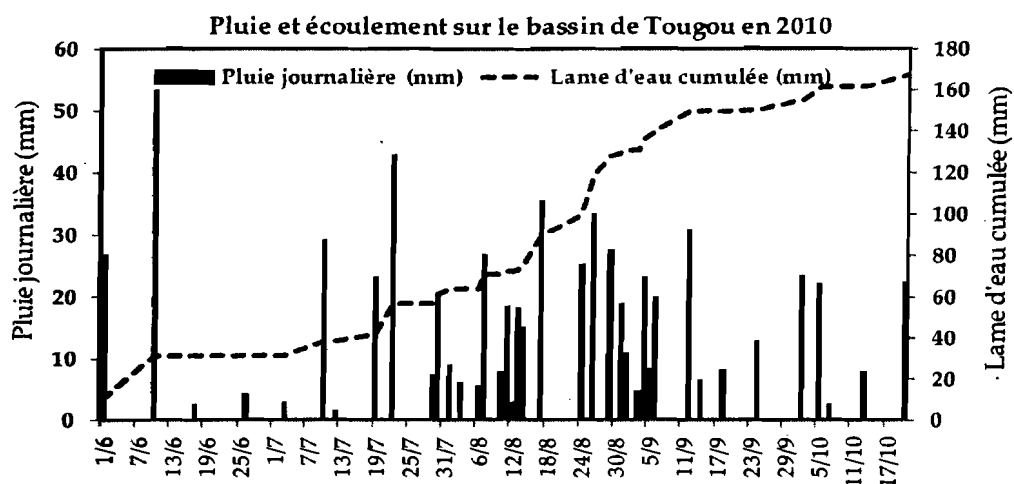


Figure III - 10 : Précipitations journalières et lames écoulées cumulées pour les années 2008 et 2010.

La Figure III - 11 illustrant les observations effectuées depuis 2004 permet d'établir une formulation simple de la relation entre l'écoulement moyen annuel (L_e) et le total pluviométrique moyen annuel (P) exprimés en mm. Cette relation de la forme exponentielle (Cadier, 1996) comporte 3 paramètres. Elle peut s'écrire :

$$L = L_{p_0} \times \text{Exp}^{A \times (P - P_0)} \quad (\text{III} - 3)$$

L_{p_0} correspond à la lame moyenne annuelle écoulée pour une précipitation annuelle moyenne de P_0 . L_{p_0} est un coefficient qui permet de caractériser simplement et de comparer l'aptitude à l'écoulement de différents bassins en s'affranchissant de la pluviométrie réelle. A est la pente de la droite de $\text{LN}(\text{écoulement}) = f(\text{pluviométrie})$ de la Figure III - 11. Cette relation ajustée aux observations du bassin de Tougou conduit à la relation (III-4).

$$L = 79.45 \times \text{Exp}^{0.00302 \times (P - 399.4)} \quad \text{avec} \quad R^2 = 0.991 \quad (\text{III} - 4)$$

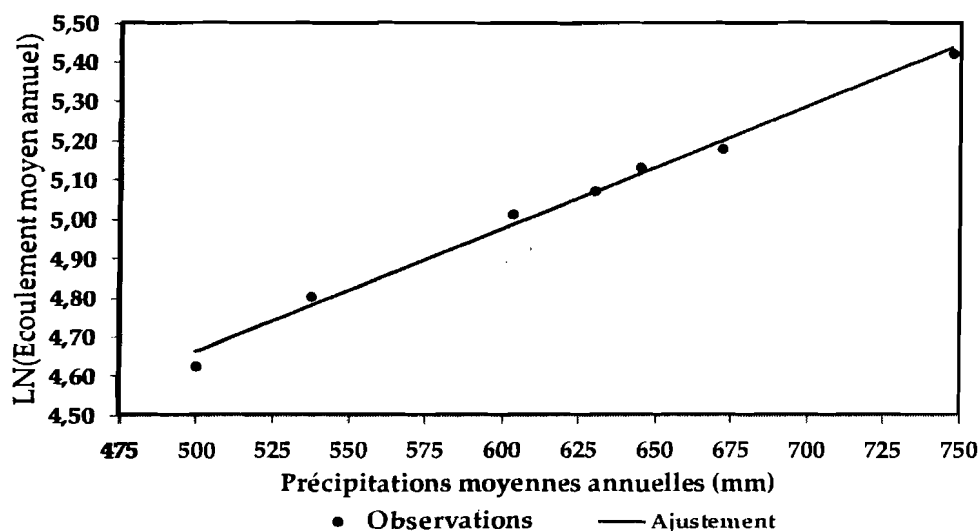


Figure III - 11 : Relation entre les moyennes annuelles de la pluviométrie (P) et de l'écoulement (L_e) à l'exutoire (BV0) du bassin versant de Tougou.

Cette formulation signifie qu'un accroissement donné de la pluviométrie (accroissement arithmétique), induira une multiplication des écoulements par un facteur constant (accroissement géométrique). Ainsi, chaque 100 mm de pluie supplémentaire provoque un accroissement d'environ 35.3% des écoulements. Nous n'avons pas d'explication physique simple à proposer pour justifier cette formulation, qui paraît valable au Sahel, soit une plage étendue de pluviométrie annuelle de 400 à 750 mm. Les deux coefficients L_{400} et A peuvent servir de base à la typologie des bassins au Sahel.

Cette formulation est due au fait que les processus d'écoulement ne sont pas linéaires. Nous constatons également que l'allure de la fonction proposée ajuste bien l'ensemble des points observés.

Au Sahel, il y a très peu de petits bassins versants qui aient fait l'objet de suivis hydrologiques continus. Dans ce contexte, il est donc intéressant de représenter l'hydrogramme type du bassin versant de Tougou qui peut être utilisé sur d'autres bassins dès lors qu'il existe une similarité (surface, pente moyenne, indice de compacité, couverture végétal, occupation des sols). L'hydrogramme type du bassin de Tougou a été tracé à partir des coefficients mensuels de débits de l'année moyenne, qui sont définis comme le rapport du débit mensuel moyen (calculé sur un certain nombre d'années) et appelé débit inter-mensuel au module interannuel. Ceux-ci permettent de représenter la répartition, en pourcentage, des débits mensuels au cours de l'année.

$$C_m(\%) = \frac{\text{Débit mensuel moyen}}{\text{Module Interannuel}} \times 100 \quad (III - 5)$$

La courbe des coefficients mensuels de débits de l'année moyenne permet de mettre en évidence le caractère systématique des variations saisonnières, et de comparer les rivières entre elles. La connaissance de ce coefficient est aussi d'un grand intérêt pour pouvoir estimer les volumes écoulés au cours d'une saison afin de dimensionner une retenue. Le Tableau III - 11 et la Figure III - 12 présentent les valeurs des débits mensuels et des coefficients mensuels de débits calculés pour la période 2004-2010.

Tableau III - 11 : Débits mensuels (m^3/s) et coefficients mensuels de débits du bassin de Tougou.

Année	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév
2004	0.0	0.0	0.0	0.429	0.270	0.523	0.137	0.067	0.0	0.0	0.0	0.0
2005	0.0	0.0	0.0	0.545	0.276	0.397	0.414	0.060	0.0	0.0	0.0	0.0
2006	0.0	0.0	0.0	0.626	0.611	1.664	0.185	0.070	0.0	0.0	0.0	0.0
2007	0.0	0.0	0.018	0.305	0.259	1.434	0.377	0.054	0.0	0.0	0.0	0.0
2008	0.0	0.0	0.021	0.219	0.353	1.113	0.350	0.137	0.0	0.0	0.0	0.0
2009	0.0	0.0	0.035	0.134	0.320	0.414	1.222	0.008	0.0	0.0	0.0	0.0
2010	0.0	0.0	0.050	0.351	0.416	0.953	0.287	0.232	0.0	0.0	0.0	0.0
Débit inter-mensuel	0.000	0.000	0.018	0.373	0.358	0.928	0.425	0.090	0.000	0.000	0.000	0.000
Coefficients mensuels de Q	0%	0%	10%	206%	198%	513%	234%	50%	0%	0%	0%	0%

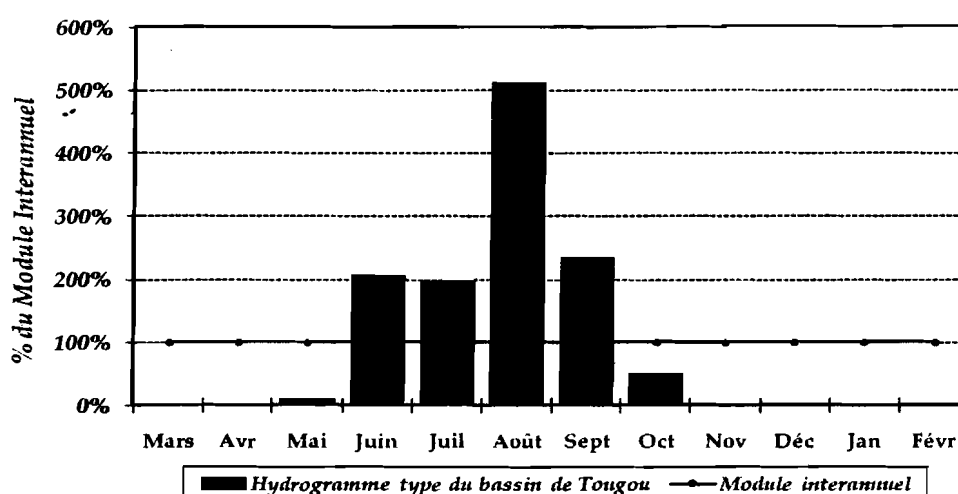


Figure III - 12 : Hydrogramme type du bassin sahélien de Tougou

On retrouve bien le schéma classique du régime sahélien : une longue période de basses eaux et une période de hautes eaux avec la pointe de crue en août. De façon assez générale, le débit apparent est nul pendant six mois : de novembre à avril. La crue est provoquée par une averse exceptionnelle ou une averse très forte tombant dans des conditions de saturation exceptionnelle.

III – 2.2.4 Caractéristiques des hydrogrammes événementiels

a) Formes

La crue est par définition la réponse d'un bassin à une averse ou à un épisode pluvieux (Roche, 1986). Pour une pluie d'intensité donnée, le volume d'eau incident - dont dépend l'ampleur de la réponse hydrologique - est proportionnel à la surface de la zone qu'elle affecte dans le bassin. À même surface affectée et donc même volume incident, l'ampleur et la forme de cette réponse varient aussi selon la localisation dans le bassin : la crue est d'autant plus atténuée et étalée que la zone pluvieuse est plus éloignée des zones contributives (Ambroise, 1998).

La majorité des hydrogrammes événementiels du bassin de Tougou présente deux pics bien marqués (Figure III - 13). Cette forme des hydrogrammes n'est pas liée aux événements pluvieux car les hyétoigrammes des différentes averses présentent en général un seul pic. La forme des hydrogrammes ne peut donc être expliquée que par l'organisation du réseau hydrographique du bassin. Tout se passe comme s'il y a un fonctionnement différé des parties amont et aval du bassin versant. Le premier pic étant provoqué par les écoulements rapides de la partie aval du bassin et le deuxième pic résultant de la contribution de la partie amont.

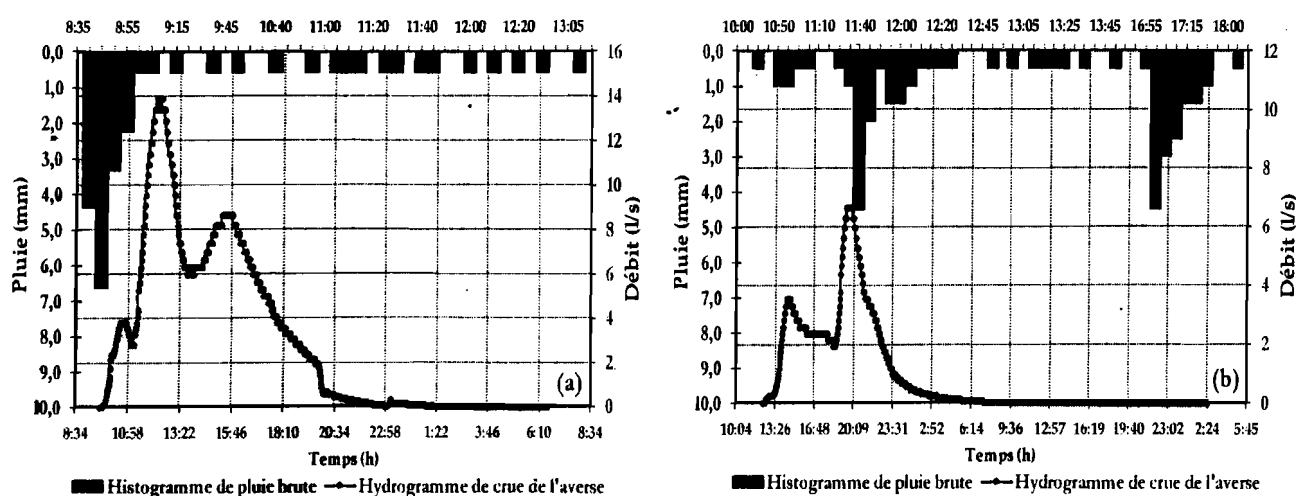


Figure III - 13 : Exemples d'hydrogrammes événementiels à l'exutoire du bassin de Tougou – (a) crue du 16/08/2005 ; (b) crue du 14/07/2007.

b) Temps de montée, temps de base et coefficient de pointe

Le Tableau III - 12 renvoie quelques valeurs statistiques des variables liées à l'hydrogramme de crue. Les valeurs caractéristiques ont été calculées sur la base d'un large échantillon de crues observées à l'exutoire du bassin depuis 2004 jusqu'à fin 2008, date de la modification de la section de contrôle en aval du bassin.

Tableau III - 12 : Quelques valeurs statistiques des variables liées à l'hydrogramme de crue.

	Durée entre les deux pics (mn)	Temps de montée (mn)	Temps de base (mn)	Coefficient de pointe α
Min	58	22	183	1.27
Moyenne	146	101	904	2.51
Max	307	354	2 604	3.57
Ecart type	59	61	444	0.45

On définit le temps de montée comme le temps qui s'écoule entre le début du ruissellement et le maximum de la crue. Le temps de base est défini comme le temps compris entre le début du ruissellement et la fin du ruissellement rapide. La fin du ruissellement rapide a été fixée au début de la courbe exponentielle décroissante, asymptote à l'axe des temps. Le coefficient de pointe est le rapport du débit maximum ruisselé au débit moyen.

Si on analyse la distribution de ces variables en fonction de la période de la saison, on s'aperçoit qu'il y a une différence significative entre les moyennes mensuelles (Tableau III - 13). En début de saison des pluies, les temps de montée et de base des événements pluvieux du début de saison sont inférieures à ceux du cœur de la saison (août – septembre). En début de saison, les sols sont encore encroûtés et la réponse du bassin est plus rapide. Par contre, au cœur de la saison, la réponse du bassin est moins rapide en raison de la croissance de la végétation. Bien entendu, toutes choses égales par ailleurs, les pluies de même intensité

journalière peuvent produire des réponses très différentes si les conditions initiales des sols du bassin accusent des différences très sensibles.

Tableau III - 13 : Valeur moyenne mensuelle des variables liées à l'hydrogramme de crue.

Mois	Durée entre les deux pics (mn)	Temps de montée (mn)	Temps de base (mn)	Coefficient de pointe α
Juin	128	81	591	2.51
Juillet	145	78	850	2.68
Août	188	111	1 203	2.29
Septembre	111	102	1 363	2.56
Octobre	170	145	916	2.10

II – 3 Réponse érosive du bassin versant

Suite à une précipitation, les eaux de ruissellement sont, la plupart du temps, chargées en matières solides. Le transport liquide est donc indissociable d'un transport solide. Les particules arrachées sur les versants et emportées par le ruissellement peuvent être déposées dans les plaines au profit des éléments plus fins au gré des gradients de vitesse d'écoulement. L'écosystème érosif est donc un système complexe qui s'opère à des échelles variées aussi bien spatiales que temporelles. Dans l'espace, l'érosion débute à l'échelle de la particule, du versant, du bassin versant et se prolonge jusqu'au continent. Les effets dans le temps varient de l'échelle journalière, à celle saisonnière et même à l'échelle cyclique. Dans ce paragraphe, on se propose d'établir les relations entre les transports liquide et solide et de caractériser la réponse érosive du bassin versant de Tougou à son exutoire BV0. Le nombre faible de crues complètement connues en matière en suspension montre combien l'analyse fine des réponses érosives aux épisodes pluvieux est délicate.

Les années 2004, 2005, 2006, 2007 et 2010 constituent la base de cette analyse. Par année, le nombre moyen de crues ayant engendré un ruissellement et un transport solide est de l'ordre d'une vingtaine. Cependant, sur l'ensemble de cette période, on dispose à Tougou de 36 crues pour lesquelles les valeurs des quantités de matières en suspension ont pu être calculées à partir des analyses effectuées sur les prélèvements. Ceci correspond à 504 échantillons analysés, soit une moyenne de 14 échantillons par crue. Les concentrations s'étagent la plupart du temps entre 0.25 et 5 g/l. Exceptionnellement, les valeurs peuvent atteindre 8 g/l (Figure III - 14). La Figure III - 14 présente les fluctuations de la concentration en matières solides en suspension et des débits liquides pour deux crues de début de saison. La plupart du temps, le pic des concentrations des matières en suspension précède le débit de pointe de l'hydrogramme de crue.

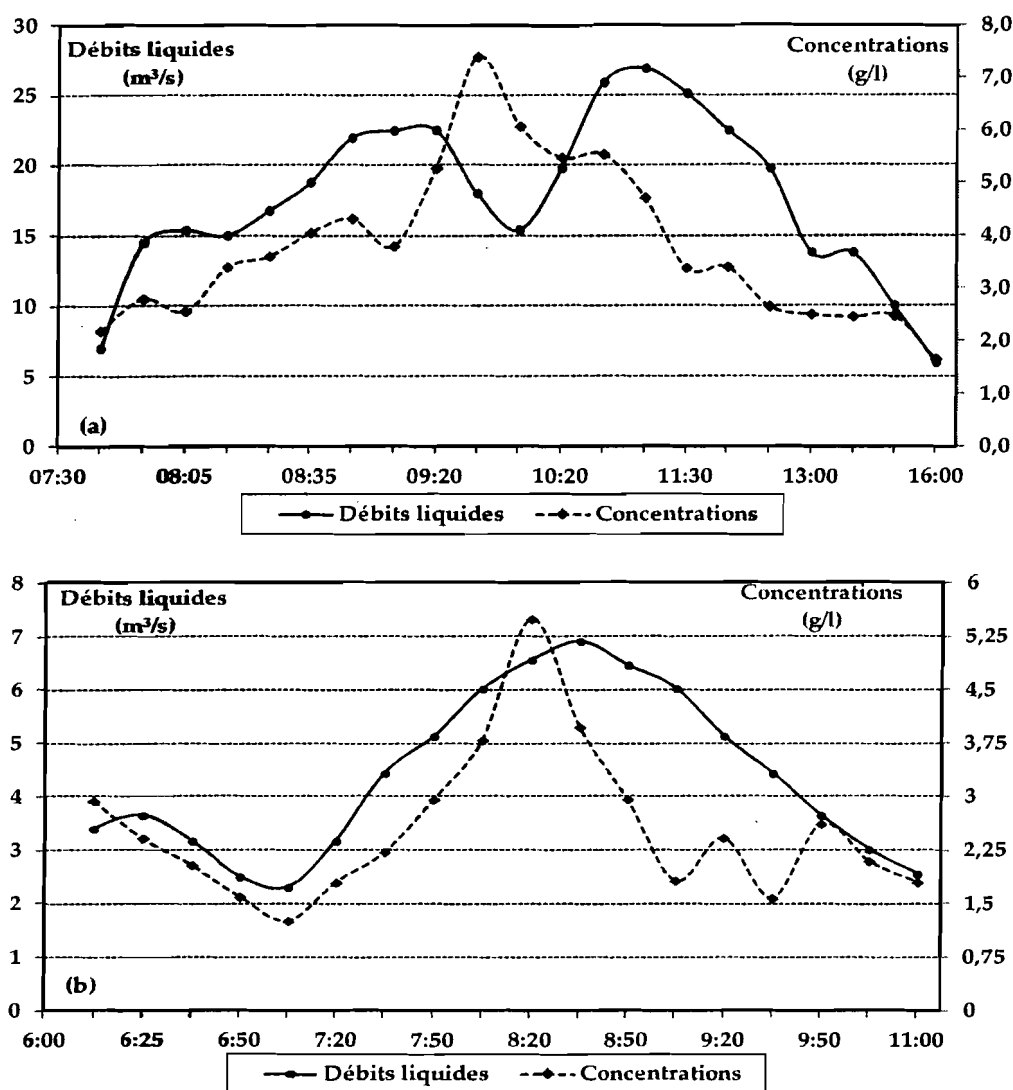


Figure III - 14 : Débits liquides et concentrations observés à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou
 – (a) crue du 15 juin 2005 ; (b) crue du 31 juillet 2006.

III – 3.1 Relation débits solides – débits liquides

Les flux de sédiments recueillis à l'exutoire d'un bassin versant sont étroitement liés aux débits liquides. Les modèles de relation liant ces deux paramètres reposent sur des concepts similaires faisant intervenir la loi puissance (Benkhaled et Remini, 2003). Le nombre des prélèvements, leur échelonnement correct dans le temps conditionnent la fiabilité et la précision de la relation débit solide - débit liquide. Le débit solide moyen des particules en suspension Q_s (kg/s) qui transite une section d'écoulement est calculé par le produit de la concentration moyenne des sédiments en suspension C_s (kg/m³) et du débit liquide moyen Q (m³/s) durant une période de temps donné (Eq : III-6) :

$$Q_s = C_s \times Q \quad (III - 6)$$

La concentration des sédiments en suspension C_s et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance (Wood, 1977 ; Walling et Quine, 1981 ; Etchanchu *et al.*, 1986).

$$C_s = a \times Q^{b-1} \quad (III - 7)$$

Une relation empirique, communément appelée courbe du transport solide (Crawford, 1991 in Benkhaled et Remini, 2003) lie le débit solide au débit liquide (Eq : III-8) :

$$Q_s = a \times Q^b \quad (III - 8)$$

Une transformation logarithmique des variables permet de déterminer les paramètres a et b (Eq : III-9).

$$\text{Log}(Q_s) = \text{Log}(a) + b \times \text{Log}(Q) \quad (III - 9)$$

Sur un bassin versant, les processus de transports solides sont souvent caractérisés par des stockages et de reprises de sédiments qui peuvent durer quelques jours à quelques années. Le plus important est probablement la redistribution des matériaux le long des versants et dans le lit du cours d'eau, sans exportation hors du bassin. Cette particularité nous conduit à introduire une dimension temporelle dans la recherche de la relation débit solide – débit liquide. Ainsi, le comportement des paramètres a et b de la relation puissance a été étudié aux échelles interannuelle et inter-saisonnière.

III – 3.1.1 À l'échelle interannuelle

L'analyse est réalisée à partir des données des débits instantanés et des concentrations moyennes des échantillons prélevés. La relation établie au seuil de confiance de 95% (Tableau III - 14) montre les plages de variation des paramètres a et b .

Tableau III - 14 : Relation débit liquide – débit solide à l'échelle interannuelle (N = nombre de données ; R coefficient de corrélation ; R^2 = coefficient de détermination).

N	$Q_s = a \times Q^b$	$[a_{\min} ; a_{\max}]$	$[b_{\min} ; b_{\max}]$	R	R^2
324	$1.945 \times Q^{1.161}$	$[1.752 ; 2.105]$	$[1.120 ; 1.198]$	0.9624	0.9261

La valeur élevée ($R^2 \# 0.93$) du coefficient de détermination montre que les débits solides sont fortement corrélés aux débits liquides à travers ce modèle puissance. L'amplitude de l'intervalle de variation du paramètre a est plus importante que celle du paramètre b . Bien que les paramètres a et b soient issus d'une relation empirique, certains auteurs ont pu trouver une explication physique. Bogardi (1974) suggère que l'exposant b et la constante a reflètent les caractéristiques du bassin versant et Vanoni (1977) considère que la constante a représente un indice d'érodabilité du sol. Vivian (1980), Probst & Bazerbach (1986) montrent

que l'exposant b est fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau (Kattan *et al.*, 1987) et que sa valeur varie généralement entre 1 et 2.

Très peu de petits bassins sahéliens ont fait l'objet d'établissement de la relation puissance entre débits solide et liquide même si des quantifications des flux solides ont eu lieu à leur exutoire. Il est donc difficile de situer dans le contexte régional les valeurs des paramètres a et b obtenus.

III – 3.1.2 À l'échelle inter saisonnière

De nombreux auteurs (Olivry *et al.*, 1974 ; Thebe, 1987 ; Naah, 1990 ; Lamachère, 2000 ; Droux *et al.*, 2003 ; Karambiri & Ribolzi, 2003 ; Liénou *et al.*, 2005) ont montré et justifié que le transport solide à l'échelle événementielle diminue au fur et à mesure qu'on avance dans la saison des pluies en raison de l'épuisement des matériaux éoliens et de l'accroissement du couvert végétal herbacé. Afin de mettre en évidence ce phénomène sur le bassin de Tougou, nous avons défini deux périodes pour l'établissement de la relation débit solide – débit liquide : le début et le cœur de saison des pluies qui respectivement correspondent aux mois de mai à mi-juillet et août-septembre.

Tableau III - 15 : Relation débit liquide – débit solide à l'échelle inter-saisonnière (N = nombre de données ; R coefficient de corrélation ; R^2 = coefficient de détermination).

.Période	N	$Q_s = a \times Q^b$	$[a_{\min} ; a_{\max}]$	$[b_{\min} ; b_{\max}]$	R	R^2
mai à mi-Juil	219	$2.121 \times Q^{1.167}$	[1.912 ; 2.353]	[1.127 ; 1.205]	0.9694	0.9397
Août-sept	105	$1.642 \times Q^{1.069}$	[1.432 ; 1.911]	[0.979 ; 1.124]	0.9526	0.9075

Le Tableau III - 15 présente les intervalles de variation des paramètres a et b établis pour chaque période. Il révèle un effet saisonnier très distinct. Les paramètres a et b sont significativement différentes pour les deux périodes définies en référence à leurs intervalles de variation. Les valeurs des paramètres sont plus élevées en début de saison de pluies. Pour un même débit liquide observé pendant les deux périodes, la charge totale solide exportée du bassin sera plus élevée en début de saison. Droux *et al.*, (2003) explique que cela est dû principalement au faible taux du couvert végétal herbacé des sols et aux premiers lessivages des pluies, après une longue saison sèche où les matériaux éoliens sont disponibles et facilement mobilisables par le ruissellement. L'écoulement est par conséquent fortement concentré en suspensions en début d'hivernage ; le couvert herbacé augmentant lorsque l'on avance dans l'hivernage, l'érosion pluviale s'atténue, le ruissellement entravé devient moins compétent et la quantité de matériaux facilement mobilisables diminue.

III – 3.2 Transports solides en suspension

Les débits solides ont été calculés dans la plupart des cas par intégration crue par crue du produit du débit liquide instantané et de la concentration en matières solides correspondante.

Pour une même crue, les chroniques des concentrations n'étant pas continues dans le temps, nous avons adopté pour le calcul des quantités de MES exportées une méthode arithmétique fondée sur des moyennes (dans le temps) des concentrations mesurées. En évaluant la concentration moyenne en sédiments de tous les échantillons prélevés lors d'une crue, et en la multipliant par le volume total ruisselé, on obtient une évaluation de la charge totale solide exportée du bassin que l'on peut rapporter à sa superficie.

Pour les crues n'ayant pas été échantillonnées et dont les débits liquides instantanés sont disponibles, les quantités de matières transportées hors du bassin sont déterminées à l'aide des relations débit solide – débit liquide établies à l'échelle inter-saisonnière.

Si la crue survient pendant la période de non fonctionnement du thalimède (enregistreur automatique des hauteurs d'eau), le volume écoulé est estimé à l'aide d'un modèle de régression qui tient compte des caractéristiques de la pluie (hauteur et intensité maximale à 30 minutes de la pluie, humidité du sol à travers l'indice de Kohler). L'intérêt de ce modèle statistique ne se limite pas à la reconstitution des données ; il apporte des informations sur le rôle respectif des caractéristiques des pluies. La charge totale solide correspondante est fournie par le produit du volume total écoulé et de la concentration moyenne mensuelle en sédiments. En sommant les charges totales solides de l'ensemble des crues, le résultat, exprimé généralement en tonnes de sédiments exportés par an (pertes sous formes solides particulières consécutives au ruissellement de surface et à l'écoulement dans le réseau hydrographique) traduit le plus souvent en taux de dénudation ou dégradation spécifique exprimés en tonnes par km² et par an.

III – 3.2.1 À l'échelle mensuelle

Le *Tableau III - 16* présente à l'échelle mensuelle les lames d'eau écoulées, la charge totale solide, le taux d'exportation, et les concentrations moyennes des sédiments pour les années 2004, 2005, 2006, 2007 et 2010.

La caractérisation des mesures par crue a mis en évidence la violence des phénomènes érosifs souvent engendrés par les événements pluvieux les plus intenses. Les transports solides en suspension apparaissent plus importants en juin et en août qui concentrent plus de 80% de sédiments. En effet, l'identité réelle du Sahel en tant qu'entité géographique fait que le taux du couvert végétal des sols reste faible en fin de saison sèche. De plus, il ne reste plus rien sur les terres cultivées après les récoltes. Les paysans récupèrent jusqu'aux dernières tiges des semis pour divers usages domestiques. Cette extrême dénudation des sols

fait que les premières pluies de début de saison sont donc plus érosives avec pour corollaire une forte concentration des sédiments exportés.

Tableau III - 16 : Ruissellement et transports solides en suspension à l'exutoire BV0 du bassin de Tougou.

Mois	Année	Pluie mensuelle (mm)	Lame ruisselée (mm)	Coefficient d'écoulement mensuel	Transports solides (t)	Taux d'exportation	Concentration moyenne (g/l)
Juin	2 004	113.7	33.5	0.312	3 927	49 %	2.99
	2 005	135.9	41.7	0.307	6 405	46 %	4.15
	2 006	123.6	43.8	0.355	5 095	26 %	3.10
	2 007	102.1	21.4	0.209	2 394	16 %	3.02
	2 010	87.4	31.0	0.355	3 772	24 %	3.28
Juillet	2 004	114.9	16.2	0.141	1 474	18 %	2.46
	2 005	123.6	21.9	0.177	3 013	20 %	3.72
	2 006	145.3	41.5	0.286	4 048	21 %	2.63
	2 007	146.2	18.7	0.128	1 986	13 %	2.87
	2 010	128.1	30.1	0.235	3 398	22 %	3.05
Août	2 004	193.6	38.4	0.199	2 220	28 %	1.56
	2 005	154.2	25.3	0.164	3 220	22 %	3.44
	2 006	340.8	123.1	0.361	9 140	48 %	2.01
	2 007	280.2	103.2	0.368	8 685	57 %	2.27
	2 010	251.4	69.0	0.274	6 063	38 %	2.38
Septembre	2 004	77.2	9.6	0.124	333	4 %	0.95
	2 005	97.4	29.0	0.297	2 070	14 %	1.93
	2 006	100.5	12.9	0.129	570	3 %	1.19
	2 007	116.1	26.4	0.228	1 957	13 %	2.00
	2 010	125.9	20.1	0.160	1 634	10 %	2.20
Octobre	2 004	15.0	2.8	0.187	74	1 %	0.74
	2 005	20.0	3.5	0.175	240	2 %	1.85
	2 006	36.9	6.0	0.164	430	2 %	1.97
	2 007	21.0	2.9	0.136	167	1 %	1.58
	2 010	78.8	16.8	0.213	938	6 %	1.51

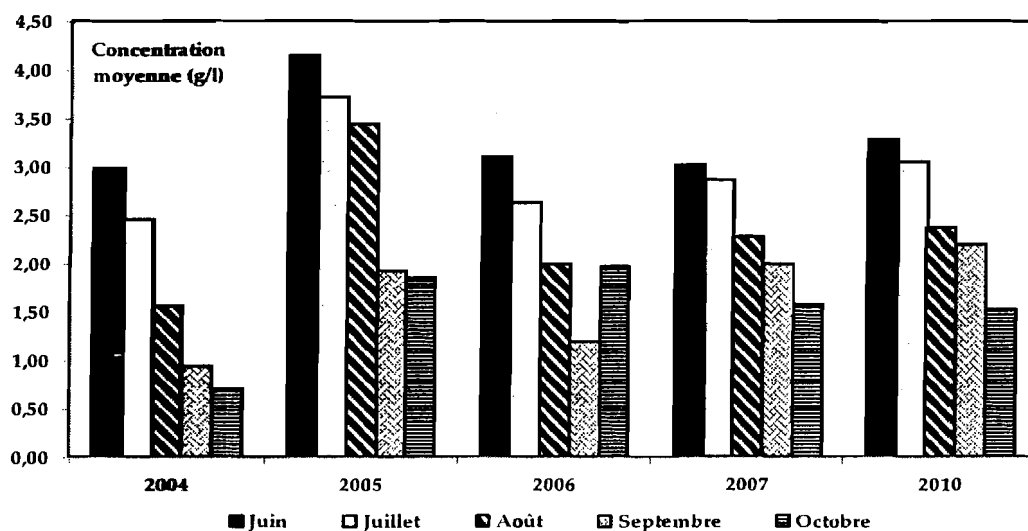


Figure III - 15 : Concentration moyenne des écoulements à l'exutoire BV0 au cours de la saison.

L'évolution de l'érosion au fil de la saison des pluies peut être perçue par l'analyse des concentrations moyennes (Figure III - 15). Il ressort que la saison des pluies peut être divisée en trois périodes bien distinctes :

- (i) Les valeurs assez fortes des concentrations moyennes des sédiments du début de saison (début mai à mi-juin) sont le fait du "nettoyage" des sols, en particulier des dépôts éoliens de saison sèche.
- (ii) Bien que les concentrations moyennes en matières solides de la période mi-juin à mi-juillet soient élevées, elles sont généralement inférieures à celles du début de saison. Cette période correspond au début des travaux agricoles. Les terres humidifiées lors des premières pluies sont labourées pour la mise en place des semis. Elles deviennent plus sensibles à l'érosion du fait du travail des sols.
- (iii) Après la mi-juillet, la décroissance très forte ou régulière des concentrations moyennes en matières solides qui atteignent un minimum en octobre traduit parfaitement l'évolution du développement du couvert herbacé sur le bassin qui joue son rôle protecteur des sols.

La Figure III - 15 montre également que les eaux de ruissellement de l'année 2005 apparaissent nettement plus chargées en matériaux solides que celles des quatre autres années, principalement pour les mois de juin, juillet et août, avec des concentrations moyennes comprises entre 3.5 et 4.5 g/l. On remarquera que les rapports entre les concentrations moyennes mesurées en début et fin de saison de pluie varient entre 1.7 à 2.8.

III - 3.2.2 À l'échelle annuelle

Les quantités annuelles de matières en suspensions exportées ont pu être déterminées en cumulant les charges mensuelles. Le Tableau III - 17 présente pour les cinq années de mesure des flux solides, la charge totale solide exportée du bassin versant. Il apparaît souvent que plus du tiers de la charge totale annuelle correspond à une seule crue (Tableau III - 17).

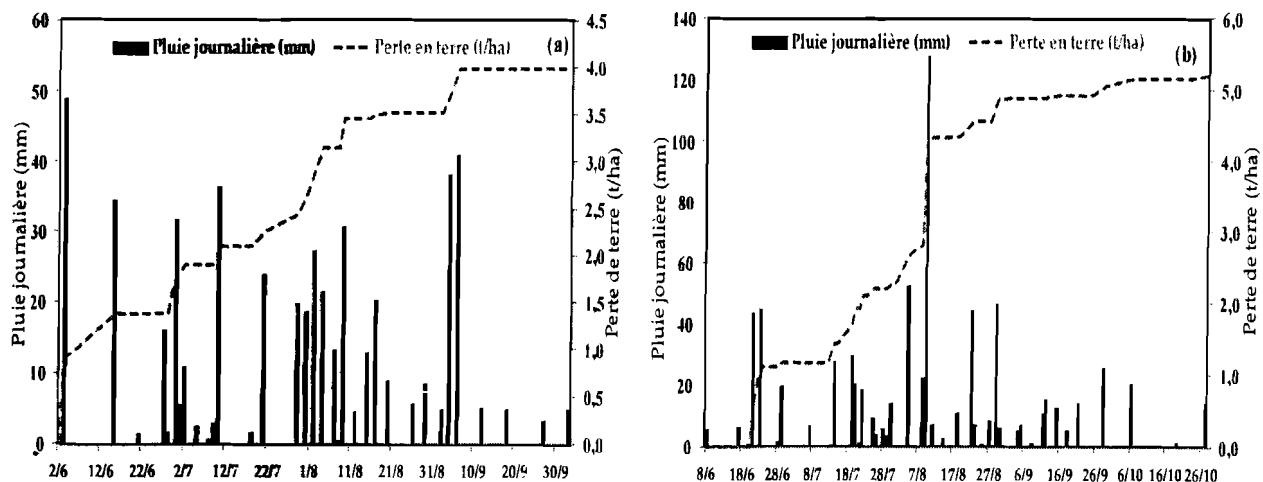


Figure III - 16 : Pluviométrie et pertes en terre à l'exutoire BV0 du bassin de Tougou ((a) - Années 2005 ; (b) année 2006).

Le *Tableau III - 17* montre que les flux annuels de matières en suspension (MES) s'échelonnent entre 7 955 et 19 227 tonnes, soit un rapport de 1 à 2,42. Les dégradations spécifiques correspondantes sont comprises entre 215 et 520 t/km²/an. La dégradation spécifique moyenne du bassin versant est de l'ordre de 392 ± 110 t/km²/an.

Tableau III - 17 : Transports solides en suspension à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou.

Année	2 004	2 005	2 006	2 007	2 010
Pluie annuelle (mm)	499	537	747	645	672
Ecoulement annuel (mm)	97	120	226	173	169
Charge totale solide (t/ha)	2.15	4.04	5.20	4.07	4.13
nombre de crues	19	20	26	24	25
Max de la CTS/crue (%)	28 %	22 %	29 %	37 %	15 %

Il est intéressant de rappeler que le GERES (1965) cite pour la région du Yatenga, une érosion de 2 à 3 t/ha/an sous culture et un maximum de 3,5 t/ha/an dans les exutoires qui percent localement les reliefs cuirassés. Cortin (1963) nuance ces valeurs en proposant 1,8 t/ha/an sur les hauts de pente et 3 t/ha/an en milieu de pente ; il fait état également d'un important remblaiement des bas-fonds.

En resituant nos résultats d'érosion spécifique dans le contexte régional (*Tableau III - 18*) et en les comparant à ceux de quelques travaux en Afrique, on peut considérer que le bassin versant de Tougou est représentatif des zones à forte risque d'érosion, aggravée durant ces dernières années par la pression anthropique. La dégradation spécifique reste élevée par rapport à celles obtenues dans des contextes morpho-climatiques équivalents et pour des bassins versants de superficies comparables.

Indépendamment de la taille, il apparaît dans le *Tableau III - 18* qu'au gradient de la pluviométrie, et donc de la végétation, se superpose du sud au nord un gradient inverse de la dégradation spécifique moyenne. L'allure générale semble indiquer une diminution des flux spécifiques à mesure que la pluviométrie et la végétation augmentent. On remarquera également que les bassins versants des régimes "tropical humide et équatorial" présentent les flux spécifiques les plus faibles. Dans ces régimes climatiques, la végétation essentiellement composée des forêts et de savanes arborées couvre bien les sols, ce qui diminue fortement l'arrachement des particules sous l'effet des gouttes de pluies. Le taux de particules disponibles à la surface du sol et facilement mobilisables par le ruissellement devient faible. À l'inverse, la végétation sahélienne, généralement steppique, laisse de grands espaces de sols nus, soumis à diverses activités climatiques. Il en résulte une forte érosion en nappe et linéaire sur les versants. La mobilisation de ces matériaux solides sur les versants et leur transport éventuel par les cours d'eau expliquent les fortes valeurs des flux spécifiques. Cependant, dans un même régime climatique, les pentes des bassins versants, la stabilité structurale des sols et surtout l'organisation spatiale des zones productrices et des zones de dépôt des sédiments ont une incidence non négligeable sur les flux exportés. La faible valeur

d'érosion spécifique moyenne du bassin versant de Gourga, situé dans la même région que notre bassin s'explique par la faiblesse des pentes (faibles vitesses d'écoulement) et de la stabilité des berges du marigot (Lamachère, 2000).

Tableau III - 18 : Erosion spécifique moyenne (E_s) de quelques petits bassins versants en Afrique.

Nom du bassin versant	Taille du bassin (km²)	Localisation du bassin	Régime climatique	Es (t/km²/an)	Source
Amitioro	170	Sud Côte d'Ivoire	Equatorial	11	Mathieu, 1969
Dounfing	17.5	Sud Mali	Tropical humide	37.7	Droux <i>et al.</i> , 2003
Vi à Boromo	92	Sud Cuest Burkina Faso		70	Grésillon et Reeb, 1981
Djitiko	103	Sud Mali		14	Diallo, 2000
Belekoni	120	Sud Mali		14.7	Droux <i>et al.</i> , 2003
Tiébébé	5	Sud du	Tropical pur	100	Mietton, 1988
Imiga	12	Burkina Faso		50	Mietton, 1988
Goundi à Tenado	38	Ouest Burkina Faso		200	Grésillon et Reeb, 1981
Mayo Boula	1 517	Nord		221	Naah, 1990
Mayo Tsanaga	1 535	Cameroun	Tropical Sec	210	Olivry <i>et al.</i> , 1974
Oued Haddad	18.1	Nord Ouest Algérien	Méditerranéen	470	Achite <i>et al.</i> , 2004
Mouda	18	Nord du Cameroun	Sahélien	525	Thébé, 1987
Tougou	37	Nord Burkina Faso		395	Cette étude
Gourga	44.2			75	Lamachère, 2000
Samboendi à Bogandé	148			330	Grésillon et Reeb, 1981

La *Tableau III - 18* montre également que sous tous les climats, la dégradation spécifique moyenne diminue avec l'augmentation de la taille des bassins versants. Verstraeten & Poesen, (2001), Droux *et al.*, (2003), Vanmaercke *et al.*, (2011) ont mis en évidence cette tendance. L'explication réside dans des dépôts en aval des sédiments arrachés aux versants et au lit du cours d'eau. Ces dépôts sont principalement liés à l'inactivité apparente de certains biefs vis-à-vis du transport (Hooke, 2003), au défaut de connectivité des zones sources (Mathys, 2006) et à des discontinuités de transfert (Tricart, 1962 ; Puech *et al.*, 2000). Lorsque la superficie des bassins augmente, il y a une décroissance des pentes et la proportion de zones à faibles pentes (fond de vallée, plaine d'inondation) s'accroît, favorisant ainsi les phénomènes de sédimentation d'une part et réduisant la proportion relative des sources de sédiments d'autre part. Alors, on conçoit aisément pour des raisons similaires que l'érosion spécifique moyenne mesurée à l'exutoire BVO du bassin versant de Tougou soit inférieure à celle obtenue sur les parcelles expérimentales. On reviendra sur ce point au chapitre V.

III – 3.3 Estimation des dépôts sédimentaires dans la retenue du barrage de Tougou

Les sédiments arrachés des versants et des berges des cours d'eau sont piégés par les réservoirs en aval des bassins versants. La sédimentation dans un barrage dépend donc de l'importance dans le bassin et de la qualité du transport des sédiments : une faible proportion des éléments déplacés effectue le trajet total jusqu'au réservoir. En ce qui concerne la proportion des éléments qui, après arrachement, atteignent la retenue, on conçoit qu'elle dépende en premier lieu des quantités d'eau charriées par les rivières, mais aussi des pentes et de la nature plus ou moins développée du réseau de drainage (Grésillon et Reeb, 1981).

La mesure des sédiments au niveau des barrages est un résultat qui intègre tous les processus (érosion-transport-sédimentation). Elle reflète une réalité objective et globale même si elle ne s'intéresse pas à reconstituer dans le détail le cheminement de ces sédiments. Son seul inconvénient réside dans l'incertitude à évaluer le taux des sédiments déversés vers l'aval par les évacuateurs de crues. L'expérience mondiale évalue ce taux entre 5 et 15% du volume global des sédiments emmagasinés (Kassoul *et al.*, 1997).

Le calcul de l'envasement d'une retenue peut être considéré comme un outil de prévision lors de la planification et l'exploitation de l'ouvrage hydraulique (mise à jour, correction des courbes de remplissage).

Le barrage de Tougou draine une surface de 441 km² dont les 37 km² du bassin de Tougou. Les caractéristiques de ce barrage réalisé en 1962 sont mentionnées dans l'annexe 3. Le souci de préservation de ce barrage en exploitation nous oblige à quantifier l'apport de sédiments. De ce fait, quelques formules empiriques usuelles en Afrique de l'Ouest, ont été utilisées pour quantifier l'érosion au droit de la retenue. Il s'agit des deux formules proposées par Grésillon et Reeb (1981) et celle de Karambiri (1998).

- (i) La première formule de Grésillon et Reeb relie la dégradation spécifique exprimée en m³/km²/an à la surface du bassin versant (S en km²) :

$$D = 260 \times S^{-0.1}$$

- (ii) La seconde formule de Grésillon et Reeb exprime la dégradation spécifique exprimée en m³/km²/an, en fonction de la pluie annuelle (P en mm) et de la superficie du bassin versant (S en km²) :

$$D = 700 \times \left(\frac{P}{500} \right)^{-2.2} \times S^{-0.1}$$

- (iii) La formule de Karambiri décrit la dégradation spécifique exprimée en m³/km²/an, en fonction de la pluie annuelle (P en mm), de la superficie du bassin versant (S en km²), et de deux paramètres *h* et *r*. Les paramètres *h* et *r* sont fonction des activités anthropiques et du degré d'urbanisation du bassin.

$$D = 137 \times \left(\frac{P}{700} \right)^{-2.02} \times S^{-0.05} \times [0.25 + 1.13 \times (h + r)]^{1.15}$$

Ces formules n'intègrent pas toute la chaîne du transport de la matière solide qui aboutit à l'envasement des barrages. Leur limite réside dans l'estimation du transport solide en suspension seul, et ne tient pas compte du transport solide charrié, surtout qu'il est difficile de transformer des charges solides (en tonnes) en volume de sédiments suite à la variabilité spatio-temporelle de la densité des sédiments (Kassoul *et al.*, 1997). L'application des trois formules empiriques sur le barrage de Tougou a conduit aux résultats du *Tableau III - 19*.

Tableau III - 19 : Evaluation des volumes des sédiments emmagasinés dans le barrage de Tougou.

Modèle	Volume de dépôt annuel (m ³ /km ² /an)	Volume Total de dépôt (1962 à 2011) en m ³	Taux de comblement (%)
Grésillon et Reeb (1)	141.4	3 056 076	72 %
Grésillon et Reeb (2)	277.7	6 001 573	141 %
Karambiri	154.7	3 342 642	78 %
Wischmeier ¹	181.4	3 918 960	92 %
Méthode des profils¹	137.2	2 964 483	69 %

¹ d'après Diabri (2008)

Les estimations du niveau de comblement avec les modèles de Grésillon et Reeb (1) et de Karambiri donnent des valeurs voisines et indiquent que le barrage de Tougou est comblé à plus des deux tiers (*Figure III - 17*). Ces estimations sont proches de l'évaluation du niveau de comblement par la méthode des profils (environ 70 %). De façon linéaire, la méthode des profils sous-tend que le réservoir perd chaque année 1.4 % de sa capacité initiale. En se basant sur ces formules empiriques, on peut donc prédire que la totalité du réservoir serait envasée dans une vingtaine d'années si les autorités locales ou régionales ne prennent pas des dispositions pour l'atténuation du phénomène. En rappel, les populations locales exploitent le réservoir pour la production des cultures de contre saison comme l'oignon, la pomme de terre. Ces activités contribuent à l'amélioration des conditions de vie de cette population.

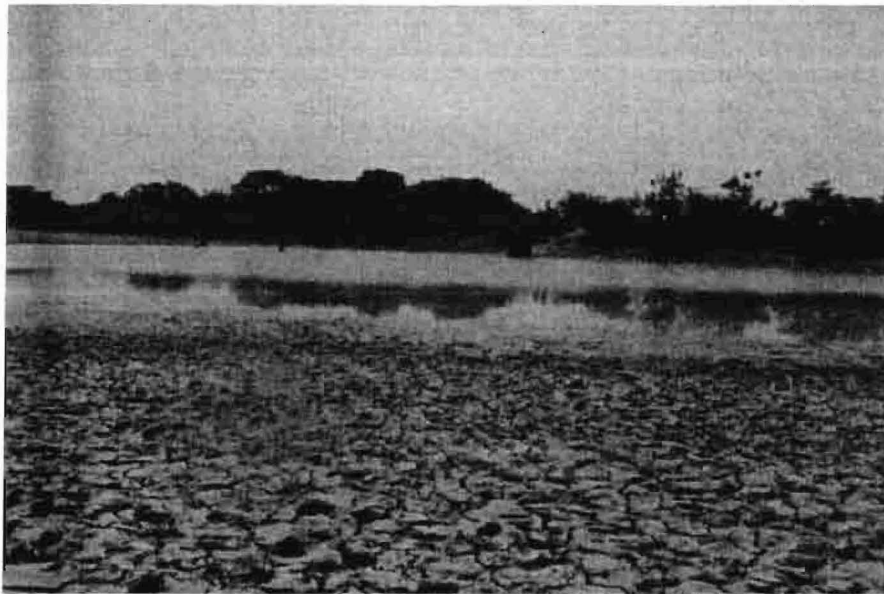


Figure III - 17 : Ensablement du barrage de Tougou (Photo : L. MOUNIROU, 2iE, 2011).

III – 4 Conclusion partielle

L'analyse des données hydrométriques a révélé l'extrême variabilité des réponses du bassin versant à un épisode pluvieux. Le ruissellement est lié à la pluie totale et à son intensité moyenne. Quelque soit le modèle utilisé, les variables explicatives les plus significatives sont la pluviosité et l'intensité maximale à 30 minutes. Ce résultat montre que le processus dominant est le ruissellement hortonien. La réponse hydrologique du bassin peut être donc modélisée de façon simple, avec une pluie limite (ou pluie d'imbibition) relativement stable.

L'étude de la réponse érosive du bassin versant de Tougou a montré que les teneurs en matières en suspension à l'exutoire du bassin sont élevées et variables selon la période de la saison. La concentration maximale est fortement liée à l'intensité maximale de la pluie et précède le plus souvent le débit de pointe de l'épisode. Ces deux variables expliquent également fortement le poids total produit sous forme de MES. Les fortes érosions se produisent principalement en juin et en août. Les épisodes érosifs de mai-juin sont peu nombreux, mais peuvent être très productifs : ainsi le poids moyen des épisodes de mai-juin occupe le deuxième rang dans les moyennes mensuelles calculées. Il semble que ce soit la nature des matériaux facilement disponibles qui soit déterminante plutôt que les conditions hydrauliques du moment pour expliquer les caractéristiques de la charge en MES. Il est donc intéressant de relier les caractéristiques des matériaux transportés à celles des matériaux des versants.

CHAPITRE IV

ETUDE DU RUISSELLEMENT DE LA PARCELLE

UNITAIRE AU BASSIN VERSANT

IV – 1 Introduction

Les processus hydrologiques sont très complexes et présentent une importante variabilité dans l'espace et dans le temps. Au cours des dernières décennies, la compréhension de l'influence de l'échelle sur les processus et les mécanismes hydrologiques (humectation des sols, formation des écoulements, infiltration, percolation) a été un domaine de recherche très actif et reste toujours un des défis majeurs pour les hydrologues (Klemes, 1983 ; Wood *et al.*, 1990 ; Beven, 1995 ; Blöschl & Sivapalan, 1995 ; Cammeraat, 2002, 2004 ; Yair and Raz-Yassif, 2004 ; Newman *et al.*, 2006 ; Soulsby *et al.*, 2006 ; Van de Giesen *et al.*, 2011). En particulier, l'analyse des variations de l'écoulement sur des parcelles de tailles différentes a été reconnue comme une tâche essentielle pour la modélisation de l'hydrologie des versants (Boardman, 2006 ; Bracken & Croke, 2007). C'est l'une des raisons pour lesquelles plusieurs auteurs ont appelé à poursuivre la recherche sur les problèmes d'échelle en hydrologie.

De nombreuses études du comportement hydrodynamique du sol à différentes échelles spatiales ont largement démontré que la production du ruissellement par unité de surface diminue avec l'augmentation de la surface de la parcelle en raison d'une ré-infiltration en aval (Yair & Lavee, 1985 ; Kirkby *et al.*, 2002 ; Gomi *et al.*, 2008 ; Mayor *et al.*, 2011). Cette ré-infiltration des eaux de ruissellement est principalement liée à la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration du sol (Yair & Kossovsky, 2002 ; Cerdan *et al.*, 2004). Plusieurs causes à l'origine du problème d'échelle sur le ruissellement ont été identifiées (Julien & Moglen, 1990 ; Jordan, 1994a ; Blöschl et Sivapalan, 1995 ; van de Giesen *et al.*, 2000, 2005, 2011 ; Reaney *et al.*, 2007 ; Lin et Wang, 2010) : la non-linéarité des processus, la dynamique de l'intensité des précipitations, des effets seuils dans la manifestation de certains processus ou encore le développement de propriétés émergentes des sols à certaines échelles. Ainsi, la variabilité des conditions d'humidité du sol, l'encroûtement des sols, la dynamique de l'intensité de pluie, peuvent tous produire différents régimes hydrologiques à différentes échelles spatiales.

Dans les régions sahéliennes, comprendre les processus de production du ruissellement à différentes échelles spatiales et sur différents états de surface d'un bassin versant est une nécessité, d'une part, pour une meilleure mobilisation et gestion des ressources en eau dans cette région très sensible aux aléas du climat et, d'autre part, pour offrir des réponses adéquates aux aménageurs suivant la taille des objets étudiés. La plupart des études de quantification des flux d'eau menées au Sahel jusqu'à présent ont été réalisées à l'échelle de la parcelle de 1 m² ou de quelques dizaines de m² ou à l'échelle de petits bassins (Albergel *et al.*, 1987 ; Casenave & Valentin, 1989 ; 1992 ; Peugeot *et al.*, 1997 ; 2003 ; Karambiri *et al.*, 2003). Très peu d'études ont été axées sur la question du transfert d'échelle. Les résultats obtenus par Diallo (2000) sur le bassin de Djitiko au Mali en zone soudanienne, s'ils concernent des mesures effectuées à plusieurs échelles emboîtées, ont été analysées par rapport au sujet du devenir des matériaux arrachés aux parcelles le long du versant et du réseau de drainage. Ce déficit d'information a été notre motivation pour lancer cette étude avec comme objectif principal la mesure de l'effet d'échelle sur la production du ruissellement.

Plus spécifiquement, ce chapitre vise à caractériser le ruissellement à différentes échelles spatiales et à faire le lien entre les mesures au niveau des parcelles et celles à l'exutoire du bassin versant.

IV – 2 Analyse multi-échelle du ruissellement

Cette partie présente l'interprétation des données relatives au ruissellement, obtenues au cours des années 2010 et 2011 sur les principaux états de surface du bassin versant de Tougou. La méthode générale d'observation repose sur une approche intégrée à plusieurs échelles spatiales allant du local (parcelles expérimentales) pour l'étude des processus élémentaires, en passant par les unités homogènes (sous-bassins *BV1* et *BV2*) pour l'étude des mécanismes dominants, au bassin versant (*BV0*) pour intégrer les variations des signatures hydrologiques et évaluer le transfert des écoulements dans le réseau hydrographique. Les objectifs poursuivis sont :

- (i) Identifier et hiérarchiser les facteurs explicatifs du ruissellement à différentes échelles spatiales ;
- (ii) Identifier les processus dominants qui contrôlent et conditionnent la réponse hydrologique dans différents environnements et à différentes échelles spatiales ;
- (iii) Mesurer l'effet d'échelle de la parcelle.

Les résultats sont d'abord présentés et discutés de manière globale pour l'ensemble des deux campagnes de mesure. Une analyse plus détaillée de chaque campagne est ensuite effectuée en s'appuyant sur les principaux événements de chaque saison de pluie.

Les résultats permettent d'évaluer le rôle du couvert végétal, des pratiques culturales, de la longueur et de l'inclinaison de la pente sur la production du ruissellement. Cette analyse conduit à l'ébauche des fonctions de production du ruissellement aux différentes échelles d'observations, fondée sur la prise en compte des principaux paramètres de la pluie et des caractéristiques du sol.

IV – 2.1 Démarche expérimentale et données d'étude

La démarche adoptée s'appuie sur un dispositif expérimental de suivi du ruissellement sur les sols cultivés et sur les sols dégradés non cultivés. Le contexte cultivé, par rapport au contexte dit naturel, présente une particularité qui est l'évolution quasi-permanente dans le temps des états de surface en raison des pratiques culturales. Pour cette raison, nous avons choisi 3 sites avec des pratiques culturales et des propriétés hydrodynamiques différentes. Au total le dispositif de mesure est constitué par : dix-huit (18) parcelles expérimentales, deux sous-bassins et le bassin versant intégrateur de Tougou. L'ensemble du dispositif expérimental a été décrit en détail dans le chapitre II.

Les données hydro pluviométriques sont collectées sur chaque parcelle après chaque épisode pluvieux. La qualité des données recueillies lors des expérimentations ayant probablement une influence importante sur les résultats, des dispositions ont été prises pour assurer leur fiabilité. C'est ainsi que l'observateur relève les hauteurs d'eau dans chaque cuve juste après la fin du ruissellement afin de limiter les pertes par infiltration dans les cuves de réception. La masse des données recueillies sur les parcelles expérimentales a été utilisée en n'écartant strictement que celles qui, à notre connaissance, s'éloignaient trop visiblement de la réalité. En dehors de la précision des mesures elles-mêmes, il nous faut déplorer leur disponibilité sur seulement 2 ans. Ceci s'explique par le fait que les mesures sur pluies naturelles sont longues et saisonnières. L'instrumentation complète du bassin de Tougou n'a été effective qu'en début de la saison hivernale de 2010.

IV – 2.2 Méthodologie d'analyse

Cette étude est conduite au moyen d'une analyse statistique des données acquises sur les différentes parcelles au cours des deux années 2010 et 2011. L'objectif est de vérifier sur chaque état de surface, si les valeurs moyennes du coefficient de ruissellement, sont égales ou significativement différentes pour les 3 échelles d'observation. L'intérêt de cette analyse statistique est de pouvoir déterminer sur chaque état de surface, la surface minimale représentative des processus élémentaires à l'origine du ruissellement.

Pour se faire, deux tests statistiques au seuil de 5% à l'aide du logiciel TANAGRA ont été appliqués. L'hypothèse H_0 est la suivante : *égalité des valeurs moyennes du coefficient de ruissellement des trois parcelles du même site*).

- (i) un test paramétrique : ANOVA à 1 facteur ; c'est la généralisation du test de Student. L'application de ce test suppose que chaque échantillon soit tiré d'une distribution normale dont les variances sont égales. Aussi 3 tests de normalité (Shapiro-Wilk, Anderson-Darling, D'Agostino) et 2 tests d'égalité de variance (Bartlett, Levene) ont été retenus pour la vérification des conditions d'application.
- (ii) un test non paramétrique : Kruskal-Wallis ; c'est la généralisation du test de Mann-Whitney.

La puissance de chaque test a été calculée pour permettre de connaître la confiance que l'on peut avoir dans le résultat obtenu, en particulier quand il renvoie comme réponse "non significatif". On rappelle que la puissance d'un test ($1 - \beta$) est la probabilité de rejeter l'hypothèse nulle alors qu'elle est bien fausse (Bouyer *et al.*, 1995 ; Howell, 1998). Elle est le complément de l'erreur de seconde espèce β (Accepter H_0 alors qu'elle est en réalité fausse).

Avant l'application des tests, les données atypiques "outliers" et les valeurs des coefficients de ruissellement générés par les pluies inférieures à la pluie d'imbibition du bassin versant ont été retirées des séries des données de ruissellement.

Ensuite, pour obtenir à chaque échelle d'observation la réponse moyenne d'une unité hydrologique, nous avons fait une moyenne pondérée du pourcentage de présence de chaque surface **type** élémentaire. Pour la mesure de l'effet d'échelle de la parcelle, nous avons défini un **nombre** adimensionnel qui rapporte le coefficient de ruissellement de la parcelle à la **racine** carrée de sa pente. Il est considéré comme étant le potentiel du ruissellement de la **parcelle** et permet de s'affranchir de l'effet de la pente des parcelles sur les valeurs des **coefficients** de ruissellement.

IV – 2.2.1 Tests de normalité

La loi normale est caractérisée par un coefficient d'asymétrie et un coefficient d'aplatissement nuls. Très souvent on procède au calcul de leurs valeurs pour se donner une idée, ne serait-ce que très approximative, du rapprochement possible de la distribution empirique avec une gaussienne. D'autres indicateurs sont également mis à profit pour apprécier rapidement l'écart à la loi **normale**. Par exemple, la distribution normale étant symétrique, l'écart entre la médiane (M) et la **moyenne** arithmétique ($\bar{x}$) ne devrait pas être très élevé. Le calcul de ces indicateurs pour **apprécier** la normalité d'une série est une approche empirique et n'a pas la rigueur des **tests** statistiques. Ainsi, l'application des tests statistiques pour vérifier l'adéquation d'une série à la loi normale est plus conseillée.

a) Test de Shapiro-Wilk

Le test de Shapiro-Wilk (1965) est un test de normalité puissant. Il utilise une technique d'analyse de **variance** pour détecter l'écart d'un échantillon à la normalité. De manière simple, il **recherche** à quel point une distribution de fréquence observée correspond à la distribution de **fréquence** attendue. Le test de Shapiro-Wilk est sensible à la fois à l'asymétrie et à l'aplatissement. La statistique W de Shapiro-Wilk est définie de la manière suivante :

$$W = \frac{(\sum a_i x_i)^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

Où a_i sont les **coefficients** de Shapiro-Wilk (dérivés des approximations de Royston) ; x_i est le rang de la $i^{\text{ème}}$ **valeur** et $\bar{x}$ est la moyenne de l'échantillon. L'hypothèse nulle (H_0) du test est que les données **sont** normalement distribuées, et que par conséquent si la p-value de W est < 0.05, l'hypothèse **de** normalité doit être rejetée. La statistique W peut donc être interprétée comme le **coefficient** de détermination entre la série des quantiles générées à partir de la loi normale et les **quantiles** empiriques obtenues à partir des données (Rakotomalala, 2009). Le test de Shapiro-Wilk est réputé robuste pour des petits effectifs, mais seulement à certaines conditions. En **pratique**, avec des effectifs < 20, il risque d'accepter l'hypothèse de normalité alors qu'elle n'est **pas** remplie. En tout état de cause, on peut accepter le résultat quand c'est un rejet de l'hypothèse nulle.

b) Test d'Anderson-Darling

Le test d'Anderson-Darling (1952) est une variante du test de Kolmogorov-Smirnov, à la différence qu'elle donne plus d'importance aux queues de distribution. Le test de Kolmogorov-Smirnov est conçu en ne s'appuyant que sur une seule observation de l'échantillon et un seul point de la fonction de répartition candidate. Il semblerait plus efficace de mesurer la différence entre les deux fonctions de répartition en comparant ces fonctions sur l'intégralité de leur domaine. Il existe une famille de tests dont les statistiques sont basées sur l'intégrale du carré de la différence entre la fonction de répartition empirique et la fonction de répartition de référence.

Dans une analyse, on est souvent confronté à la question de savoir si la distribution d'événements rares (représentés par ces observations extrêmes) se conforme à une certaine idée a priori sur la nature de la distribution globale. De ce point de vue, le test d'Anderson-Darling est le plus indiqué. Il est l'un des plus puissants outils de statistique pour la détection des écarts à la normalité d'un ensemble de données (Stephens, 1974). La statistique du test s'écrit :

$$A = -n - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (2i-1) \left[\ln(F_i) + \ln(1 - F_{n-i+1}) \right]$$

Où F_i est la fréquence théorique de la loi de répartition normale centrée et réduite associée à la valeur standardisée $z_{(i)} = \frac{x_{(i)} - \bar{x}}{s}$.

Une correction est recommandée pour les petits effectifs ($10 \leq n \leq 40$) ; cette statistique corrigée est également utilisée pour calculer la p-value :

$$A_m = A \left(1 + \frac{0.75}{n} + \frac{2.25}{n^2} \right)$$

Pour chaque niveau de risque, l'hypothèse de normalité est rejetée lorsque la statistique A ou A_m est supérieure à la valeur critique fournie par la table d'Anderson-Darling.

c) Test de D'Agostino

Le test de D'Agostino (1970), connu également sous l'appellation test K2 (*K-squared*) de *D'Agostino-Pearson*, est basé sur les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Lorsque ces deux indicateurs diffèrent simultanément de la valeur de référence 0, on conclut que la distribution empirique n'est pas compatible avec la loi normale. L'enjeu est de construire une combinaison efficace de ces indicateurs.

L'idée est simple et sa puissance est considérée comme très bonne au point que son auteur préconise de le substituer aux tests basés sur la statistique de Kolmogorov-Smirnov. Le test de D'Agostino présenterait une puissance similaire à celle de Shapiro-Wilk à mesure que les

effectifs augmentent. Il devient particulièrement efficace à partir de $n \geq 20$, on le préfère alors aux tests basés sur la statistique de Kolmogorov-Smirnov. Par rapport au test de Shapiro-Wilk, il serait de surcroît peu sensible à l'existence des valeurs identiques dans l'échantillon.

Le reproche usuellement adressé au test de D'Agostino est qu'il ne permet pas directement de comprendre la nature de la déviation de la loi normale en cas de rejet de l'hypothèse nulle. Si l'idée est simple, les formules sont relativement complexes. Le lecteur est invité à se référer à l'article de Rakotomalala (2009).

IV – 2.2.2 Tests d'égalité des variances

a) Test de Bartlett

Le test de Bartlett (1937) sert à tester l'homogénéité de K variances. C'est une généralisation du test de Fisher. Il repose grandement sur la normalité des données. Un faible écart par rapport à cette propriété remet en cause fortement ses résultats. Il n'est vraiment performant que si l'hypothèse de normalité est établie. Les hypothèses à confronter sont :

$$H_0 : \sigma_1^2 = \sigma_2^2 = \sigma_3^2 \dots = \sigma_K^2$$

$$H_1 : \text{au moins 2 variances sont différentes}$$

La statistique du test s'écrit :

$$T = \frac{(n - K) \ln s_p^2 - \sum_{k=1}^K (n_k - 1) \ln s_k^2}{1 + \frac{1}{3(K-1)} \left(\sum_{k=1}^K \frac{1}{n_k - 1} - \frac{1}{n - K} \right)}$$

Où s_p^2 est l'estimateur non biaisé de σ^2 , il s'agit de la variance intra-classes :

$$s_p^2 = \frac{\sum_k (n_k - 1) s_k^2}{n - K}$$

Sous H_0 , T suit une loi du $\chi^2(K-1)$ à $(K-1)$ degrés de liberté. L'approximation par la loi du χ^2 est satisfaisante dès lors que $n_k \geq 5$ ($\forall k$) et K petit par rapport à n . L'hypothèse H_0 est acceptée si : $T < \chi_{1-\alpha}^2(K-1)$.

b) Test de Levene

Le test de Levene (1960) est une alternative crédible du test de Bartlett. Il est robuste c'est-à-dire qu'il est moins sensible à un écart par rapport à l'hypothèse de normalité. De fait, si la distribution sous-jacente de X n'est pas gaussienne : il aura moins tendance à détecter des faux positifs en concluant l'inégalité des variances alors que l'hypothèse nulle est vraie (Guenther, 1964) ; et il sera plus apte à détecter les vrais positifs (conclure à juste titre à l'inégalité des variances).

Pour tester l'homogénéité des variances dans K groupes, le test de Levene procède en 2 temps. Une transformation des variables est tout d'abord opérée, nous calculons :

$$z_{ik} = |x_{ij} - \bar{x}_k|$$

Où $\bar{x}_k$ est la moyenne des valeurs dans le sous-échantillon Ω_k . Puis, dans un second temps, la statistique W est calculée :

$$W = \frac{(n - K) \sum_{k=1}^K n_k (\bar{z}_k - \bar{z})^2}{(K - 1) \sum_{k=1}^K \sum_{i=1}^{n_k} (z_{ik} - \bar{z}_k)^2}$$

W est le rapport entre les carrés moyens expliqués et les carrés moyens résiduels calculés sur les valeurs z_{ik} : le test de Levene est donc une analyse de variance sur la variable transformée. Sous H_0 , W suit une loi de Fisher à $(K - 1, n - K)$ degrés de liberté. L'hypothèse H_0 est acceptée si : $T < F_{1-\alpha}(K - 1, n - K)$.

IV – 2.2.3 Test d'Analyse de variance à un facteur

Dans de nombreux cas il est nécessaire de tester la signification de différences entre des moyennes calculées pour différentes catégories, autrement dit tester une hypothèse nulle (H_0) selon laquelle les moyennes sont égales. On a alors recours à l'analyse de variance (ANOVA) développée par Fischer. L'analyse de la variance est un test statistique permettant par comparaison des moyennes de vérifier que plusieurs échantillons sont issus d'une même population. C'est une généralisation du test de Student. Les hypothèses nulles et alternatives s'écrivent comme suit :

$$H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \dots \mu_K$$

$$H_1 : \text{au moins 2 moyennes sont différentes}$$

Les hypothèses sous-jacentes sont : (1) X est distribuée normalement et (2) les variances dans les sous-groupes sont identiques (homoscédasticité). La statistique du test s'écrit :

$$F = \frac{\frac{SCE}{K-1}}{\frac{SCR}{n-K}} \quad \text{où} \quad SCE = \sum_{k=1}^K n_k (\bar{x}_k - \bar{x})^2 \quad \text{et} \quad SCR = \sum_{k=1}^K \sum_{i=1}^{n_k} (x_{ik} - \bar{x}_k)^2$$

Il s'agit du rapport entre la variabilité expliquée et la variabilité résiduelle corrigée par les degrés de liberté.

SCE traduit la variabilité des moyennes conditionnelles ; c'est la somme des carrés interclasses, expliquée par l'appartenance aux groupes. Une valeur élevée de SCE indique que les moyennes sont très différentes les unes des autres, cela amenant alors à rejeter H_0 dans le test d'hypothèse de l'ANOVA.

SCR est la variabilité à l'intérieur des groupes, c'est la somme des carrés intra-classes, la variabilité résiduelle. Lorsque SCR tend vers 0, cela veut dire que les valeurs sont agglutinées autour des moyennes conditionnelles à l'intérieur des sous-échantillons, la différenciation entre les groupes est forte ; toute la variabilité est expliquée par le décalage entre les moyennes conditionnelles. Dans ce cas, nous sommes amenés à rejeter l'hypothèse nulle dans le test de comparaison des moyennes.

Sous H_0 , et lorsque la variable sous-jacente X est gaussienne, F suit une loi de Fisher $F(K-1, n-K)$. L'hypothèse H_0 est acceptée si : $F < F_{1-\alpha}(K-1, n-K)$.

IV – 2.2.4 Tests de Kruskal-Wallis

Le test de Kruskal-Wallis (1952) est utilisé lorsqu'il faut décider si k échantillons indépendants sont issus de la même population. C'est donc un test d'identité. Le test de Kruskal-Wallis peut être perçu comme une généralisation du test de Mann-Whitney (1947) à plus de deux échantillons. Le test de Kruskal-Wallis est non paramétrique : il ne fait aucune hypothèse sur la forme des distributions sous-jacentes. Comme de nombreux tests non paramétriques, il travaille non pas sur les valeurs des observations, mais sur leurs rangs, une fois ces observations réunies dans un seul méga-échantillon.

La statistique du test de Kruskal-Wallis est construite à partir des moyennes des rangs des observations dans les différents échantillons. On remarquera donc la similitude de ce test avec l'ANOVA classique.

Le test d'ANOVA compare les moyennes des échantillons. Mais comme elle ne considère que des distributions normales et de même variance, elle teste en fait l'hypothèse selon laquelle ces distributions sous-jacentes sont identiques. Il arrive que les distributions ne soient pas normales ou encore les variances sont inégales. Le test de Kruskal-Wallis abandonne l'hypothèse de normalité et compare les moyennes des rangs des observations dans les différents échantillons. La statistique du test de Kruskal-Wallis est :

$$H = \frac{12}{n(n+1)} \sum_{j=1}^k \frac{R_j^2}{n_j} - 3(n+1)$$

Avec : K = nombre d'échantillons ; n = l'effectif total = $\sum_{j=1}^k n_j$

R_j = la somme des rangs dans le j ème échantillon.

Si $k > 3$ et/ou si $n_j > 5$, le calcul de la quantité H sera comparé à $K\chi^2$ au seuil α choisi.

IV – 2.3 Résultats

Nous présenterons dans un premier temps les résultats en milieu cultivé pour une série d'événements ayant entraîné un ruissellement à toutes les échelles d'observation. Ces résultats illustreront la dynamique saisonnière, le rôle de la couverture végétale, du

microrelief et du travail de sol sur le ruissellement. Dans un deuxième temps, on présentera les mêmes résultats en milieu dégradé et non cultivé qui permettront de s'apercevoir de l'influence de l'état de surface et de l'intensité de la pluie sur la production du ruissellement aux échelles de mesures. Les résultats de l'analyse statistique permettront de vérifier les différences des coefficients de ruissellement entre les différentes échelles, avant d'aborder la question de l'effet d'échelle sur le ruissellement.

IV – 2.3.1 Caractérisation des précipitations

Le *Tableau IV - 1* présente pour les deux années d'analyse les principales valeurs de la pluviométrie. Le cumul annuel (calculé par la méthode des coefficients de Thiessen à partir des pluies journalières) est de 672 mm et 453 mm respectivement pour l'année 2010 et 2011. La durée des événements varie de 12 à 195 minutes, mais il n'y a pas de corrélation entre hauteur de pluie et durée, cela étant lié à la structure des précipitations qui sont de type orageux. Des intensités de pluies de 70 à 120 mm/h et 30 à 60 mm/h peuvent être respectivement dépassées en 5 et 30 minutes. Il s'agit des pluies orageuses dont leur localisation a des conséquences sur le ruissellement et l'érosion. Sur les deux années, on a enregistré deux averses journalières moyennes dépassant le seuil de 50 mm. Il s'agit de l'épisode pluvieux du 10/06/2010 (54 mm) et celui du 25/06/2011 (56 mm). En se référant à l'analyse statistique faite sur les pluies journalières maximales (1970-2008) de Ouahigouya, ces événements ont une période de retour de 2 ans.

Tableau IV - 1 : Statistiques des principaux paramètres de la pluviométrie à Tougou en 2010 et 2011 (P_j = pluie journalière ; I_{max} = Intensité maximale).

	2010					2011				
	P_j maximale (mm)	Pluie mensuelle (mm)	Nombre de jours de pluies	$I_{max-5mn}$ (mm/h)	$I_{max-30mn}$ (mm/h)	P_j maximale (mm)	Pluie mensuelle (mm)	Nombre de jours de pluies	$I_{max-5mn}$ (mm/h)	$I_{max-30mn}$ (mm/h)
Juin	54	87	4	72	40	56	99	6	80	45
Juillet	43	128	7	78	36	40	104	5	65	29
Août	36	252	14	102	60	33	181	10	70	45
Septembre	31	126	9	126	60	18	59	8	55	35
Octobre	23	79	5	65	48	10	10	1	25	18

La distribution des pluies journalières au cours de la saison est représentée par la *Figure IV - 1*. En 2010, les événements pluvieux sont répartis de manière homogène au cours de la saison, avec cependant une augmentation de la fréquence des pluies fin août. Par contre, l'année 2011 présente une forte hétérogénéité dans la répartition des événements pluvieux au cours de la saison avec beaucoup d'intervalles secs longs qui peuvent durer parfois 5 à 7 jours. Cette variabilité d'une année à l'autre de la distribution temporelle des précipitations journalières a des conséquences, comme nous le verrons plus loin, sur les valeurs des coefficients de ruissellement.

Les débuts de saison sont semblables sur les deux années (première averse le 2 juin en 2010, et le 4 juin en 2011). Si l'année 2011 commence avec des faibles pluies (< 10 mm), l'année 2010 débute avec deux grosses averses (27 et 54 mm) de forte intensité qui ont occasionné une forte exportation des matériaux éoliens de saison sèche disponibles sur les versants et dans le lit du cours d'eau. Ceci aura une conséquence sur la charge totale solide exportée hors du bassin versant.

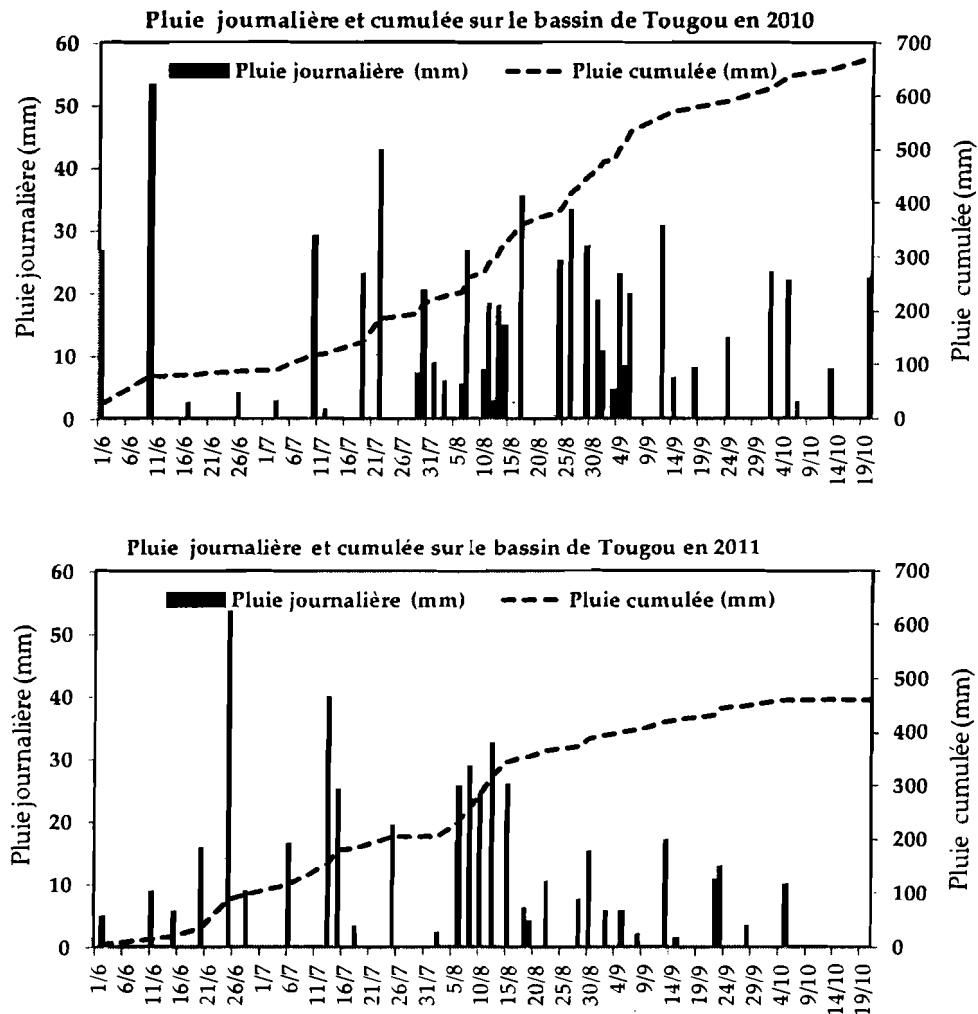


Figure IV - 1 : Distribution temporelle et amplitude des précipitations journalières au cours des années 2010 et 2011.

Durant la période étudiée, si on considère les pluies journalières (Tableau IV - 1), on voit que le nombre de jours de pluies est de 39 en 2010 et de 30 en 2011. De plus, le nombre d'épisodes pluvieux dépassant le seuil de 20 mm est de 8 en 2011 alors que pour l'année 2010 ce seuil a été dépassé 17 fois (Figure IV - 1). En particulier, nous avons observé pour les mois d'août et de septembre, qui représentent le milieu et la fin de la saison des pluies au Sahel, un cumul pluviométrique de 378 mm en 2010 et de 240 mm en 2011. Cette différence notable représente un déficit de près de 37%. Ces événements vérifient les résultats de l'étude faite par Le Barbé & Lebel (1995) et Ibrahim *et al.*, (2012), portant sur la caractérisation de la

pluviométrie au Sahel. La dégradation de la pluviométrie annuelle au Sahel se manifeste à la fois par la diminution du nombre d'évènements pluvieux et de la baisse des précipitations des mois humides. En se référant également aux valeurs extrêmes, on se rend compte que le nombre d'épisodes pluvieux dépassant le seuil de 40 mm est de 2 pour chaque année (*Figure IV - 1*). Cette constatation confirme les résultats d'Albergel (1987) qui a montré au Sahel burkinabé que le déficit pluviométrique s'est traduit par la diminution du nombre total des pluies supérieures à 40 mm, sans en affecter les valeurs extrêmes. En conclusion, nous pouvons dire que sur nos deux années d'observations, 2010 peut être considérée comme une année "moyenne" à tendance humide, alors que 2011, avec un déficit pluviométrique assez marqué et des périodes sèches sévères en août et septembre, a les traits d'une année sèche.

IV – 2.3.2 Variabilité spatio-temporelle du ruissellement

Plusieurs études ont mis en évidence la variabilité spatiale du ruissellement en fonction des états de surface (Le Bissonnais, 2000 ; Esteves & Lapetite, 2003 ; Merz *et al.*, 2006 ; Moreno-de las Heras *et al.*, 2010) tout en s'affranchissant de la taille de la parcelle. En effet, l'écoulement des eaux en surface est régi par des lois physiques qui tiennent compte de la rugosité de l'interface eau-sol, de la pente et de la dynamique de la pluie. Sivapalan et Wood (1986), montrent que si le ruissellement est fortement corrélé à la pluie en début d'averse, ce sont les propriétés des sols qui, par la suite, conditionnent en grande partie celui-ci. Aussi conçoit-on aisément la pertinence du suivi et de la mesure du ruissellement sur chaque état de surface du bassin versant dans un objectif de recherche et de hiérarchisation de ses mécanismes et de ses facteurs déterminants. Toutefois, une difficulté majeure de sa mesure sous pluies naturelles est qu'il est impossible de faire varier strictement un seul paramètre à la fois et que plusieurs facteurs peuvent éventuellement expliquer les différences observées (Le Bissonnais *et al.*, 2006).

La comparaison des résultats obtenus aux différentes échelles d'observation montre clairement que le ruissellement est nettement supérieur sur sols nus et dégradés que sur sols cultivés (*Figure IV - 2*). Pour mieux appréhender la forte variabilité du ruissellement entre les deux types de paysages, nous avons eu recours à la caractérisation des croûtes superficielles qu'on y rencontre dans chaque milieu.

En milieu cultivé, les croûtes superficielles sont dans la plupart du temps biologiques en raison de l'activité faunique alors qu'elles sont physiques (inertes) sur les sols nus, dégradés et non cultivés. Or, les croûtes physiques et biologiques du sol ont un rôle important dans la génération des eaux de ruissellement et des sédiments (Maestre *et al.*, 2011). En général, les deux types de croûtes agissent en tant que sources d'eaux de ruissellement (Calvo-Cases *et al.*, 1991 ; Cantón *et al.*, 2001, 2002 ; Mayor *et al.*, 2009). Cependant, la croûte biologique du sol, contrairement aux croûtes physiques, stabilise les sols et réduit le ruissellement (Malam Issa *et al.*, 2009). Les pierres positionnées sur la surface du sol en milieu cultivé réduisent généralement l'étanchéité du sol et ainsi le ruissellement et l'érosion. Toutefois, les pierres

noyées dans le sol en as du milieu nu et dégradé) contribuent à l'établissement d'une croûte continue qui favorise le ruissellement.

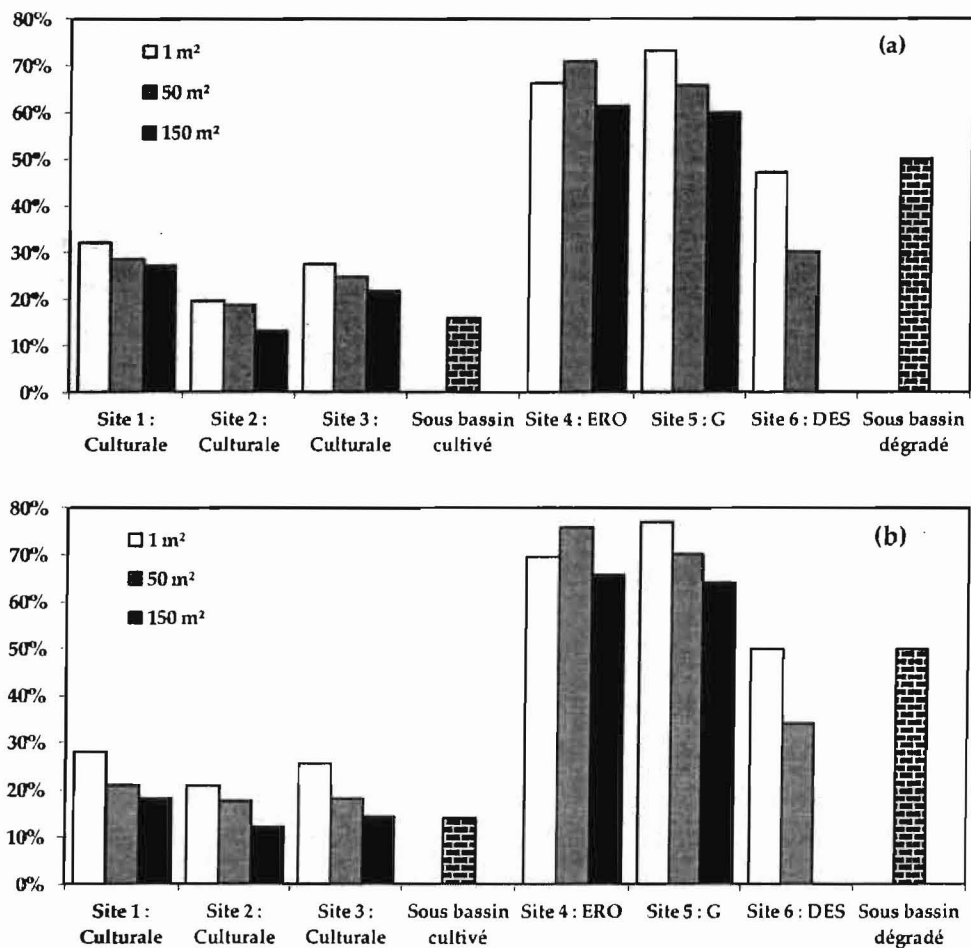


Figure IV - 2 : Coefficients de ruissellement moyen aux différentes échelles pour les principaux états de surface du bassin de Tougou - (a) : année 2010 ; (b) : année 2011.

Le Tableau IV - 2 montre aux différentes échelles les valeurs moyennes des coefficients de ruissellement des principaux états de surface du bassin. En zone cultivée, la valeur moyenne de la lame d'eau ruisselée pour chaque échelle d'observation varie d'un site à un autre. Ces différences de valeurs du coefficient de ruissellement moyen à la même échelle s'expliquent par les différences de comportement des sols et celles des pratiques culturales associées. Les faibles ruissellements se produisent lors des pluies tombant après une période sèche ou après le travail du sol des parcelles. Le travail du sol diminue généralement la densité apparente, accroît la porosité et modifie la distribution granulométrique du sol, ce qui entraîne un accroissement du stockage superficiel (diminution du taux de connexion des rigoles) et une augmentation de l'infiltrabilité des sols (Allmaras *et al.*, 1966 ; Ahuja *et al.*, 1998 ; Xu et Mermoud, 2001). Par contre, les ruissellements les plus élevés ont lieu à une époque où le sol est déjà très humide, et dans le cas de pluies exceptionnelles en intensité et/ou durée. Dans ces conditions la valeur du coefficient du ruissellement atteint 60% à

l'échelle des parcelles de 50 et 150 m². Le ruissellement généralisé commence après environ 14 mm de pluie si le sol est sec (épisodes secs de plus de 6 jours) ou après 8.5 mm si le sol est humide (épisodes secs moins de 2 jours.), encroûté ou compact. Ces valeurs de la pluie limite du ruissellement et de la lame d'eau ruisselée dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après la saturation du sol) et surtout de l'état de la surface du sol (déficit de saturation des premiers centimètres du sol, fissures et trous creusés par les vers, croûtes de battance ou de sédimentation, litière, cailloux et mottes résiduelles).

En milieu nu et dégradé, le ruissellement varie en fonction de la nature de la croûte. Il est nettement plus élevé sur les croûtes d'érosion et gravillonnaire que sur la croûte de dessiccation. Les plus faibles ruissellements sont généralement engendrés par les pluies de faible quantité. Par contre, les forts taux de production du ruissellement ont été enregistrés pour des épisodes pluvieux de forte intensité même si la quantité de pluie n'est pas très élevée. La valeur maximale du coefficient de ruissellement peut atteindre 95% sur les croûtes d'érosion (ERO) et gravillonnaire (G), et 56% sur la croûte de dessiccation (DES). Ces valeurs mesurées sur les parcelles de 50 m² ont été engendrées par une pluie de 28 mm avec une intensité maximale à 5 minutes égale à 95 mm/h. Cette quantité de pluie correspondant à une période de retour de 1 an. Pour un même état de surface, les valeurs de la pluie d'imbibition dépendent plus de l'intensité de l'événement que de l'état hydrique du sol. Les valeurs minimales de ce paramètre sont de 4 mm pour les croûtes d'érosion et gravillonnaire, et de 7 mm pour les croûtes de dessiccation pour les parcelles de 50 et 150 m².

Le *Tableau IV - 2* présente également pour toutes les échelles d'observation la quantité (PIr) et l'intensité (IIr) maximale de pluie en dessous desquelles le ruissellement n'a jamais été observé. À l'exception des parcelles du site 2, la valeur de l'intensité limite du ruissellement est supérieure à celle de la conductivité hydraulique à saturation. Ce résultat confirme qu'au Sahel le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration est le plus fréquent (Descroix *et al.*, 2009).

Tableau IV - 2 : Pluie, ruissellement et valeurs calculées de la pluie (Plr) et de l'intensité (Ilr) limite du ruissellement et du temps moyen de parcours (Tc) aux différentes échelles pour les années 2010 et 2011.

Localisation	Nom de la parcelle	Année 2010								Année 2011							
		Pluie Totale (mm)	Lame totale ruisselée (mm)	Coefficient de ruissellement			Plr (mm)	Ilr (mm/h)	Te (mn)	Pluie Totale (mm)	Lame totale ruisselée (mm)	Coefficient de ruissellement			Plr (mm)	Ilr (mm/h)	Te (mn)
				Moyen	Ecart-type	Coefficient variation						Moyen	Ecart-type	Coefficient variation			
Site S1 : cultivé	S1-1		214	0.320	0.213	0.665	8.5	18.0	1.3		128	0.279	0.123	0.441	14	12.0	1.4
	S1-50	645	190	0.285	0.190	0.666	8.5	18.0	5.0	460	107	0.209	0.120	0.574	14	12.0	5.4
	S1-150		174	0.272	0.158	0.580	8.5	18.0	9.4		98	0.181	0.134	0.744	14	12.0	10.1
Site S2 : cultivé	S2-1		130	0.194	0.139	0.719	11.5	18.0	1.4		97	0.208	0.111	0.533	14	12.0	1.6
	S2-50	651	118	0.186	0.109	0.588	11.5	18.0	5.9	461	80	0.177	0.115	0.650	14	12.0	6.3
	S2-150		90	0.132	0.114	0.864	11.5	18.0	9.8		62	0.121	0.080	0.657	14	12.0	10.6
Site S3 : cultivé	S3-1		184	0.276	0.171	0.621	8.5	18.0	1.1		110	0.256	0.133	0.520	14	12.0	1.2
	S3-50	652	165	0.246	0.143	0.580	8.5	18.0	4.4	459	85	0.183	0.099	0.539	14	12.0	4.8
	S3-150		142	0.218	0.140	0.644	8.5	18.0	8.6		70	0.142	0.103	0.724	14	12.0	9.3
Site S4 : Erosion	S4-1		484	0.664	0.212	0.320	4.0	6.5	0.8		337	0.696	0.151	0.217	6	6.0	0.8
	S4-50	654	510	0.711	0.217	0.305	4.0	6.5	2.8	466	365	0.760	0.132	0.174	6	6.0	2.6
	S4-150		445	0.613	0.209	0.341	4.0	6.5	5.3		320	0.657	0.145	0.222	6	6.0	5.0
Site S5 : Gravillonnaire	S5-1		527	0.732	0.211	0.288	4.0	6.5	0.9		359	0.770	0.154	0.200	6	6.0	0.9
	S5-50	663	490	0.658	0.229	0.348	4.0	6.5	3.6	464	341	0.700	0.146	0.209	6	6.0	3.4
	S5-150		447	0.599	0.221	0.369	4.0	6.5	6.6		312	0.641	0.152	0.238	6	6.0	6.2
Site S6 : Dessiccation	S6-1		332	0.473	0.233	0.492	11	12.0	0.8		226	0.499	0.156	0.313	7.5	12.0	0.8
	S6-50	661	188	0.264	0.126	0.480	7.0	12.0	3.3	464	147	0.296	0.087	0.273	7.5	12.0	3.1
	S6-50_2		242	0.342	0.172	0.504	7.0	12.0	2.8		185	0.382	0.101	0.265	7.5	12.0	2.7
Bassins versants	BV1	649	106	0.159	0.076	0.478	8.5	18	18.2	460	67	0.142	0.073	0.518	14	12	20.1
	BV2	664	344	0.484	0.153	0.316	5.5	6.5	30.5	473	244	0.497	0.093	0.188	6.5	6.0	29.1
	BV0	672	169	0.247	0.132	0.535	12	18	226	453	88	0.192	0.108	0.563	12	15	210

a) Ruissellement sur sol dégradé : de la parcelle unitaire au sous bassin

Bien qu'on rencontre dans le sous-bassin d'autres types d'états de surface définis par Casenave et Valentin (1989) et caractéristiques du Sahel, les mesures de ruissellement ont été effectuées sur les trois états de surface majoritaires. Les résultats obtenus (*Figure IV - 2 ; Tableau IV - 2*) montrent que les coefficients de ruissellement sont relativement faibles sur la croûte de dessiccation en comparaison avec les croûtes d'érosion et gravillonnaire qui ont des comportements similaires. En outre, sur les croûtes gravillonnaire et de dessiccation, le coefficient de ruissellement diminue avec l'augmentation de la surface de la parcelle. Par contre sur la croûte d'érosion, le coefficient du ruissellement de la parcelle de 50 m² est supérieur à celui de la parcelle unitaire. Ce résultat peut être lié à la faible valeur de la pente sur la parcelle unitaire qui est de 0.75% contre 1.25% sur la parcelle de 50 m². La pente de la parcelle de 50 m² est plus élevée et significativement différente de celle de la parcelle unitaire. Précisons que les pentes, dans la région du Yatenga où se situe la zone d'étude, dépassent rarement 3% et qu'il faut entendre par pentes fortes des pentes comprises entre 1,5 et 2% (Marchal, 1963).

À l'échelle parcellaire, les valeurs moyennes du coefficient de ruissellement varient pour les deux années entre 60 et 75% sur les croûtes d'érosion et gravillonnaire, et 30 et 48% sur la croûte de dessiccation. Par ailleurs, à l'échelle du sous bassin BV2 le rapport de la lame d'eau écoulée sur la lame d'eau précipitée est autour de 50%. Les coefficients de ruissellement varient entre 10 et 72%. La variation des coefficients moyens mensuels n'est pas significative.

b) Ruissellement sur sol cultivé : de la parcelle unitaire au sous bassin

À l'échelle unitaire, les valeurs du coefficient du ruissellement (*Tableau IV - 2*) varient de 3 à 65% mais restent supérieures à celles observées sur les grandes parcelles. La valeur moyenne des trois parcelles est de 26% en 2010 et 24% en 2011.

Sur les parcelles de 50 et 150 m², les valeurs moyennes du coefficient du ruissellement sont respectivement 24% et 20% pour l'année 2010 ; en 2011 ces valeurs sont respectivement 19% et 15%. Les plus faibles valeurs du ruissellement ont été mesurées sur le site 2 en raison de sa valeur de conductivité hydraulique à saturation plus élevée (*Tableau III-2*) et des techniques de labour.

À l'échelle du sous bassin le coefficient d'écoulement annuel calculé à partir des pluies ayant provoqué un ruissellement est de 16% en 2010 et 13% en 2011. Les coefficients de ruissellement sont compris entre 1 et 33% au cours des mois de juillet et d'août, entre 6 et 19% au cours des mois de septembre et octobre. Cette diminution des coefficients de ruissellement au cours de la saison des pluies est due au développement du couvert végétal. Les forts ruissellements n'ont lieu que lorsque toutes les conditions sont optimales, en août, ou durant un orage exceptionnellement intense.

Si l'on compare entre deux sites les coefficients de ruissellement par événement entre les parcelles de même taille (Figure IV - 3a-b), on note que la réponse hydrologique des parcelles n'est pas toujours similaire ce qui se traduit par la faible valeur du coefficient de détermination ($R^2 < 0.54$) et la dispersion des données. Ce résultat met en évidence l'effet du labour de la parcelle qui fait passer la structure du sol d'un état dégradé où les macropores sont obstrués à un état ouvert, poreux, meuble et éventuellement rugueux. À la même échelle de mesure, le taux de production du ruissellement diffère significativement pour un même événement pluvieux, selon que la parcelle soit labourée ou non. Le travail du sol est donc un facteur prépondérant dans les processus de génération des eaux du ruissellement ; il modifie la rugosité du sol et la direction des écoulements (Gómez *et al.*, 2005). Il permet le stockage superficiel d'une partie de l'eau. Ceci influe non seulement sur l'hydrogramme de la crue, mais aussi sur la capacité de détachement et de transport des sédiments.

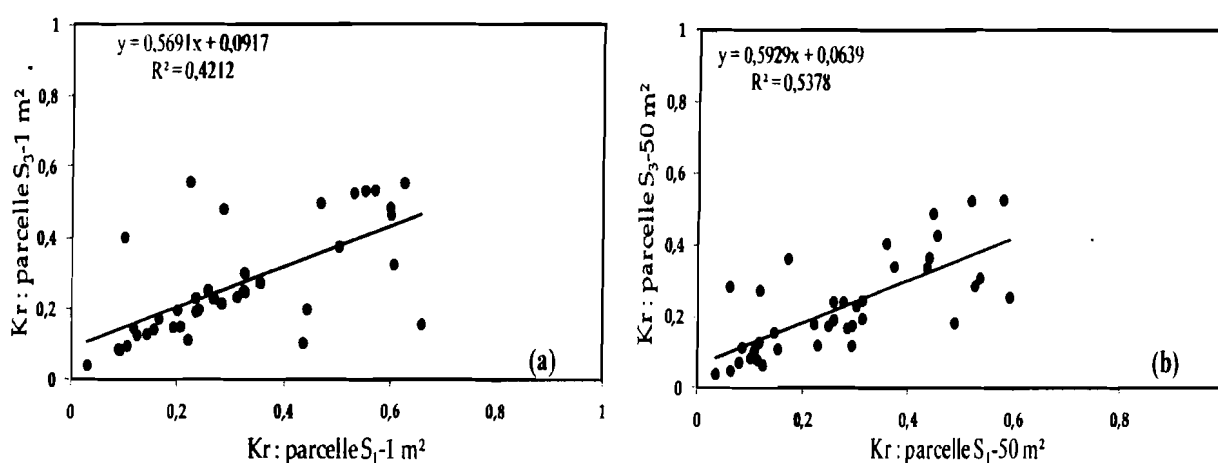


Figure IV - 3 : Comparaison des coefficients du ruissellement par événement pluvieux aux mêmes échelles mais sur des sites différents : (a) échelle unitaire, (b) échelle de 50 m².

Toutefois, une comparaison des coefficients de ruissellement de deux parcelles de taille différente situées sur le même site et dont les conditions du sol sont quasi-identiques avant chaque événement pluvieux (Figure IV - 4) montre une forte similarité dans leur fonctionnement hydrologique. Le milieu agricole se caractérise donc par une variabilité temporelle des états de surface due au cycle végétatif des plantes et au calendrier agricole suivi, et par une variabilité spatiale due à l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques du sol et au découpage de l'espace agricole (ici les sites S₁ à S₃) en vue d'un rendement optimal. Avec ces spécificités du milieu agricole, on peut donc entreapercevoir les complications qu'entraînera une tentative de transposition des résultats à l'échelle événementielle, de la parcelle élémentaire à une plus grande échelle, si les conditions édaphiques ne sont pas les mêmes à la grande échelle. En conclusion, le paysage agricole doit être considéré comme un milieu hétérogène et anisotrope par excellence.

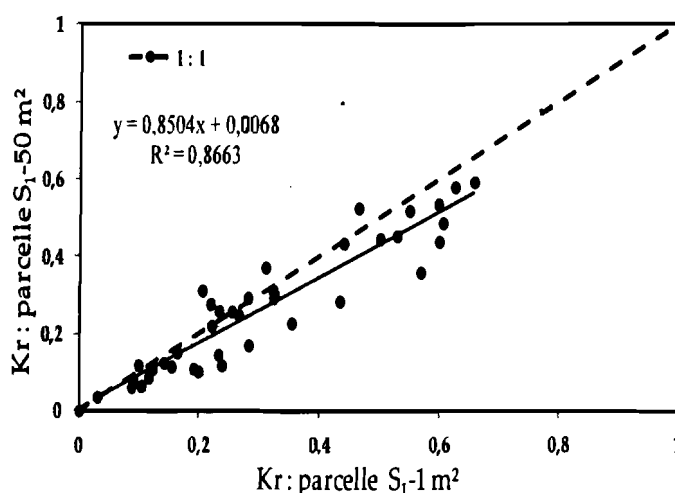


Figure IV - 4 : Comparaison des coefficients du ruissellement par événement pluvieux sur un même site mais à deux échelles différentes (Echelles de 1 m² et 50 m²).

c) Rôles des pratiques culturales sur le ruissellement

De nombreux auteurs ont montré que les états de surface jouaient un rôle prédominant sur le partage ruissellement-infiltration (Collinet & Valentin, 1979 ; Dunne *et al.*, 1991 ; Casenave & Valentin, 1992). Les pratiques culturales modifient les propriétés hydrodynamiques et géométriques à la surface des parcelles et contrôlent l'apparition et l'intensité de l'infiltration, du ruissellement, et de son transfert intra parcellaire (Andrieux *et al.*, 1996 ; Ahuja *et al.* 1998 ; Léonard & Andrieux, 1998 ; Van Dijck, 2000). La magnitude de ces modifications sera fonction de la nature du sol notamment de la compaction et de la géométrie des pores (Xu et Mermoud, 2001), du type de travail et de la condition initiale d'humidité (Ahuja *et al.*, 1998). Certains auteurs ont noté une augmentation de l'infiltrabilité sur des sols labourés (Andrieux *et al.*, 2002). Cependant dans certains cas le travail du sol peut aussi réduire l'infiltrabilité en modifiant l'agencement et la continuité des macropores de la couche superficielle (Reynolds *et al.* 1995 ; Coutadeur *et al.* 2002).

L'analyse des résultats des parcelles expérimentales installées en zone cultivée montre que le ruissellement diminue après le travail du sol. Ceci peut être dû au fait que le travail du sol augmente la porosité, la rugosité de surface ainsi que la capacité de stockage dans les dépressions du sol et diminue la vitesse d'écoulement (Figure IV - 5 d'après Allmaras *et al.*, 1966 ; Auerswald, 1992 ; Mwendera & Feyen, 1993 ; Hansen *et al.* 1999 ; Gómez *et al.*, 2005). Les premières pluies survenant après le travail du sol produisent un faible ruissellement suite à la destruction des croûtes structurales qui favorisaient le ruissellement. Les études sur le rôle de ces croûtes ont montré qu'en général, elles favorisent une réduction de l'infiltrabilité des sols à cause de la diminution de la conductivité hydraulique à saturation (Diekkrüger & Bork, 1994 ; Assouline & Mualem, 1997 ; Rockström & Valentin, 1997). Cependant, sous plusieurs pluies successives, la surface de sol se reconsolide sous l'impact des gouttes de pluie et de l'effet splash (Onstad, 1984 ; Mapa *et al.* 1986 ; Zobeck & Onstad, 1987 ; Bridge & Silburn, 1995).

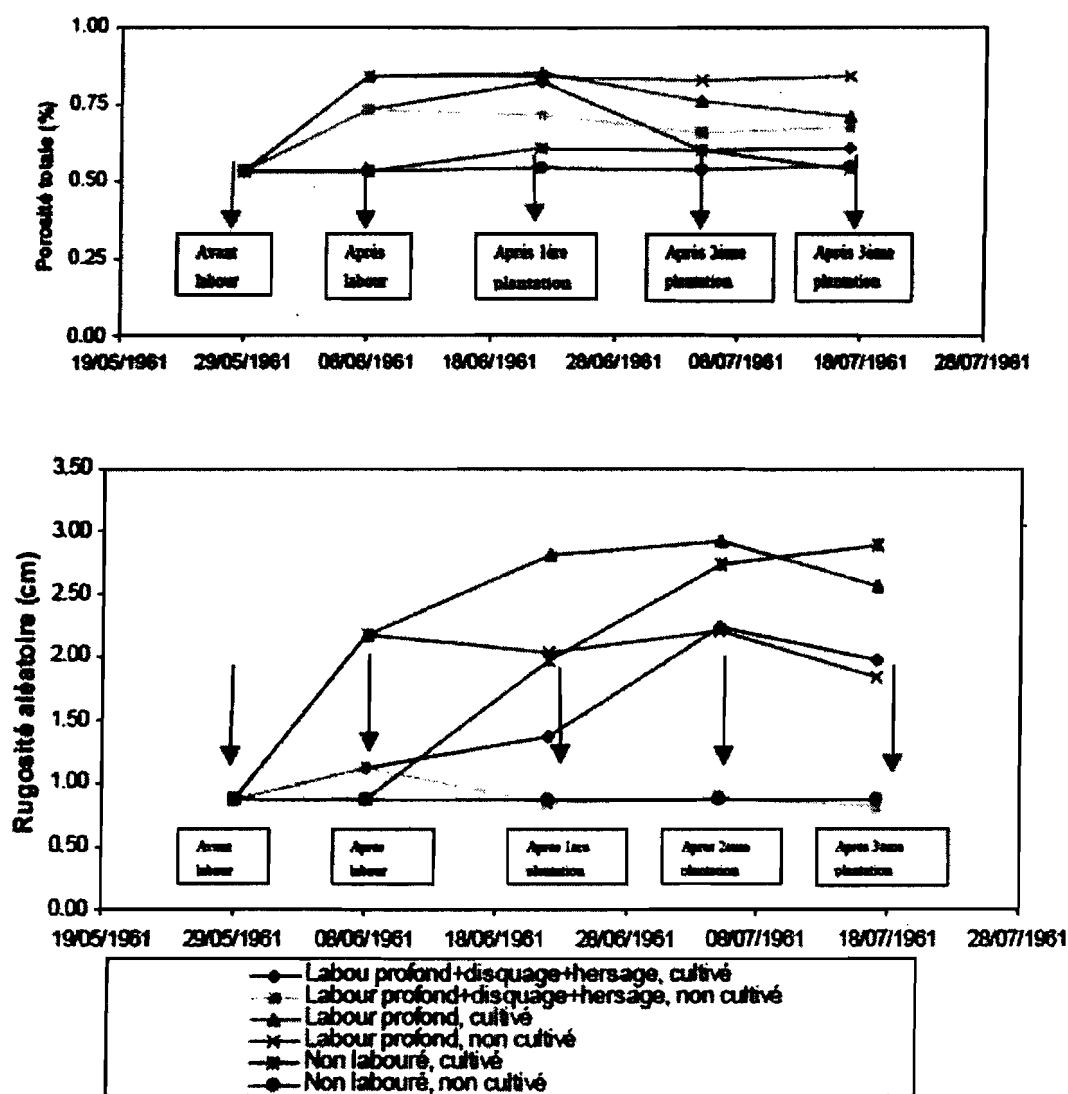


Figure IV - 5 : Exemples de l'impact du travail du sol sur la porosité et la rugosité du sol (d'après Allmaras et al., 1966).

La reconstitution de ces croûtes structurales après labour dépend de nombreux facteurs dont les plus importants sont la somme des précipitations tombées depuis le travail du sol (Lamachère, 1991 ; Mwendera & Feyen, 1993; Rockström & Valentin, 1997), l'intensité des pluies, l'état initial de la rugosité de surface (Rawls *et al.*, 1990 ; 1991) et l'énergie cinétique de la pluie (Van Doren & Allmaras, 1978 ; Eigel & Moore, 1983). Le travail du sol a donc pour conséquence l'arrêt de l'évolution des croûtes et l'uniformisation de la surface de la parcelle (Peugeot, 1995).

Lamachère (1991) a analysé en zone sahélienne (région de Bidi au Burkina Faso) l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. En effet, le sarclage consiste à débarrasser la parcelle des mauvaises herbes qui la colonisent tout en remuant la surface du sol. Il est généralement accompagné d'un buttage dont le but est de recouvrir de terre les racines des plantes. Ces deux opérations contribuent à ouvrir le sol. Lamachère a noté qu'après le sarclo-buttage, les surfaces se referment rapidement sous l'effet des pluies.

Dès que la somme des pluies tombées après le sarclage atteint la valeur de 100 mm, il a constaté que la transformation de la surface du sol sous l'action des gouttes de pluie et du ruissellement provoque une forte diminution de l'infiltration. Au-delà d'un cumul de 200 mm de pluies, le sarclage ne joue plus aucun rôle, tous les paramètres se conjuguant pour que le ruissellement atteigne une valeur maximale et que l'infiltration soit minimale. L'auteur a montré également que la pluie et l'intensité limite de ruissellement ainsi que la capacité de stockage du sol évoluent après le sarclage en fonction de la somme des pluies tombées à la surface du sol depuis le sarclage.

Peugeot (1995) a étudié en zone sahélienne du Niger l'effet du sarclage d'une parcelle de mil sur l'infiltration sur un sol de texture sablo-argileuse. Ses résultats ont montré une augmentation significative de l'infiltration après chaque opération de sarclage. Mais, sous l'effet des pluies successives, les croûtes se reconstituent et le ruissellement augmente. Il a montré que la rémanence de l'effet du sarclage est de 80 mm de pluie cumulées.

Rockström et Valentin (1997) en étudiant en région sahélienne du Niger la dynamique des sols sablonneux sur la génération du ruissellement ont montré que la présence des croûtes structurales à la surface du sol induit une faible infiltrabilité des sols. Le désherbage, réalisé manuellement à la main avec une houe, a eu un effet très positif sur l'infiltration. La destruction de ces croûtes superficielles a occasionné un coefficient de ruissellement presque nul pour les pluies survenant immédiatement après l'opération de désherbage. Cependant, les croûtes superficielles ont été rapidement reconstituées à la suite de l'effet érosif des averses suivantes. Ils ont montré qu'au-delà de 50 mm de pluies cumulées après l'opération de désherbage, les croûtes ont été reformées et les parcelles ont commencé par ruisseler. Le développement et la nature de croûtes formées à la surface du sol ont une influence majeure sur l'infiltrabilité apparente. Il y a une diminution progressive de l'infiltration lorsque les croûtes formées se développent, ce qui a pour conséquence une augmentation du ruissellement (Léonard *et al.*, 2004).

La Figure IV - 6 montre pour la parcelle cultivée S₂-150m², les quantités de pluies cumulées nécessaires pour la reconstitution des croûtes structurales après chaque travail de sol. On peut différencier six sections sur le graphe, dont trois de pente plus faible dont l'origine coïncide avec la date des travaux. Celles-ci reflètent l'effet bénéfique du labour sur l'infiltration.

Sur la parcelle S₂-150m², la technique du travail du sol est le labour moyen avec buttage. En 2010, la parcelle a subi 3 labours respectivement le 09/06/2010, le 30/07/2010 et le 12/09/2010. On aperçoit sur la Figure IV - 6 qu'après chaque labour de la parcelle, le ruissellement est très faible. Mais, sous l'effet des pluies postérieures, les croûtes se reforment et le ruissellement augmente, ce qui se traduit sur la Figure IV - 6 par une augmentation de la pente de la courbe. Pour les deux premiers labours, la parcelle a commencé à ruisseler "normalement" après près de 100 mm de pluies cumulées (en réalité 106 mm pour le premier labour, et 99 mm pour le second labour). Après le troisième labour de la parcelle, seulement 75 mm de

pluies cumulées ont permis à la reconstitution des croûtes superficielles. Ceci peut être dû au fait qu'à cette période de la saison, le niveau d'humidité des sols est plus élevé par rapport à celui du début de saison des pluies en raison de l'infiltration cumulée. Bien entendu, toutes choses égales par ailleurs, les pluies de même quantité et intensité journalière produiront plus de ruissellement si elles sont observées en fin de saison qu'en début en raison du niveau hydrique des sols.

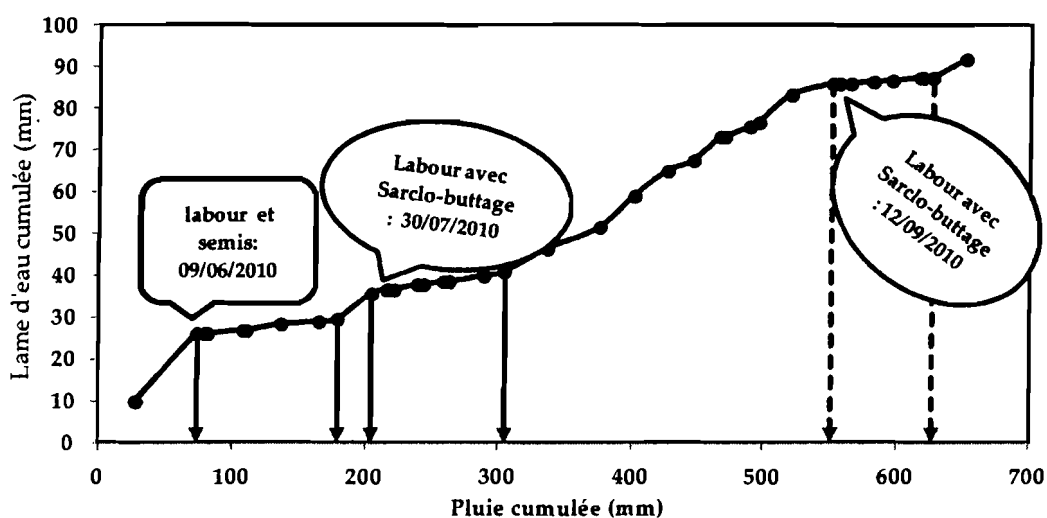


Figure IV - 6 : Détermination de la quantité de pluies cumulées pour la reconstitution des croûtes structurales : exemple de la parcelle S2-150.

Le Tableau IV - 3 présente pour les différents types de sols cultivés la quantité moyenne des pluies cumulées au-delà de laquelle les croûtes structurales sont reconstruites. Les valeurs ont été estimées sur les deux années de mesures à partir des données expérimentales recueillies sur les parcelles. Bien que les techniques culturales appliquées sur les sites diffèrent les unes des autres, on peut néanmoins remarquer que la quantité moyenne de pluies cumulées nécessaires pour la formation des croûtes superficielles croît lorsque le travail du sol est plus profond et que la texture du sol est plus grossière.

Tableau IV - 3 : Estimation de la quantité moyenne de pluies cumulées pour la reconstitution après le premier labour des croûtes structurales sur les principaux types de sols sur le bassin versant de Tougou.

Nom du site	type de sol	type de culture	type de travail de sol	Quantité moyenne de pluies cumulées
S ₁	Sablo-limoneux	Association mil et niébé	labour léger + sarclage + buttage	80 mm
S ₂	Sablonneux	Association mil et niébé	labour moyen + sarclage + buttage	90 mm
S ₃	Sablo gravillonnaire	Association mil et arachide	labour léger	65 mm

d) Ruissellement à l'échelle du bassin versant

À l'échelle du bassin versant, les coefficients d'écoulement événementiel varient entre 3% et 54%. La valeur élevée du coefficient de variation (*Tableau IV - 2*) indique une forte dispersion des coefficients autour de la valeur moyenne. Les faibles écoulements sont souvent générés par les pluies de faible intensité ou tombant après un temps sec prolongé. Par contre, les forts taux d'écoulement sont produits par les pluies particulièrement orageuses. Le coefficient d'écoulement moyen annuel est environ 24% en 2010 et 19% en 2011. Cette baisse du coefficient d'écoulement est due au déficit pluviométrique de l'année 2011 engendré principalement par la diminution du nombre total d'événements pluvieux dépassant le seuil de 20 mm. En comparaison des 75% de la quantité de pluie tombée durant la période juillet-septembre, le volume total écoulé durant cette même période représente 70% du volume annuel. Il apparaît donc que la distribution des écoulements suit celle des précipitations.

IV – 2.3.3 Détermination et analyse des facteurs déterminants du ruissellement

Les paramètres les plus importants pour une analyse à base physique du ruissellement sont la topographie, la rugosité de surface, les caractéristiques d'infiltration du sol, la distribution, la durée et l'intensité des précipitations. Ainsi, pour chacune de nos parcelles installées sur un type de sol homogène de profil structural invariable, limité par un contour topographique défini et pour un état donné du couvert végétal, on s'accorderait à penser que les principaux paramètres susceptibles d'intervenir sur les quantités d'eaux ruisselées et leur répartition dans le temps sont l'état d'humectation initial du sol, la hauteur totale de l'averse et son intensité. En outre, il a été indiqué que la variabilité spatiale des précipitations augmente généralement la quantité de ruissellement de surface par rapport à des précipitations uniformes (Saghafian *et al.*, 1995). Dans un objectif de recherche des facteurs déterminants du ruissellement, les corrélations entre ces derniers et la lame d'eau ruisselée ont été étudiées. Les lames ruisselées mesurées après labour manuel des parcelles n'ont pas été introduites dans les données ayant servi aux ajustements des modèles. Bien que l'intensité des précipitations varie de façon continue dans l'espace et dans le temps, les hypothèses simplificatrices ont été faites pour ne retenir que les valeurs maximales des intensités à 5 minutes et à 30 minutes.

Nos résultats (*Tableau IV - 4*) montrent que le ruissellement est nettement moins corrélé aux principaux paramètres de la pluviométrie pour les parcelles en milieu cultivé que pour les parcelles en zone nue et dégradée. Ceci peut être expliqué par le fait que le modèle de régression ne prend pas en compte de façon explicite la capacité d'infiltration du sol et le stockage superficiel. La capacité d'infiltration du sol et la rétention superficielle causée par le microrelief, deux paramètres influant fortement la quantité d'eau disponible pour le ruissellement sont continuellement modifiés par le travail du sol. Si l'indice des précipitations antérieures (indice de Kohler) prend de façon implicite la capacité d'infiltration du sol, la capacité du stockage est difficile à évaluer car elle dépend directement de la microtopographie du milieu. Elle est maximale après le travail du sol et décroît avec

l'augmentation de la quantité de pluies cumulées. Elle est d'autant plus importante que la surface du sol est rugueuse et d'autant plus grande que la pente du terrain est faible. La détention superficielle diminue au fur et à mesure que le microrelief du labour s'érode et que le ruissellement s'est frayé un passage à travers eux. De nombreuses relations empiriques ont été développées pour calculer le volume stocké dans les dépressions du sol à partir d'expérimentations basées sur les mesures de la topographie à l'échelle locale (Onstad, 1984 ; Kamphorst *et al.*, 2000). Ces relations empiriques font intervenir un indice de rugosité aléatoire RR « random roughness » défini par Allmaras *et al.* (1966). L'intégration de ces deux paramètres dans les variables explicatives du ruissellement permettrait sans doute d'estimer raisonnablement la lame d'eau ruisselée à chaque pluie. Toutefois, les régressions linéaires multiples effectuées montrent que les paramètres explicatifs les plus significatifs ($R^2 = 0.88$) sont la hauteur de pluie, l'humidité initiale du sol exprimée par l'indice de Kohler et l'intensité maximale à 30 minutes.

Tableau IV - 4 : Analyse des facteurs déterminants du ruissellement aux différentes échelles d'observation.

Variables explicatives	Echelle de mesure	Coefficient de détermination linéaire R^2			
		C	ERO	G	DES
Hauteur de pluie	1 m ²	0.8255	0.9856	0.9794	0.6456
	50 m ²	0.8147	0.9778	0.9715	0.5539
	150 m ²	0.8085	0.9727	0.9635	-
	Sous bassin	0.8594		0.9554	
	Bassin		0.8827		
Hauteur de pluie ; humidité du sol	1 m ²	0.8263	0.9867	0.9809	0.6542
	50 m ²	0.8257	0.9793	0.9738	0.6055
	150 m ²	0.8143	0.9748	0.9652	-
	Sous bassin	0.8629		0.9586	
	Bassin		0.8886		
Hauteur de pluie ; humidité du sol ; I_{max} 5mn	1 m ²	0.8264	0.9881	0.9880	0.8884
	50 m ²	0.8258	0.9888	0.9875	0.8788
	150 m ²	0.8153	0.9876	0.9845	-
	Sous bassin	0.8668		0.9727	
	Bassin		0.8971		
Hauteur de pluie ; humidité du sol ; I_{max} 30mn	1 m ²	0.8278	0.9868	0.9864	0.9058
	50 m ²	0.8309	0.9864	0.9855	0.8632
	150 m ²	0.8316	0.9878	0.9834	-
	Sous bassin	0.8789		0.9685	
	Bassin		0.9204		

En milieu nu et dégradé, les capacités d'infiltration et de la rétention superficielle du sol restent inchangées au cours de la saison du fait de l'absence de la mise en culture des terres. Le ruissellement est donc fortement corrélé ($R^2 > 0.95$) avec la pluviométrie. Les paramètres explicatifs les plus significatifs sont la pluviosité, l'humidité initiale et l'intensité maximale à 5 minutes. Bien que l'humidité initiale du sol influe sur l'infiltration, nos résultats montrent qu'elle est peu significative telle qu'elle est exprimée dans les régressions linéaires.

IV – 2.3.4 Analyse statistique du ruissellement aux différentes échelles

a) Quelques valeurs statistiques du ruissellement

Dans ce paragraphe, on s'intéresse aux critères qui quantifient les différentes caractéristiques de la distribution des observations : sont-elles centrées autour d'une valeur ? Sont-elles groupées autour de certaines valeurs ? Ou encore couvrent-elles de larges plages de valeurs possibles ?

Sans avoir d'a priori sur la question posée, nous avons étudié un certain nombre de paramètres permettant de donner un résumé chiffré des informations essentielles du ruissellement observées sur les différentes parcelles : il s'agit des paramètres de position et de dispersion.

- (i) Les paramètres de position appelés aussi paramètres de tendance centrale caractérisent le centre d'une distribution. Cependant la notion de centre peut être définie de diverses façons ce qui va induire trois paramètres de position couramment utilisés : le mode, la médiane et la moyenne arithmétique.
- (ii) Les paramètres de dispersion caractérisent la variabilité ou l'étendue des valeurs de la série statistique autour des paramètres de position. Les plus fréquemment utilisés étant les valeurs minimale et maximale, les quartiles (Q1 et Q3), et la variance et l'écart-type.

Le *Tableau IV - 5* présente pour chaque parcelle expérimentale les principales valeurs des paramètres de position et de dispersion du coefficient de ruissellement.

Tableau IV - 5 : Quelques valeurs statistiques du coefficient de ruissellement aux différentes échelles d'observation et sur différents états de surface.

Parcelle	Q1	Min	Médiane	Moyenne	Max	Q3	Ecart type	Coefficient de variation	Nombre atypique inférieur	Nombre atypique supérieur
S1-1	0.151	0.030	0.260	0.305	0.656	0.455	0.184	0.602	0	0
S1-50	0.113	0.034	0.227	0.256	0.591	0.313	0.169	0.66	0	0
S1-150	0.089	0.019	0.208	0.234	0.505	0.341	0.153	0.661	0	0
S2-1	0.100	0.025	0.181	0.199	0.489	0.247	0.129	0.646	0	2
S2-50	0.105	0.053	0.131	0.181	0.423	0.247	0.11	0.607	0	0
S2-150	0.054	0.021	0.091	0.128	0.363	0.180	0.102	0.796	0	0
S3-1	0.148	0.044	0.229	0.268	0.558	0.389	0.157	0.585	0	0
S3-50	0.117	0.040	0.195	0.224	0.527	0.305	0.131	0.586	0	0
S3-150	0.083	0.021	0.146	0.191	0.443	0.304	0.132	0.691	0	0
S4-1	0.562	0.257	0.733	0.677	0.938	0.837	0.188	0.277	0	0
S4-50	0.675	0.246	0.787	0.734	0.948	0.855	0.181	0.246	4	0
S4-150	0.547	0.159	0.707	0.633	0.838	0.759	0.18	0.284	3	0
S5-1	0.646	0.315	0.806	0.748	0.978	0.902	0.188	0.252	0	0
S5-50	0.557	0.162	0.715	0.678	0.955	0.822	0.193	0.284	0	0
S5-150	0.522	0.162	0.705	0.619	0.897	0.741	0.19	0.307	3	0
S6-1	0.367	0.025	0.504	0.484	0.847	0.639	0.2	0.414	0	0
S6-50	0.187	0.09	0.265	0.278	0.522	0.378	0.11	0.395	0	0
S6-50_2	0.26	0.088	0.346	0.36	0.7	0.486	0.144	0.4	0	0

Les valeurs élevées du coefficient de variation du ruissellement sur les parcelles en milieu cultivé montrent que la dispersion des données autour de leur moyenne est grande. Par contre, sur les parcelles sur sols dégradés et non cultivés, l'étendue des données autour de chaque moyenne est réduite. Mais des données atypiques inférieures "outliers" ont été détectées principalement au niveau des croûtes d'érosion et gravillonnaire. Ces données correspondent aux ruissellements générés par les faibles pluies. Dans l'analyse statistique, ces données atypiques qui sont éloignées de la moyenne auront un poids plus important que les valeurs qui en sont proches. Pour cette raison, les "outliers" sont retirés des séries de données ayant servi à l'analyse de variance.

Les données recueillies durant les deux années de mesures ont permis d'illustrer par une représentation dynamique les coefficients de ruissellement sur chaque parcelle (Figure IV - 7).

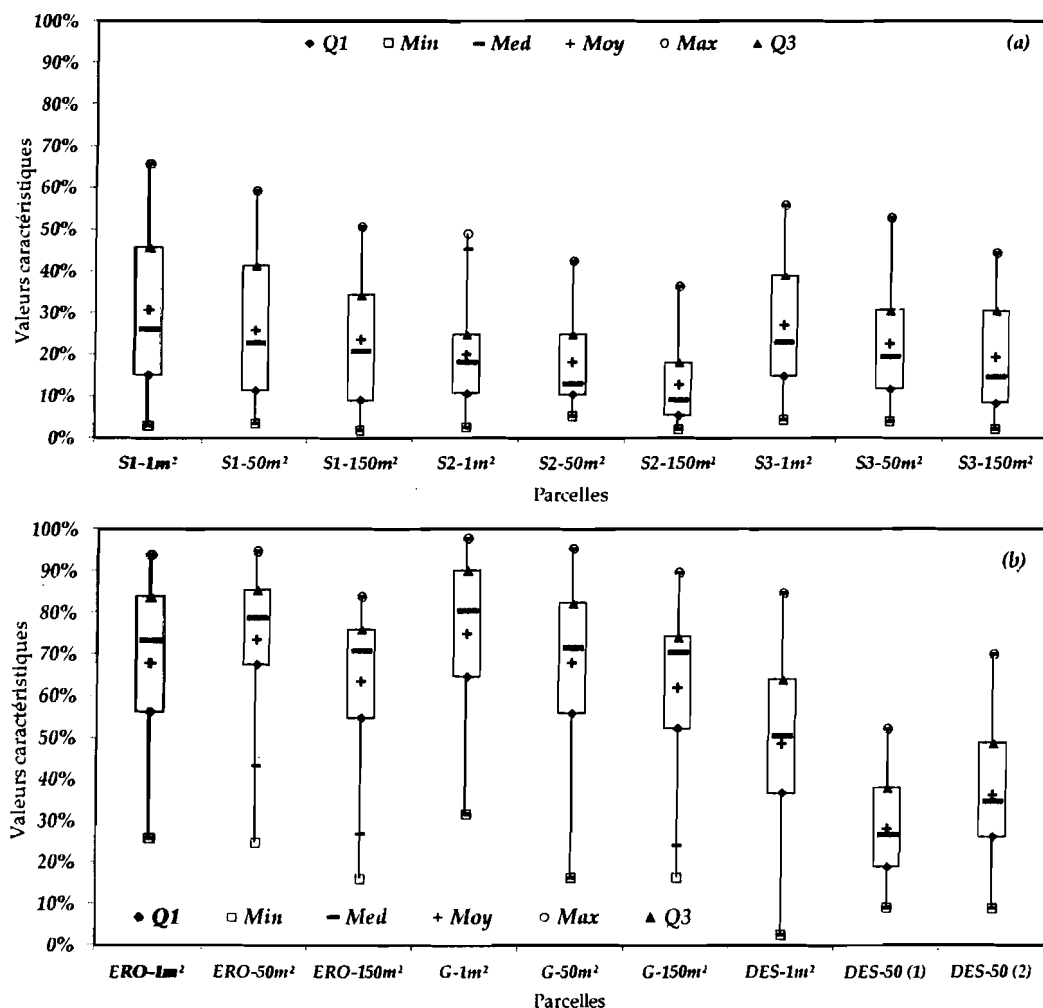


Figure IV - 7 : Illustration des valeurs caractéristiques du ruissellement sur les parcelles expérimentales : (a) parcelles sur sols cultivés ; (b) parcelles sur sols nus et dégradés.

Pour la plupart des parcelles expérimentales, la médiane de la distribution des points n'est pas toujours centrée dans la boîte et les "moustaches" ne sont pas toujours symétriques. Pour les parcelles des sols cultivés, la médiane est inférieure à la moyenne, ce qui signifie que la

distribution de chaque série est allongée vers les grandes valeurs. Par contre, pour les parcelles des sols dégradés et non cultivés, la médiane est supérieure à la moyenne ; la distribution est plus allongée vers les valeurs faibles du coefficient de ruissellement (Figure IV - 7). Après avoir visualisé par des boîtes à moustaches les principales valeurs caractéristiques des séries, on peut diagnostiquer qu'elles sont dans la plupart des cas dissymétriques en raison des différences entre la moyenne et la médiane.

b) Résultats des tests statistiques

Suite à la détermination des paramètres de position et de dispersion de chaque série, les données atypiques observées à l'intérieur de chaque série ont été retirées avant l'application des tests statistiques. Les résultats des tests statistiques appliqués sur les séries ainsi obtenues sont illustrés dans le Tableau IV - 6.

Tableau IV - 6 : Résultats des tests statistiques (Acc = Accepté ; Rej = Rejeté ; H₀ = Egalité des moyennes).

Nom du test		Tests de Normalité			Tests de Variance		ANOVA		Kruskal-Wallis	
							Résultats		Résultats	
Nom du site	Type de parcelle	Test de Shapiro-Wilk	Test d'Anderson-Darling	Test d'Agostino	Test de Bartlett	Test de Levene	Hypothèse H ₀	Puissance du test	Hypothèse H ₀	Puissance du test
Site S ₁	1 m ²	Rej	Rej	Rej	-	Acc	Normalité de la distribution des échantillons rejetée		Acc	31%
	50 m ²	Rej	Rej	Rej						
	150 m ²	Rej	Rej	Acc						
Site S ₂	1 m ²	Rej	Rej	Acc	Acc	Acc	Rej	70%	Rej	67%
	50 m ²	Rej	Rej	Acc						
	150 m ²	Rej	Rej	Acc						
Site S ₃	1 m ²	Rej	Rej	Acc	Acc	Acc	Rej	57%	Acc	54%
	50 m ²	Rej	Acc	Acc						
	150 m ²	Rej	Rej	Acc						
Site S ₄	1 m ²	Rej	Rej	Rej	-	Acc	Normalité de la distribution des échantillons rejetée		Rej	90%
	50 m ²	Rej	Rej	Rej						
	150 m ²	Rej	Rej	Rej						
Site S ₅	1 m ²	Rej	Rej	Rej	-	Acc	Normalité de la distribution des échantillons rejetée		Rej	84%
	50 m ²	Rej	Acc	Acc						
	150 m ²	Rej	Rej	Rej						
Site S ₆	1 m ²	Acc	Acc	Acc	Rej	Rej	Egalité des variances rejetée		Rej	96%
	50 m ²	Acc	Rej	Rej						
	50 m ²	Acc	Acc	Acc						

Le choix d'appliquer plusieurs tests de normalité est pertinent dans la mesure où ces tests ne donnent pas les mêmes résultats. En comparant les différentes unités hydrologiques, on note que l'hypothèse H₀ est acceptée uniquement sur les sites S₁ et S₃ (milieu cultivé) et rejetée pour les 4 autres sites. Cependant, la puissance du test de Kruskal-Wallis pour ces sites n'est pas satisfaisante en référence aux faibles valeurs obtenues. On a donc une très faible chance de démontrer sur chacun de ces sites que l'hétérogénéité des moyennes des coefficients de ruissellement des 3 parcelles n'est pas significative. Ces faibles valeurs de la puissance du

test indiquent qu'il y a environ respectivement sur les sites S_1 et S_3 , 69% et 46% de chances d'accepter à tort l'hypothèse nulle alors qu'elle est en réalité fausse (erreur de deuxième espèce). Pour un risque de deuxième espèce, puisqu'il faut éviter de se tromper en affirmant « qu'au moins deux moyennes ne diffèrent pas », une puissance de 95% est recommandée. En notant que plus la taille de l'échantillon est élevée, meilleure est la puissance (Siegel *et al.*, 1988 ; Champely, 2006), des mesures complémentaires doivent être effectuées sur ces sites afin de conclure sur l'égalité des moyennes des coefficients de ruissellement.

Sur le deuxième site en milieu cultivé (S_2), l'hypothèse H_0 est rejetée et la valeur de la puissance des tests est acceptable. Cela signifie que s'il y a effectivement une différence entre les moyennes, on ne la détectera que dans 70% des cas en utilisant le test d'ANOVA. C'est-à-dire aussi que l'on risque de commettre une erreur de deuxième espèce. Comme la puissance croît avec l'effectif, on pourra déterminer l'effectif à utiliser pour obtenir une puissance convenable. Un consensus existe pour considérer qu'une puissance de 80% est convenable pour un risque de première espèce. En effet, une exigence supérieure conduit souvent à des effectifs peu réalistes pour la plupart des expérimentations.

Par contre, sur les 3 sites en milieu dégradé et non cultivé, les fortes valeurs de la puissance des tests confortent l'hypothèse alternative (les moyennes des coefficients de ruissellement sont significativement différentes) : au moins deux moyennes sont différentes. Une comparaison deux à deux des parcelles faite à partir des tests de Student et de Mann-Whitney au seuil de 5% a montré que les valeurs moyennes des parcelles de 50 et 150 m² sont égales mais significativement différentes de la parcelle unitaire. On peut donc dire que sur les sites dégradés, une parcelle de 50 m² est suffisante pour l'étude des processus élémentaires de génération du ruissellement.

IV – 2.3.5 Mesure de l'effet d'échelle : concept du potentiel de ruissellement

Comme mesure de l'effet d'échelle, nous avons utilisé le rapport du potentiel du ruissellement de la plus grande échelle (P_{rg}) divisé par le potentiel du ruissellement de la petite échelle (P_{rp}). Van de Giesen *et al.*, (2000) ont défini un rapport similaire en utilisant directement les coefficients de ruissellement des parcelles. Le potentiel de ruissellement de la parcelle permet de s'affranchir de l'effet de la pente sur la production du ruissellement. De nombreuses modélisations à base physique du ruissellement sur un versant expriment ce dernier en fonction de la racine carrée de la pente (Chézy, Manning-Strickler). Cependant, il existe un seuil de pente au-delà duquel l'énergie du ruissellement linéaire s'efface devant un autre processus.

Si le rapport (P_{rg}/P_{rp}) est égal à 1, ce sont les mêmes processus de génération du ruissellement qui se produisent aux deux échelles. Si le rapport est inférieur à 1, il y a donc émergence de nouveaux processus à la grande échelle ; ces nouveaux processus qui réduisent le potentiel du ruissellement sont dominants et occultent les manifestations des processus observés à la petite échelle. Si le rapport est supérieur à 1, il y a donc

accroissement du potentiel du ruissellement et donc accroissement à la grande échelle des manifestations des mêmes processus observés à la petite échelle.

Le *Tableau IV - 7* présente les valeurs moyennes des coefficients et potentiels de ruissellement des différentes parcelles. On observe sur les sols dégradés et non cultivés une tendance.

Tableau IV - 7 : Potentiel de ruissellement et mesure de l'effet d'échelle.

Localisation	Nom de la parcelle	Pente	Année 2010			Année 2011		
			Kr	Pr	Prg/Prp	Kr	Pr	Prg/Prp
Site S ₁ : cultivé	S ₁ -1	1.60 %	0.320	2.53		0.279	2.21	
	S ₁ -50	1.80 %	0.285	2.13	0.84	0.209	1.56	0.71
	S ₁ -150	1.35 %	0.272	2.34	1.10	0.180	1.55	1.00
Site S ₂ : cultivé	S ₂ -1	1.70 %	0.194	1.49		0.208	1.59	
	S ₂ -50	1.40 %	0.186	1.57	1.06	0.177	1.50	0.94
	S ₂ -150	1.55 %	0.132	1.06	0.67	0.121	0.97	0.65
Site S ₃ : cultivé	S ₃ -1	4.00 %	0.276	1.38		0.256	1.28	
	S ₃ -50	4.20 %	0.246	1.20	0.87	0.183	0.89	0.70
	S ₃ -150	2.85 %	0.218	1.29	1.07	0.142	0.84	0.96
BV1		1.91 %	0.156	1.15		0.142	1.03	
Site S ₄ : Erosion	S ₄ -1	0.75 %	0.664	7.67		0.673	8.03	
	S ₄ -50	1.25 %	0.711	6.36	0.83	0.760	6.80	0.85
	S ₄ -150	0.93 %	0.613	6.35	1.00	0.657	6.81	1.00
Site S ₅ : Gravillonnaire	S ₅ -1	0.90 %	0.732	7.71		0.743	8.11	
	S ₅ -50	0.96 %	0.658	6.71	0.87	0.700	7.15	0.88
	S ₅ -150	0.80 %	0.599	6.70	1.00	0.641	7.16	1.00
Site S ₆ : Dessiccation	S ₆ -1	2.30 %	0.472	3.11		0.499	3.29	
	S ₆ -50	2.10 %	0.264	1.82	0.58	0.296	2.04	0.62
	S ₆ -50_2	3.55 %	0.342	1.81	1.00	0.382	2.03	0.99
	BV2	1.17 %	0.500	4.63		0.498	4.61	

À chaque échelle de mesure, le potentiel de ruissellement de la croûte d'érosion est inférieur à celui de la croûte gravillonnaire, mais reste supérieur au potentiel du ruissellement de la croûte de dessiccation. Le rapport des potentiels de ruissellement entre les parcelles de 50 et 1 m² est de l'ordre de 0.84 (0.83 en 2010 et 0.85 en 2011) pour la croûte d'érosion ; il est de l'ordre de 0.875 (0.87 en 2010 et 0.88 en 2011) pour la croûte gravillonnaire et 0.60 (0.58 en 2010 et 0.62 en 2011) pour la croûte de dessiccation. Cela signifie que pour un rapport de longueur de pente égale à 1/10, une parcelle isolée de 1 m² ruisselle 1.19 fois en moyenne plus qu'une surface de 50 m² pour une croûte d'érosion et 1.14 fois en moyenne pour une croûte gravillonnaire ; pour une croûte de dessiccation, ce rapport est estimé à 1.60 en moyenne. Par ailleurs, le rapport des potentiels de ruissellement entre les parcelles de 150 et 50 m² est égal à 1 pour les 3 croûtes. On peut donc affirmer que les mêmes processus dominants se manifestent aux deux échelles. Cela signifie également qu'au-delà d'un parcours de 10 m représentant la longueur de la parcelle de 50 m², on observe une énergie de ruissellement suffisante pour que la totalité du flux venant de l'amont parvienne à l'aval de la parcelle.

En ce qui concerne les potentiels de ruissellement sur les sols cultivés, les valeurs de facteur d'échelle obtenues sont très variables selon les sites, c'est-à-dire selon l'hétérogénéité des états de surface du sous-bassin. Il ressort que les sites S_1 et S_3 ont un comportement hydrologique similaire. Le rapport des potentiels du ruissellement entre les parcelles de 50 et 1 m² est environ 0.78 (0.86 en 2010 et 0.70 en 2011). Cependant, le même quotient entre les parcelles de 150 et 50 m² est de l'ordre de 1.07 en 2010 et 0.96 en 2011. Cela signifie que les surfaces ruisselantes sur les parcelles de 50 m² sont morcelées alors qu'elles sont plus connectées sur les parcelles de 150 m². Le paramètre qui peut expliquer de tels résultats est la variation spatiale du stockage dans les dépressions causées par le travail de sol.

IV – 2.4 Discussions

IV – 2.4.1 Ruissellement

Nous avons analysé à différentes échelles spatiales et sous différents états de surface le ruissellement avec l'objectif de mieux appréhender l'évolution de la réponse hydrologique lors du passage de l'échelle unitaire à l'échelle du bassin versant. Les résultats obtenus sur les parcelles de 1 m², 50 m² et 150 m², les sous-bassins de 6 ha et 34 ha et le bassin versant expérimental de 37 km² (Tableau IV - 2), ont montré que, tant sur sols cultivés que sols nus et dénudés, la lame ruisselée diminue lorsque la superficie augmente. Cette diminution de la production du ruissellement par unité de surface peut être attribuée à la non linéarité des processus, à la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration du sol, à la dynamique de l'intensité des précipitations, à des effets seuils dans la manifestation de certains processus et/ou à la distribution spatiale des zones sources et des zones puits (Julien et Moglen, 1990 ; Ogden *et al.*, 1995 ; Stomph *et al.*, 2002 ; Wainwright & Parsons, 2002 ; Bronstert & Bardossy, 2003 ; van de Giesen *et al.*, 2005 ; 2011 ; Reaney *et al.*, 2007 ; Gomi *et al.*, 2008 ; Lesschen *et al.*, 2009 ; Ribolzi *et al.*, 2011).

En effet, Molinier *et al.*, (1990) ont analysé en région semi-aride du Nordeste brésilien, l'effet de la taille de la surface d'observation sur la génération des eaux du ruissellement. Pour cela, un dispositif expérimental constitué de micro-parcelles de 1m², de parcelles de 100 m² et de micro-bassins de 1 ha a permis d'étudier le ruissellement en fonction de ces trois échelles de superficie sur sol nu et sous végétation naturelle. Les résultats obtenus ont montré que, sur les deux types d'occupation de sol, le coefficient de ruissellement diminue avec l'accroissement de la superficie, pour une même pluie et dans des conditions comparables d'humidité préalable des sols. Une explication liée à la structure du substrat rocheux et à la distribution des sols dans le paysage a pu être proposée pour expliquer les raisons de cet effet d'échelle observé sur le ruissellement.

De même, Esteves & Lapetite, (2003) en étudiant à différentes échelles spatiales les processus de génération des eaux du ruissellement sur le bassin sahélien de Banizoumbou (Niger), ont montré que le coefficient du ruissellement est significativement non uniforme dans l'espace, en raison de la forte variabilité spatiale des capacités d'infiltration et du stockage de la

surface du sol, et dans le temps, à cause de la croissance de la végétation durant la saison des pluies. Ils ont montré qu'à l'échelle locale, l'infiltration et le ruissellement sont conditionnés par les propriétés hydrauliques de la croûte. À l'échelle du champ (100 m²), le microrelief et l'hétérogénéité de la surface du sol diminuent la quantité des volumes d'eau ruisselée.

Moreno-de las Heras *et al.* (2010) ont également étudié en climat méditerranéen sec l'effet d'échelle et du niveau de dégradation de la parcelle sur le ruissellement et l'érosion. Dans cette étude, le ruissellement et l'apport de sédiments ont été suivis pendant une année hydrologique sur 20 parcelles de différentes longueurs (1-15 m) installées sur cinq sites de pente différente et exposés à divers degrés de dégradation du couvert végétal. Les résultats montrent pour tous les sites une diminution générale des eaux de ruissellement par unité de surface lorsque la superficie de la parcelle augmente. Ils ont montré qu'à longueur égale, le ruissellement est plus faible sur le site le moins dégradé.

De nombreuses études mettent en évidence la diminution du coefficient de ruissellement moyen lorsque la taille de la "parcelle" augmente. Nos résultats confirment cette tendance et il est important d'évaluer les causes de la dépendance d'échelle du ruissellement.

IV – 2.4.2 Causes de l'effet d'échelle sur les parcelles

Afin d'appréhender les causes de cet effet d'échelle, nous avons fait une comparaison par parcelle de même taille des coefficients de ruissellement moyen, puis par événement des coefficients de ruissellement des 3 parcelles installées sur chacun des états de surface. La comparaison par parcelle de même taille a révélé que la valeur moyenne du coefficient de ruissellement varie significativement d'un site à un autre. Ces résultats confirment ceux de (Cammeraat, 2004 ; Mathys *et al.*, 2004) et soulignent que la localisation des mesures influe fortement les résultats. Ils sont liés à la variation spatiale de la capacité d'infiltration (texture, stabilité structurale) du sol, du microrelief et des techniques de travail du sol pour ce qui est des 3 sites en milieu cultivé. À la même échelle d'observation, la production du ruissellement dépend plus des propriétés hydrodynamiques des sols que des paramètres de pluies. Quelques résultats de la comparaison par épisode pluvieux des coefficients de ruissellement des 3 parcelles d'un même site sont illustrés par la Figure IV - 8.

En milieu cultivé, les résultats sont un peu mitigés en raison des conditions édaphiques des sols des parcelles (travaillé ou non) qui ne sont pas les mêmes avant chaque épisode pluvieux. Sur la Figure IV - 8 (a), quelques points des deux nuages sont au-dessus de la première bissectrice. Ils correspondent aux points pour lesquels les conditions préalables de surface ne sont pas les mêmes. Dès lors que les conditions d'humidité et de surface sont comparables, le ruissellement diminue avec l'augmentation de la parcelle.

Sur la Figure IV - 8 (b), on voit que la quasi-totalité des points du nuage est en-dessous de la première bissectrice. Les points les plus éloignés de la première bissectrice correspondent à ceux des épisodes pluvieux de faible durée ou de faible quantité de pluie. Ces résultats

corroborent ceux de Stomph *et al.*, (2002) et de Bronstert et Bardossy, (2003) qui ont montré que la diminution du ruissellement avec l'augmentation de la longueur de pente devient plus prononcé avec la diminution de la durée de l'averse.

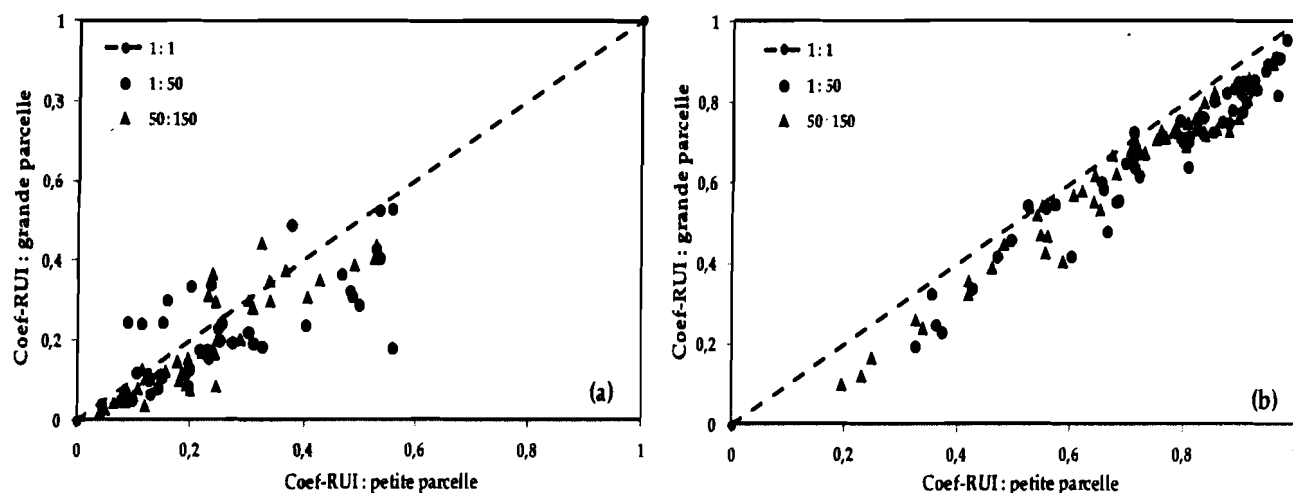


Figure IV - 8 : Comparaison par événement des coefficients du ruissellement entre différentes échelles : (a) site S3 (état de surface culturale), (b) site S5 (état de surface gravillonnaire).

Sur le bassin versant de Tougou, la variété spatiale des caractéristiques du sol, de la topographie, la longueur ruisselante, le couvert végétal augmentent avec la superficie. Des processus supplémentaires tels que le stockage de l'eau dans le microrelief (étangs), ou l'infiltration dans les zones plus perméables émergent avec l'accroissement de la taille des observations. Ces zones perméables, communément appelées puits hydrologiques contribuent à absorber le flux d'eau, avec des effets particuliers, lorsqu'elles sont situées en aval d'une zone à fort potentiel de ruissellement (Wood *et al.*, 1988, Cammeraat *et al.*, 2004 ; Lesschen *et al.*, 2009). Ainsi, la position relative des surfaces imperméables est d'une grande importance dans les zones sahélienne et semi-aride (Yair & Lavee, 1985). Pour finir, nos résultats montrent que l'effet d'échelle observé sur le ruissellement est dû principalement à l'hétérogénéité spatiale du sol (propriétés hydrodynamiques des sols, microrelief) et à sa variabilité (état des variables) et que la dynamique temporelle de l'intensité de la pluie ne fait que l'amplifier.

IV – 3 Conclusion partielle

Les résultats présentés dans ce chapitre illustrent la complexité des processus hydrologiques et le nombre de paramètres impliqués dans la genèse du ruissellement. Grâce à cette étude, nous avons pu identifier et analyser les paramètres explicatifs les plus significatifs du ruissellement aussi bien en zone cultivée qu'en zone nue et dégradée et montrer que les effets d'échelle ne sont pas les mêmes sur ces deux types d'état de surface. Les données expérimentales issues de parcelles de ruissellement, représentative d'un type d'état de surface, montrent que l'infiltration est faible sur les zones à encroûtement permanent (sols

nus, dégradés et non cultivés) ; le ruissellement y représente plus de 50% de la pluie annuelle. Sur les surfaces cultivées, nous avons constaté l'efficacité du travail superficiel du sol sur l'infiltrabilité des sols dans le sens qu'il réduit fortement le taux de connectivité des zones ruisselantes à l'échelle parcellaire. La destruction des croûtes superficielles par le labour et leur reconstitution ultérieure induisent une forte variabilité temporelle de l'infiltration et le ruissellement est estimé à moins de 25% de la pluie annuelle.

De même, nous avons montré que la localisation sur les versants des parcelles de mesure influe fortement les résultats et que la position relative des surfaces productrices des eaux de ruissellement est d'une grande importance en région sahélienne.

En outre, nous avons pu explorer sur la base d'une analyse statistique les différences de fonctionnement à différentes échelles spatiales du paysage du bassin de Tougou. Les résultats obtenus ont montré qu'en milieu dégradé, les processus de génération de ruissellement sur les parcelles de 50 et 150 m² sont identiques et significativement différents de la parcelle unitaire. En milieu cultivé, des mesures complémentaires sont nécessaires pour mieux appréhender les différences de fonctionnement aux différentes échelles.

Enfin, le rapport des potentiels de ruissellement des parcelles est utilisé pour la mesure de l'effet d'échelle. Les quelques valeurs de facteur d'échelle dont nous disposons sont très variables selon l'hétérogénéité des états de surface du bassin. La question d'effet d'échelle est primordiale lorsque l'on cherche à transposer à des plus grandes échelles spatiales, la compréhension des processus découverts à l'échelle parcellaire.

Nos résultats sont en accord avec d'autres études qui indiquent l'existence de l'effet d'échelle important entre la parcelle et le bassin versant. Cet effet peut être expliqué en partie, par l'hétérogénéité des caractéristiques du milieu physique, la non linéarité des processus et/ou l'émergence de nouveaux processus à certaines échelles. À l'échelle parcellaire, les processus hydrologiques sont sous la quasi-dépendance des propriétés hydrodynamiques des sols. À l'échelle du bassin, la variabilité spatiale des sols, la dynamique des précipitations, la topographie, la position relative des zones de production de ruissellement sont autant de facteurs qui conditionnent le ruissellement.

ETUDE DE L'ÉROSION HYDRIQUE DE LA PARCELLE UNITAIRE AU BASSIN VERSANT

« Le sol est essentiel aux hommes, les usages qu'ils en font peuvent être d'ordre agricole, forestier, industriel, urbain, mais aussi d'ordre écologique. Il n'y a pas de développement des sociétés sans utilisation des sols : l'avenir est à l'équilibre entre les potentialités du sol et la pression des activités humaines. »

Alain Ruellan

V – 1 Introduction

La région du Sahel connaît de graves problèmes d'érosion du fait de la pression démographique, de l'extension des surfaces cultivées et des caractéristiques du sol très sensible à la battance (Mahé *et al.*, 2005). Ce phénomène s'accompagne de différentes nuisances, de gravité variable mais toujours contraignante pour l'agriculteur. Dans cette région qui dépend en grande partie de l'agriculture, dont la terre est le principal facteur de production, la qualité des sols est essentielle. Aussi conçoit-on aisément toute l'importance que revêt l'étude de ce phénomène. Plusieurs études sur la quantification des terres érodées ont déjà été menées dans la région (Thioubou, 2001 ; Yacouba *et al.*, 2002 ; Diallo *et al.*, 2004). La plupart de ces études se sont intéressées à la quantification de l'érosion au niveau parcellaire. D'autre part, les études au niveau des petits bassins versants (Lamachère, 1990 ; Karambiri, 2003) ne permettent pas de comprendre la réponse érosive élémentaire. La mesure à l'exutoire du bassin versant donne une estimation globale de l'érosion, en prenant en compte toute la complexité des processus hydrodynamiques. Cependant, existe-t-il un lien direct entre l'érosion au niveau des parcelles et la quantification du transport solide à l'exutoire. Si la réponse à cette question peut paraître évidente, peu de méthodes ou modèles d'extrapolation existent, et l'on ne sait toujours pas estimer avec une marge raisonnable l'érosion à l'exutoire d'un bassin versant à partir des observations locales. Les problèmes rencontrés dans ces transferts proviennent des phénomènes spécifiques au bassin versant et non pris en considération lors de l'étude à la parcelle. Certes, les lois de la physique sont universelles, mais elles s'appliquent aux différentes échelles avec des magnitudes qui leurs sont propres, si bien que les lois dont la prise en compte est efficace à une échelle peuvent être inutiles à la caractérisation de l'autre (Planchon, 1990)

L'érosion hydrique dépend de l'échelle. Les résultats les plus courants font état d'une diminution lorsque l'échelle augmente (Le Bissonnais *et al.*, 1998 ; Joel *et al.*, 2002 ; Wilcox *et al.*, 2003 ; Cerdan *et al.*, 2004 ; Parsons *et al.*, 2006). D'autres résultats indiquent une variabilité ou complexité de cette tendance (Cammeraat, 2002), une absence (Mathier & Roy, 1996) ou encore une tendance inverse (Church *et al.*, 1999 cité dans De Vente *et al.*, 2007). Plusieurs auteurs ont souligné les limites des extrapolations de l'érosion mesurée sur les petites parcelles à des surfaces plus grandes (Govers, 1991 ; Mannaerts, 1992 ; Cammeraat, 2002 ; Leser *et al.*, 2002 ; Cerdan *et al.*, 2006). De simples extrapolations des mesures ponctuelles conduisent généralement à des surestimations du ruissellement et d'érosion à l'échelle du bassin versant, du fait de la non-linéarité des processus hydrologiques et érosifs (Lesschen *et al.*, 2009). Selon Cammeraat (2002) l'agrégation linéaire de la petite à la grande échelle est impossible en raison de la présence de nombreux seuils et des processus non linéaires à des échelles spécifiques et également de la connexion entre les échelles. Comme l'ont expliqué Leser *et al.* (2002), l'érosion n'affecte que les parties des champs (dans les agro-écosystèmes) et l'extrapolation de telles données à de plus grandes échelles entraînerait de graves jugements erronés des processus d'érosion sur l'ensemble du bassin. Parsons *et al.* (2004) suggèrent que le rôle joué par l'échelle va dépendre du degré d'érosion en nappe et en rigoles. Bien qu'il n'existe de simples relations pour estimer l'érosion en fonction de la taille

de la parcelle (Morgan, 1995), les techniques polynomiales sont souvent utilisées pour décrire et prévoir l'accroissement global de l'érosion du sol avec la longueur de la pente.

α L'extrapolation des résultats d'érosion issues des parcelles expérimentales à de plus grands domaines est par conséquent un processus très périlleux (Parsons *et al.*, 2004, 2006; Fleskens & Stroosnijder, 2007; Gómez *et al.*, 2008). Il est donc nécessaire d'effectuer des mesures d'érosion à plus plusieurs échelles spatiales afin de mieux appréhender la façon dont l'échelle d'observation et de mesure affecte le taux d'érosion.

Le ruissellement lié à de fortes précipitations entraîne le départ de terre par érosion de façon spectaculaire. Cela a des impacts environnementaux parmi lesquels la perte de la fertilité des sols, le comblement précoce des retenues d'eau (barrages, mares, lacs) réduisant ainsi leur capacité d'emmagasinement et entraînant une dégradation de la qualité des eaux et des conflits d'usage. La perte en éléments nutritifs est la conséquence la plus grave de l'érosion. Au fil des années, les parcelles érodées s'appauvrissent, le taux de matière organique de l'horizon de surface et sa teneur en éléments minéraux s'amenuisent. Ces phénomènes ne sont généralement pas compensés par des apports d'éléments minéraux et organiques. La plupart des paysans ne peuvent pas accéder à ces intrants ou les utilisent à faible dose. Dans le cas où ils les utilisent, le ruissellement et l'érosion réduisent leur efficacité par transport hors de la parcelle. C'est donc avant tout pour préserver la fertilité de leurs sols, principal outil de travail, que les agriculteurs se doivent d'intervenir pour limiter ce processus de ruissellement et d'érosion des sols. La compréhension des processus d'érosion dans différents environnements et à différentes échelles spatiales est nécessaire pour l'identification des zones à risque majeur d'érosion et de perte de fertilité, et pour définir d'éventuelles stratégies d'adaptation.

Les processus érosifs constituent un système complexe s'opérant à des échelles variées aussi bien spatiales que temporelles. Dans l'espace, l'érosion débute à l'échelle de la particule, du versant, du bassin versant et se prolonge jusqu'au continent. Les effets dans le temps varient de l'échelle journalière, à celle saisonnière et même à l'échelle cyclique. Comment estimer à partir des données pédologiques, les risques d'érosion, de ruissellement et de dégradation de la structure superficielle. Dans ce chapitre, on se propose de quantifier à différentes échelles spatiales et dans différents environnements du bassin versant de Tougou, les pertes en terre afin de mieux appréhender la manière dont l'échelle de mesure affecte l'érosion hydrique.

V – 2 Analyse multi-échelle de l'érosion hydrique

α
α Le but de cette étude est de connaître les facteurs explicatifs des processus d'érosion dans le bassin versant de Tougou en s'appuyant sur les observations effectuées au niveau 18 parcelles expérimentales, deux micro-bassins versants et le bassin versant durant les années 2010 et 2011, puis de mesure l'effet d'échelle de la parcelle. Les objectifs poursuivis sont :

- (iv) Evaluer l'impact des pratiques culturales sur le taux d'érosion des sols à l'échelle des champs agricoles (parcelles expérimentales de 150 m²) ;

- (v) Evaluer dans quelle mesure des données issues des parcelles expérimentales peuvent être extrapolées à des plus grandes échelles ;
- (vi) L'impact de l'échelle sur l'érosion des sols des sous-bassins au bassin versant.

Les résultats sont d'abord présentés et discutés de manière globale pour l'ensemble des deux campagnes de mesure. Une analyse plus détaillée de chaque campagne est ensuite effectuée en s'appuyant sur les principaux événements de chaque saison de pluie. Enfin, une modélisation à l'aide du modèle Wischmeier a été effectuée en vue d'estimer les pertes en terre à l'échelle parcellaire.

V – 2.1 Démarche expérimentale et méthodologie d'analyse

L'approche expérimentale adoptée ici consiste d'une part à quantifier l'érosion à plusieurs échelles spatiales, depuis l'érosion en nappe à l'échelle des parcelles de surfaces de 1 à 150 m², des micro-bassins expérimentaux, jusqu'à l'exutoire du bassin versant, y compris un barrage en exploitation ; d'autre part, nous avons recherché un modèle régressif pouvant expliquer la relation entre débits solide et liquide pour les différentes formes d'érosion.

Les processus de ruissellement et d'érosion observés ont été décrits à l'aide des variables suivantes : (i) la quantité des pluies (P), (ii) l'intensité maximale des précipitations à 30 minutes ($I_{\max-30}$), (iii) la lame d'eau ruisselée (lr) et le coefficient de ruissellement (Cr), (iv) la charge totale du charriage de fond (C_{CDF}), (v) la concentration moyenne de sédiments en suspension (C_s) ainsi que la charge totale des sédiments en suspension (C_{MES}), la charge totale solide (CTS). Les relations entre toutes ces variables ont été étudiées en utilisant des techniques classiques de statistique afin d'analyser les facteurs influençant l'érosion. Les données ont d'abord été analysées à l'échelle des parcelles afin d'évaluer l'impact de la gestion des sols (cultivé vs non cultivé) sur la réponse érosive et puis à l'échelle des sous bassins et bassin versant afin d'évaluer les effets d'échelle dans le transport des sédiments.

Cette étude est également conduite au moyen d'une analyse statistique des données acquises sur les différentes parcelles au cours des deux années 2010 et 2011. La normalité des séries des données d'érosion des trois parcelles de chaque site a été vérifiée en utilisant les tests de Shapiro-Wilk, d'Anderson-Darling et de D'Agostino. Du fait que les distributions de séries ne sont pas normales, les différences de la production des sédiments des trois parcelles du même site, de même taille, ont été analysées en utilisant les tests de Kruskal-Wallis et de Mann-Whitney. L'analyse statistique des données devra permettre de déterminer la surface minimale nécessaire pour observer les processus élémentaires à l'origine de l'érosion diffuse sur les parcelles agricoles. Il s'agit par ailleurs d'évaluer la maille élémentaire représentative de la surface étudiée.

V – 2.2 Résultats

Dans un premier temps, les résultats des parcelles en milieu cultivé sont présentés pour une série d'événements ayant entraînés un ruissellement à toutes les échelles d'observation. Ces résultats ont permis d'illustrer l'influence des pratiques culturales sur l'érosion. Dans un deuxième temps, les mêmes résultats en milieu dégradé et non cultivé sont présentés ; ce qui a permis de mettre en évidence l'influence des caractéristiques des précipitations sur la production des sédiments aux échelles de mesures. Enfin, les résultats de l'analyse statistique ont permis de vérifier les différences des pertes en terre entre les différentes échelles d'observation, avant d'aborder la question de l'effet d'échelle sur l'érosion.

V – 2.2.1 Caractéristiques des sols des parcelles expérimentales

Le bassin versant de Tougou présente une diversité de sols dont les principaux sont les sols peu évolués des moyens et bas glacis et les sols ferrugineux lessivés des plaines alluviales. Le *Tableau V - 1* présente les résultats d'analyses granulométriques et sédimentologiques réalisées sur les échantillons de pertes en terre de chaque site. Le but de l'analyse granulométrique est de définir le facteur d'érodabilité K des sols étudiés

Tableau V - 1 : Texture des échantillons des pertes en terre des parcelles expérimentales

Désignation	Site 1 : C	Site 2 : C	Site 3 : C	Site 4 : ERO	Site 5 : G	Site 6 : DES
Argile : < 2 µm	3.4%	2.8%	3.2%	5.8%	0.7%	0.4%
Limon fin : 2 à 20 µm	5%	3.9%	5.8%	1.2%	0.6%	1.0%
Limon grossier : 20 à 50 µm	9.8%	6.3%	9.1%	3.0%	2.0%	0.5%
Sable fin : 0.05 à 0.315 mm	58.8%	60.8%	56.8%	64.6%	60.6%	68.8%
Sable moyen : 0.315 à 1.25 mm	15%	17.2%	13.0%	21.5%	27.9%	26.2%
Sable grossier : 1.25 à 2 mm	7.6%	7.8%	11.7%	3.7%	7.8%	2.8%
C (g/Kg)	3.4	4.0	2.5	-	-	-
pH (eau)	6.90	7.35	7.54	6.81	7.43	7.63

Les analyses de la granulométrie révèlent une forte proportion de sable avec une proportion modérée de limon particulièrement en milieu cultivé dont le taux oscille entre 10% et 15%. Ces résultats sont cohérents avec la description des croûtes présentée au chapitre 1, (§ I-3.1.1, p. 26). Les croûtes structurales sont constituées de micro-horizons de sables moyens surmontant des sables fins et d'une fine pellicule plasmique limoneuse. L'appauvrissement en argile par érosion sélective et par ruissellement en nappe combinée à la teneur en limon entraîne la création d'un horizon superficiel propice à la formation de croûtes de battance, ce qui augmente le ruissellement. Les analyses chimiques, révèlent que le taux de carbone organique des sédiments érodés issus des parcelles est faible. Cela justifie que les sols correspondants ont une teneur faible en carbone organique.

La forte proportion de sable (plus de 80%) des sédiments érodés sur les croûtes d'érosion et gravillonnaire justifie que dans ce milieu l'érosion hydrique et fortement influencé par l'érosion éolienne. L'ensemble des sols présentent un pH neutre, oscillant autour de 7.

V – 2.2.2 Variabilité spatio-temporelle de l'érosion hydrique

Une revue de la littérature ainsi que nos propres observations de l'érosion des sols aux différentes échelles spatiales montrent que les pertes en terre sont fonction de la taille et de la nature des sols de l'unité de mesure. Ainsi, l'érodibilité des terres, facteur de susceptibilité à l'érosion et au ruissellement, varie suivant le type de sol, la saison et les pratiques culturales. Elle présente une grande variabilité spatio-temporelle.

Les résultats des pertes en terre des différentes unités de mesure sont illustrés par la *Figure IV - 2*. Afin de faciliter la comparaison statistique des données recueillies, la dégradation spécifique est rapportée en t/ha. La comparaison des résultats obtenus aux différentes échelles d'observation montre clairement que les pertes en terre sont nettement supérieures sur sols nus et dégradés que sur sols cultivés. D'autre part, sur un même état de surface, l'érosion décroît avec l'augmentation de la superficie. Cette tendance, qui a déjà été observée par de nombreux chercheurs, confirme que les processus d'érosion des sols sont complexes et régis par de nombreux paramètres dont certains sont particulièrement sensibles à l'échelle.

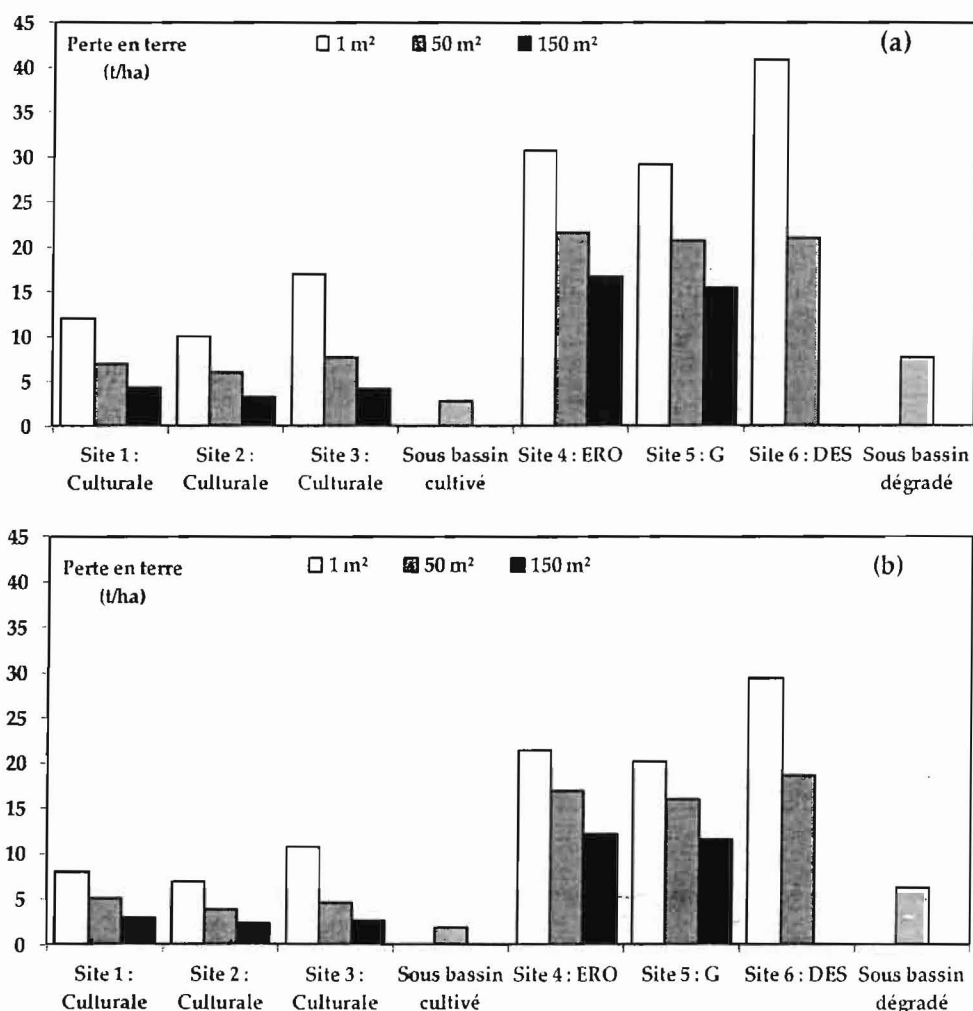


Figure V - 1 : Perte en terre aux différentes échelles d'observation pour les principaux états de surface du bassin de Toucou : (a) – année 2010 et (b) – année 2011.

À l'échelle unitaire, il existe une nette différence entre l'érosion sur les parcelles des sols dégradés (ERO, G et DES) et les parcelles des sols cultivés ; les pertes en terre sur les parcelles cultivées sont faibles (< 17 t/ha). Elles varient de 7 t/ha à 16.9 t/ha dont la plus faible s'observe au niveau du site 2. Cette variation à l'échelle unitaire des pertes en terre en milieu cultivé est due au fait que les propriétés hydrodynamiques des 3 sites sont différentes ; le microrelief, la structure et la texture des sols varient également d'une surface à une autre. Ces résultats permettent de montrer l'importance des caractéristiques physiques et des hétérogénéités de chaque état de surface dans les processus d'érosion élémentaires. En zone dégradée, les croûtes ERO et G ont un comportement érosif similaire. Les valeurs observées varient entre 20 t/ha à 31 t/ha. Les plus fortes valeurs d'érosion sont observées au niveau de la croûte DES avec des valeurs pouvant atteindre 41 t/ha.

Les tendances décrites ci-dessus s'observent également à l'échelle de 50 et 150 m² pour ce qui est des deux types de sols (cultivés et non cultivés). Malgré la forte variation enregistrée d'un état de surface à un autre, l'érosion reste plus faible que celle observée sur la parcelle de 1 m² du même état de surface ; l'effet de "surface" semble être très manifeste.

Les pertes en terre dans les parcelles sont étroitement liées au ruissellement superficiel et donc à la nature de la pluie. Ruissellement et érosion résultent d'interactions complexes entre plusieurs facteurs : la pluie, la nature et l'utilisation des sols (Le Bissonnais, 2000). Sous faible intensité de pluie, la quantité de matières observées dans le ruissellement à la sortie des parcelles est nulle ou très faible. Les premières grandes pluies du début de saison produisent des ruissellements importants et apportent beaucoup de matériaux. Dès lors que les parcelles sont travaillées "travail minimum du sol", les ruissellements et les quantités de terres érodées deviennent très faibles. Il en résulte que le travail superficiel du sol augmente la capacité d'infiltration et la rétention superficielle du sol en maintenant poreuse la surface du sol et en créant des obstacles au ruissellement. Sous forte intensité, l'érosion devient notable. Dans ces conditions, la quantité érodée peut quelquefois avoisiner le tiers des pertes annuelles.

En résumé, les valeurs de pertes en terre issues d'observations et de mesures dans des parcelles expérimentales, permettent de comprendre que l'érosion hydrique ne concerne pas seulement les zones à fortes pentes. Ainsi, avec des pentes de 1% à 2%, des pertes en terre de 2.5 à 16.9 t/ha sur les parcelles cultivées traditionnellement, et de 11.5 à 41 t/ha sur des sols nus et dégradés ont été observées sur le bassin de Tougou. Ces deux intervalles de variation des valeurs annuelles de dégradation spécifique des sols montrent la différence significative qui existe dans le comportement érosif des deux paysages. L'érodibilité des sols présente donc une variabilité spatiale très faible au sein de la même unité-sol et une plus forte entre les différents types de sols.

Les mesures d'érosion sur les parcelles et leurs caractéristiques géométriques permettent de dégager le fonctionnement saisonnier à l'échelle de la parcelle. En effet, les parcelles étant isolées, le fonctionnement a consisté à l'arrachement et au transport des particules. Durant les 2 années de suivi, nous n'avons pas observé le creusement de rigoles qui est fréquent dans la configuration des parcelles ouvertes ou celui des grands champs agricoles.

a) Bilan annuel des pertes en terre à l'échelle parcellaire

Le bilan des pertes en terre à chaque échelle d'observation a été calculé en tenant compte de la présence de chaque type d'état de surface à l'intérieur de chaque sous bassin (moyenne pondérée). En rappel, les sites S₁, S₂ et S₃ occupent respectivement 40%, 25% et 35% de la superficie total du sous bassin cultivé. De même, les croûtes ERO, G et DES représentent dans le même ordre 35%, 64% et 1% de la superficie totale du sous bassin dégradé. Ainsi, le *Tableau V - 2* présente pour les années 2010 et 2011 et pour chaque échelle d'observation le bilan annuel des pertes en terre pour les deux types d'occupation des sols du bassin de Tougou. On note une variabilité interannuelle des quantités de sédiments exportés à chaque échelle d'observation. Cette variabilité diminue avec l'augmentation de l'échelle de mesure. Sur les sols cultivés, les pertes en terre sur les parcelles de 1 m² sont respectivement en moyenne 12.6 t/ha et 8.4 t/ha en 2010 et 2011. À l'échelle des parcelles de 50 et 150 m², elles sont respectivement 6.9 t/ha et 4.0 t/ha pour l'année 2010 ; en 2011 ces valeurs sont respectivement 4.6 t/ha et 2.7 t/ha. Sur les sols dégradés et non cultivés, l'érosion sur les parcelles de 1 m² est respectivement en moyenne 29.9 t/ha et 20.9 t/ha en 2010 et 2011. À l'échelle des parcelles de 50 et 150 m², elle est évaluée respectivement 21.2 t/ha et 15.9 t/ha pour l'année 2010 ; en 2011 elle avoisine respectivement 16.4 t/ha et 11.8 t/ha.

Tableau V - 2 : Bilan annuel des pertes en terre aux différentes échelles d'observations pour les principaux sols du bassin de Tougou.

Année	CDF	2010		CDF	2011	
		MES	CTS		MES	CTS
PZC - 1 m ²	10.1	2.5	12.6	6.8	1.6	8.4
PZC - 50 m ²	5.5	1.3	6.9	3.6	0.9	4.6
PZC - 150 m ²	2.7	1.3	4.0	1.8	0.8	2.7
PZN - 1 m ²	21.4	8.5	29.9	14.9	6.0	20.9
PZN - 50 m ²	12.9	8.3	21.2	10.3	6.1	16.4
PZN - 150 m ²	8.6	7.1	15.7	6.2	5.6	11.8

CDF, Charriage de fond ; MES, Matières en suspension ; CTS, Charge totale solide ; PZC, Parcelle en zone cultivée ; PZD, Parcelle en zone dégradée.

Ces résultats montrent une plus grande sensibilité à l'érosion hydrique des sols dégradés à croûtes superficielles comparativement aux sols en zone de cultures, et corroborent ceux trouvés par Karambiri (2003) en zone sahélienne du Burkina où les parcelles à croûtes d'érosion donnent des taux d'érosion élevés. Cette forte sensibilité à l'érosion des sols dégradés s'explique essentiellement par leur nature et leur perméabilité. En effet, ces sols présentent des taux d'infiltration faibles les rendant plus sensibles au détachement des particules par effet "splash". En milieu cultivé, le travail superficiel du sol favorise l'infiltrabilité des sols et augmente la capacité de stockage superficielle qui diminue l'effet splash. De plus, la mise en cultures assure également une protection du sol contre l'effet des gouttes de pluie et réduit considérablement l'érosion.

Les sédiments exportés sont essentiellement sous forme de charriage de fond (CDF) constitué de matériaux grossiers piégés au niveau du collecteur des parcelles. Les matières en suspension (MES) représentent respectivement en moyenne 19%, 20% et 32% de la charge totale solide (CTS) pour les parcelles de 1 m², 50 m² et 150 m² des sols cultivés (Figure V - 2). Sur les sols dégradés et non cultivés, les taux de matières en suspension sont 29%, 38% et 47% de la charge totale solide. On remarque donc que quelque soit le paysage, le taux de matières en suspension croît avec l'augmentation de la superficie ou plus précisément l'augmentation de la longueur ruisselante. Ceci s'explique par le fait que sur les parcelles expérimentales, le ruissellement diffus est prépondérant ; l'écoulement est donc laminaire avec une faible lame d'eau ruisselante dépassant rarement les aspérités de surfaces. Les vitesses de ruissellement sont faibles l'ordre de 20 cm/s. La capacité de transport du ruissellement diffus est limitée aux particules les plus fines (Parsons *et al.*, 1991).

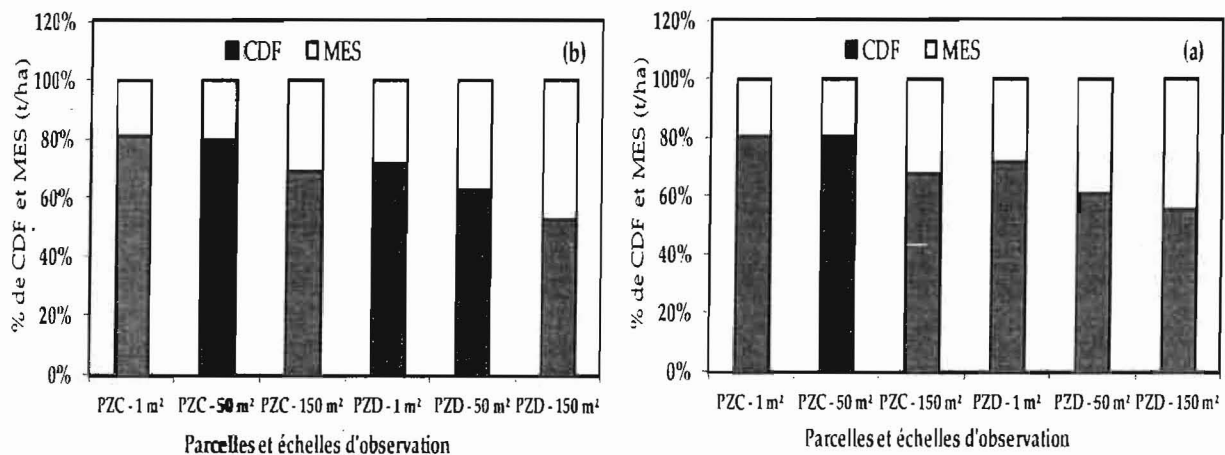


Figure V - 2 : Pourcentage de charriage de fond et de matières en suspension aux différentes échelles pour les principaux états de surface du bassin de Tougou : (a) – 2010 et (b) – 2011.

PZC : Parcelles en zone cultivée ; PZD : Parcelles en zone dégradée.

Il est intéressant de souligner qu'au Sahel, l'érosion hydrique et l'érosion éolienne sont étroitement associées en raison des vents dont les plus violents précèdent très souvent la pluie. En raison de l'architecture de nos parcelles de mesure dont les bordures des tôles constituent de véritables brise-vents qui modifient les écoulements de l'air et favorisent des dépôts éoliens très importants, les valeurs annuelles de pertes en terre obtenues à ces échelles sont influencées par les processus éoliens. L'estimation des quantités de matière transportée par le vent est un exercice très difficile au niveau de la parcelle bien que la manifestation du phénomène soit fréquente intense et diversifiée. Ces dépôts éoliens au sein des parcelles peuvent perturber considérablement la dynamique en favorisant l'infiltration et/ou en constituant une source de sédiments facilement mobilisable par le ruissellement (Rajot *et al.*, 2009). En effet, l'interaction entre l'érosion hydrique et l'érosion éolienne est faible en zone cultivée en raison de la présence de la végétation (arbres, arbustes, cultures) pendant l'hivernage. Un sol totalement couvert de végétation est entièrement protégé contre l'action des vents dont la force érosive, toute chose étant égale, est directement

proportionnelle à la capacité de freinage de la matière végétale en présence. Aussi, la végétation a déjà souvent été utilisée pour réduire ou anéantir l'énergie érosive des vents. À cause de la "nudité" du paysage des sols dégradés, l'interaction érosion hydrique et éolienne y est plus forte. C'est ainsi que pour diminuer l'effet de l'érosion éolienne, les bordures des parcelles sont quotidiennement nettoyées.

b) Bilan annuel des pertes en terre à l'échelle du bassin versant

À l'échelle des sous bassins et du bassin versant, les caractéristiques des écoulements liquides et solides de chaque épisode pluvieux permettent d'estimer la charge totale solide transitant à l'exutoire de chaque unité hydrologique. La quantité annuelle des matières exportées est la somme des charges solides de tous les épisodes pluvieux et traduit la dégradation spécifique moyenne de chaque unité hydrologique. À l'échelle du sous bassin cultivé, l'érosion en nappe et linéaire est très modeste et n'a guère dépassé les 3 t/ha/an durant les deux années d'observation (*Tableau V - 3*). Ceci est dû au fait que le couvert herbacé s'installe et se développe rapidement dès les premières pluies. Ce phénomène met également en évidence l'effet protecteur du couvert végétal par interception des gouttes de pluies. Cependant, il ne faut pas négliger l'effet des pratiques culturales des paysans qui permettent de diminuer le ruissellement et par ricochet le transport des sédiments. Les mesures de transports de sédiments effectuées à l'exutoire du sous bassin dégradé ont permis d'estimer une dégradation spécifique moyenne de 7.8 t/ha en 2010 et 6.4 t/ha en 2011. En comparaison au sous bassin cultivé, on remarque qu'on perd entre 2.8 à 3.3 plus de terre sur les sols nus et dégradés.

À l'échelle du bassin versant, les exportations solides sont respectivement de 4.1 t/ha en 2010 et 2.2 t/ha en 2011. Tout comme à l'échelle des sous bassins, elles sont corrélées à la pluviométrie moyenne annuelle.

Cependant, les fortes valeurs de l'érosion obtenues dans les sous-bassins et du bassin versant (*Tableau V - 3*) pour l'année 2011 ont suscité notre curiosité pour une année considérée comme sèche. En effet, quelques événements extrêmes observés ont généré à l'échelle événementielle d'importants apports de sédiments. L'épisode pluvieux du 25/06/2011, d'une quantité moyenne égale à 56 mm et d'intensité maximale à 30 minutes égale à 64 mm/h, a engendré une exportation de 0.68 t/ha hors du bassin versant. De même, l'événement du 13/07/2011 dont la quantité moyenne et l'intensité maximale à 30 minutes sont respectivement 43 mm et 52 mm/h a entraîné un apport de sédiments de 0.36 t/ha. Les 34 mm de pluie du 12/08/2011 d'intensité I_{30min} égale à 42 mm/h ont provoqué une charge totale solide de 0.26 t/ha. Ces trois événements pluvieux représentant 29% du total pluviométrique annuel ont produit près de 59% des apports solides annuels à l'exutoire du bassin versant. Il semblerait que les quantités annuelles de sédiments exportées dépendent de l'importance des événements averses-crues. Toutes choses égales par ailleurs, ce phénomène est amplifié par leur répartition dans la saison en raison du développement du couvert végétal durant la saison des pluies. Ces observations confirment ceux de Karambiri (2003) qui a montré sur un

petit bassin sahélien qu'environ 80% des pertes en terre annuelles sont causées par moins de 40% du cumul annuel des pluies. Ce trait est caractéristique du milieu sahélien.

Tableau V - 3 : Résultats des mesures de transports de sédiments aux exutoires des sous bassins et du bassin versant en 2010 et 2011.

Année	Pluie (mm)	2010		2011		
		Lr (mm)	CTS (t/ha)	Pluie (mm)	Lr (mm)	CTS (t/ha)
BV1	649	106	2.8	460	67	2.0
BV2	664	344	7.8	467	242	6.4
BV0	672	169	4.1	449	87	2.2

En resituant nos résultats de dégradation spécifique moyenne dans un contexte sahélien plus général, la *Figure V - 3* permet de visualiser la répartition de l'érosion en fonction de la taille des bassins étudiés. On note que les données sur Tougou respectent l'allure générale de la décroissance des quantités de sédiments avec l'augmentation de la taille des bassins étudiés, mais sont supérieures aux autres valeurs de la littérature, certainement à cause des nouvelles conditions environnementales marquées par une plus forte influence des activités anthropiques sur la dégradation des sols (Karambiri, 2003).

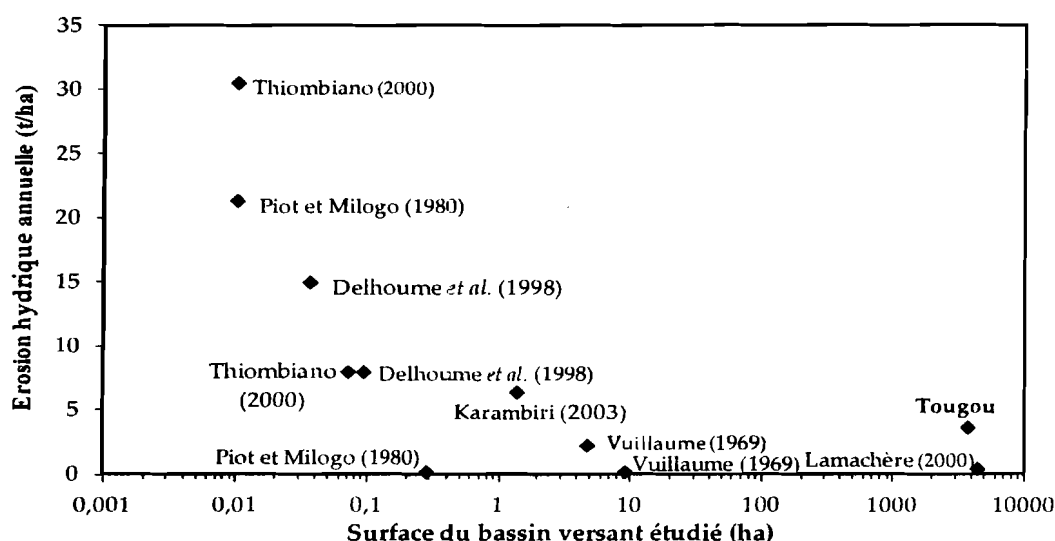


Figure V - 3 : Evolution de l'érosion spécifique en fonction de la taille du bassin versant en zone sahélienne

c) Rôles des pratiques culturales sur l'érosion

L'application d'un système de culture sur une parcelle détermine au cours du temps une évolution cyclique des états de surface et de l'occupation du sol. Chaque système de culture suppose une répétition d'opérations culturales induisant des discontinuités dans l'évolution des propriétés physiques des sols et fixent pour chaque culture un calendrier d'occupation et de recouvrement des sols. De par ses actions, l'exploitant agricole peut contribuer à accélérer ou au contraire à ralentir la dégradation superficielle des sols.

Les opérations **culturelles** modifient l'état structural du sol, mais les conséquences vis à vis des possibilités d'infiltration diffèrent selon les techniques utilisées et leur date de réalisation par rapport aux périodes pluvieuses. Tout travail du sol visant à l'implantation des cultures, tel que le labour et les semis, ou à la lutte contre les adventices, tel que le sarco-buttage, ont pour conséquence un accroissement instantané de la capacité d'infiltration. Elles constituent donc un frein au ruissellement en réduisant sa vitesse et par conséquent, sa force tractrice.

Nous distinguons deux types de travail du sol majoritaire dans le bassin de Tougou : labour moyen + sarclage + buttage et labour léger + sarclage + binage. Nos observations ont montré que les plus faibles valeurs du ruissellement et d'érosion ont été obtenues sur les parcelles labourées moyennement avec des sarco-buttages. Le travail du sol permet de limiter le ruissellement et l'érosion. Mais cet effet n'opère que durant un temps limité après une opération de travail du sol.

Si le travail du sol permet de réduire à l'échelle événementielle le ruissellement et l'érosion, à long terme, il baisse le niveau de fertilité et le taux de matière organique des sols. Le travail du sol conditionne fortement la dynamique de la matière organique. Or, la matière organique joue un rôle important dans la stabilité de la structure des sols. La façon de travailler le sol semble donc être vitale pour la fertilité des sols. À cet égard, si la technique n'est pas adaptée, le travail du sol apparaît comme un facteur négatif de la stabilité des sols.

L'une des techniques innovantes pour limiter le ruissellement et l'érosion des terres arables et assurer à long terme la fertilité des sols est le labour de conservation. Le labour de conservation "Conservation tillage" est un terme générique qui regroupe toutes les pratiques limitant les perturbations verticales du sol (non retournement) et qui permettent une couverture du sol par les résidus sur au moins 30 % de la surface après le semis. Ce taux de couverture minimum pour limiter l'érosion hydrique du sol a été estimé par l'USDA (2008). Le labour de conservation est préféré au labour conventionnel (labour qui laisse entre 0 et 15 % de résidus de la culture précédente) dont les pratiques ont été remises en cause pour leur impact sur l'érosion des sols. La FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) préconise de plus en plus les techniques de labour de conservation ou de non labour pour assurer la durabilité de l'agriculture ; c'est un des grands principes de l'agriculture de conservation. Au-delà de cette raison, les agriculteurs y voient un moyen de réduire le temps de travail et le coût de la main-d'œuvre.

V – 2.2.3 Analyse statistique de l'érosion aux différentes échelles

a) Quelques valeurs statistiques de l'érosion hydrique

Comme cela a été fait pour le ruissellement, nous nous sommes intéressés aux critères qui quantifient les différentes caractéristiques de la distribution des séries des pertes en terre aux différentes échelles d'observation. Le Tableau V - 4 présente pour chaque parcelle

expérimentale les principales valeurs des paramètres de position et de dispersion des pertes en terre.

Comme dans le cas de la variable "Ruissellement", la dispersion des données autour de leur moyenne est plus élevée sur les parcelles en milieu cultivé qu'en milieu dégradé. Par contre, des données atypiques ont été observées au niveau des hautes valeurs. En se référant aux valeurs instantanées de la charge totale solide, ces valeurs correspondent aux ruissellements observés lors des fortes pluies de début de saison (période où les sols sont encore encroûtés) ou celles tombées après la reconstruction des croûtes structurales à la suite d'un travail du sol. Ces forts taux de ruissellement produisent d'importantes pertes en terre pouvant atteindre 2.5 t/ha à l'échelle unitaire. Ces valeurs confirment que le travail du sol réduit le ruissellement en favorisant l'infiltration et la détention superficielle. Cependant, l'effet du travail diminue car la détention superficielle diminue au fur et à mesure que le microrelief du labour s'érode et que le ruissellement s'est frayé un passage à travers eux.

Tableau V - 4 : Quelques valeurs statistiques des pertes en terres aux différentes échelles d'observation et sur différents états de surface.

Parcelle	Q1	Min	Médiane	Moyenne	Max	Q3	Ecart type	Coefficient de variation	Nombre atypique inférieur	Nombre atypique supérieur
S ₁ -1	0.248	0.049	0.372	0.505	2.175	0.703	0.410	0.812	0	1
S ₁ -50	0.110	0.033	0.179	0.295	1.401	0.384	0.286	0.972	0	2
S ₁ -150	0.083	0.024	0.124	0.176	0.730	0.241	0.139	0.788	0	1
S ₂ -1	0.284	0.089	0.349	0.459	1.743	0.600	0.305	0.663	0	1
S ₂ -50	0.124	0.040	0.218	0.258	1.138	0.358	0.203	0.788	0	1
S ₂ -150	0.088	0.045	0.104	0.145	0.608	0.161	0.110	0.759	0	4
S ₃ -1	0.416	0.157	0.710	0.744	2.802	0.950	0.469	0.630	0	1
S ₃ -50	0.159	0.043	0.228	0.316	1.295	0.448	0.244	0.772	0	1
S ₃ -150	0.075	0.026	0.134	0.173	0.672	0.232	0.136	0.789	0	2
S ₄ -1	0.480	0.098	0.878	1.002	2.935	1.448	0.654	0.653	0	1
S ₄ -50	0.310	0.116	0.655	0.729	1.727	1.095	0.464	0.637	0	0
S ₄ -150	0.185	0.056	0.484	0.544	1.586	0.850	0.391	0.719	0	0
S ₅ -1	0.519	0.244	0.846	0.951	2.414	1.257	0.527	0.554	0	1
S ₅ -50	0.350	0.163	0.589	0.689	1.755	1.003	0.404	0.586	0	0
S ₅ -150	0.189	0.082	0.419	0.508	1.620	0.739	0.366	0.721	0	1
S ₆ -1	1.004	0.040	1.289	1.526	3.500	2.100	0.804	0.527	0	0
S ₆ -50	0.502	0.018	0.774	0.791	2.115	1.055	0.428	0.541	0	2
S ₆ -50_2	0.577	0.168	0.781	0.802	2.191	1.026	0.371	0.462	0	2

Une représentation des pertes en terre recueillies à chaque échelle d'observation et sur chaque état de surface est illustrée par la Figure V - 4.

Pour la plupart des parcelles expérimentales, la médiane de la distribution des points n'est pas centrée dans la boîte et les "moustaches" ne sont pas toujours symétriques. De plus, la médiane est inférieure à la moyenne, ce qui signifie que la distribution de chaque série est

allongée vers les grandes valeurs. La différence significative entre la médiane et la moyenne permet de diagnostiquer que les séries sont dissymétriques.

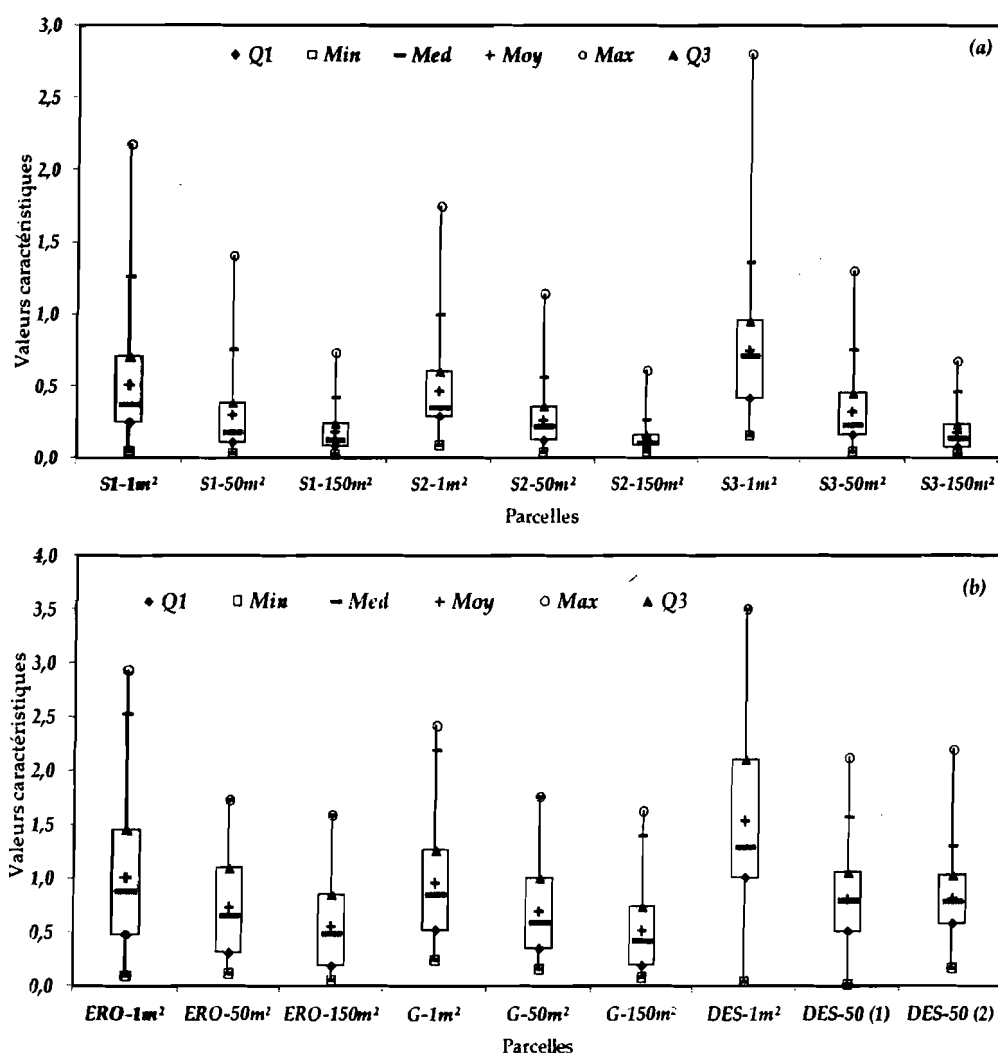


Figure V - 4 : Illustration des valeurs caractéristiques des pertes en terre sur les parcelles expérimentales : (a) parcelles sur sols cultivés ; (b) parcelles sur sols nus et dégradés.

b) Résultats des tests statistiques

Les séries des pertes en terre aux différentes échelles d'observation étant dissymétriques, des tests non paramétriques ont été utilisés pour la comparaison des moyennes des différents échantillons. Le *Tableau V - 5* présente les résultats des tests sur l'égalité des moyennes des trois parcelles d'un même état de surface.

L'hypothèse H_0 est rejetée sur l'ensemble des 6 sites d'observation. Cela signifie que sur chaque site, au moins une des distributions est différente des 2 autres. De plus, la puissance du test de Kruskal-Wallis est satisfaisante sur tous les sites car la valeur 80% est convenable pour un risque de première espèce « rejeter H_0 alors qu'elle est en réalité vraie ». Afin de déterminer les différences entre les distributions, nous avons appliqué le test de Mann-

Whitney au seuil de 5%. Les résultats mentionnés également dans le *Tableau V - 5* montrent qu'en milieu cultivé les trois moyennes sont significatives toutes différentes. Cela pourrait signifier que les processus érosifs à l'échelle unitaire sont significativement différents de ceux observés sur les parcelles de 50 et 150 m² qui sont eux-mêmes différents. Dans 55% des cas (5 sur 9), la puissance du test de Mann-Whitney est satisfaisante puisque pour un risque de 2^{ème} espèce « *Acceptée H₀ alors qu'elle est en réalité fausse* » la valeur 95% est exigée. Dans les 4 autres cas, la puissance du test est acceptée puisque les valeurs obtenues sont supérieures à 80%.

Tableau V - 5 : Résultats des tests statistiques sur l'égalité des moyennes des pertes en terre des trois parcelles d'un même état de surface (Acc = Accepté ; Rej = Rejeté ; H₀ = Egalité des moyennes).

Localisation des sites	Nom du test		Kruskal-Wallis		Mann-Whitney		
			Résultats		Hypothèse H ₀	Résultats	Puissance du test
	Nom du site	Type de parcelle	Hypothèse H ₀	Puissance du test			
Sols cultivés	Site S ₁	1 m ²	Rej	96%	$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Rej	83%
		50 m ²			$\mu(1m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	95%
		150 m ²			$\mu(50m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	81%
	Site S ₂	1 m ²	Rej	96%	$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Rej	94%
		50 m ²			$\mu(1m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	95%
		150 m ²			$\mu(50m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	91%
	Site S ₃	1 m ²	Rej	96%	$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Rej	95%
		50 m ²			$\mu(1m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	95%
		150 m ²			$\mu(50m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	86%
Sols dégradés et non cultivés	Site S ₄ ERO	1 m ²	Rej	90%	$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Acc	49%
		50 m ²			$\mu(1m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	89%
		150 m ²			$\mu(50m^2) = \mu(150m^2)$	Acc	46%
	Site S ₅ G	1 m ²	Rej	96%	$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Acc	67%
		50 m ²			$\mu(1m^2) = \mu(150m^2)$	Rej	94%
		150 m ²			$\mu(50m^2) = \mu(150m^2)$	Acc	53%
	Site S ₆ DES	1 m ²	Rej	96%	$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Rej	95%
		50 m ²			$\mu(1m^2) = \mu(50m^2)$	Rej	95%
		50 m ²			$\mu(50m^2) = \mu(50m^2)$	Acc	75%

Sur les sols dégradés et non cultivés, les résultats des tests de Mann-Whitney sont mitigés. Ils montrent sur les 3 états de surface que les processus érosifs sur les parcelles de 1 m² et 150 m² sont significativement différents. Mais pour les parcelles de 1 et 50 m² ou encore 50 et 150 m², l'hypothèse d'égalité des moyennes est acceptée. Cependant, la puissance du test de Mann-Whitney n'est pas satisfaisante en référence aux faibles valeurs obtenues dans chaque cas. On ne peut donc pas accepter statistiquement l'égalité des moyennes entre chaque paire de parcelles car qu'il y a environ 33% à 51% de chances d'accepter à tort l'hypothèse nulle alors qu'elle est en réalité fausse. Des mesures complémentaires doivent être effectuées avant de conclure sur l'égalité des moyennes des pertes en terre pour les 2 paires d'échelles.

V – 2.2.4 Mesure de l'effet d'échelle de la parcelle sur l'érosion

Une grande **partie** des pertes en terre observée à l'échelle unitaire est due à l'effet splash en raison de la **faible** longueur ruisselante de la parcelle. Sur les parcelles de 50 et 150 m², les pertes de sédiments sont dues à l'érosion en nappe et linéaire car le ruissellement s'organise déjà. Ainsi, une **comparaison** des pertes en terre entre 1 et 50 m² est d'ordre théorique alors qu'elle est d'**ordre** méthodologique entre 50 et 150 m². Dans le second cas, la question est alors de **déterminer** la surface minimale représentative des processus élémentaires à l'origine du ruissellement et de l'érosion diffuse et linéaire sur les parcelles expérimentales.

En effet, un **nombre** adimensionnel est défini pour la mesure de l'effet d'échelle sur les pertes en terre sur les **deux** types de sol. Il s'agit du rapport des pertes en terre de la plus grande échelle (P_g) **divisé** par les pertes en terre de la petite échelle (P_p). Le Bissonnais *et al.*, (2000) ont défini le **même** rapport. Comme défini pour la variable "Ruissellement", si le rapport (P_g/P_p) est **égal** à 1, ce sont les mêmes processus de production de sédiments qui se produisent aux **deux** échelles. Si le rapport est inférieur à 1, il y a donc émergence de nouveaux **processus** à la grande échelle ; ces nouveaux processus qui réduisent les quantités de sédiments **exportées** en favorisant des dépôts sont dominants et occultent les manifestations **des** processus observés à la petite échelle. Si le rapport est supérieur à 1, il y a donc **accroissement** du potentiel du ruissellement et donc accroissement à la grande échelle des manifestations des mêmes processus observés à la petite échelle.

La **Figure V - 5** **présente** pour les deux principaux types de sol les facteurs d'échelle pour les mesures d'érosion hydrique. Un effet d'échelle très important apparaît entre les différentes parcelles expérimentales et les sous bassins.

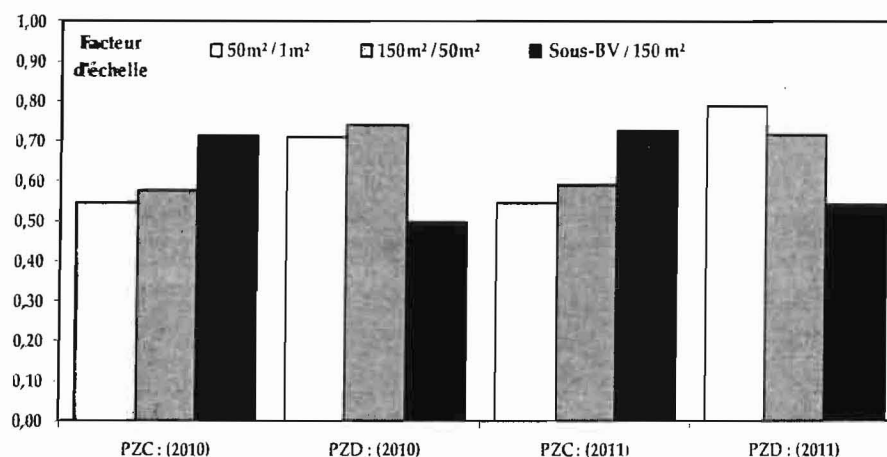


Figure V - 5 : Facteurs d'échelle pour les pertes en terre aux différentes échelles de mesure en 2010 et 2011.
PZC : Parcelles en zone cultivée ; PZD : Parcelles en zone dégradée.

La comparaison **des** résultats entre 1 et 50 m² montre que le facteur d'échelle est de l'ordre de 0.55 sur les **parcelles** cultivées et de 0.75 sur les sols dégradés et non cultivés. Entre les parcelles de 50 m² et 150 m², le facteur d'échelle est environ 0.58 en milieu cultivé et 0.73 en milieu nu et **dégradé**. De la parcelle unitaire à celle de 150 m² en passant par l'échelle de 50

m², il y a donc plus de dépôt en milieu cultivé qu'en milieu nu et dégradé. Cela est dû à l'effet du travail du sol qui en limitant le ruissellement et l'érosion au dépens de l'infiltration crée des discontinuités dans le transfert des flux liquides et solides. Cette rupture des zones ruisselantes occasionne d'importants dépôts. Par contre, les états de surface étant plus stables en milieu dégradé, il y a moins de défaut de connectivité des zones productrices de flux d'eau et de matière.

La comparaison des résultats entre 150 m² et les sous bassins est la génération spatiale à l'échelle d'une unité hydrologique homogène des mesures sur une parcelle expérimentale. Le rapport des valeurs obtenues sur les sous bassins et la parcelle de 150 m² est en moyenne 0.72 en milieu cultivé et 0.52 en milieu dégradé. On s'aperçoit qu'il y a plus de dépôts de sédiments en milieu dégradé qu'en milieu cultivé. Ceci s'explique par le fait que l'imperméabilisation des sols décroît vers l'aval, et cette décroissance est plus importante en milieu nu et dégradé qu'en milieu cultivé. De plus, la taille du sous bassin cultivé (5.5 fois inférieur au sous bassin dégradé) semble expliquer cette différence des quantités de dépôts entre les deux unités. Les processus de sédimentation qui affectent en priorité les fractions granulométriques grossières sur le bassin sont moindres à plus petite échelle. En outre, il faut aussi remarquer qu'avec l'augmentation de la superficie, il y a une décroissance des pentes et la proportion de zones à faibles pentes s'accroît, favorisant ainsi les phénomènes de sédimentation. Il est donc évident que la localisation sur les versants des zones à forte infiltrabilité est primordiale, et doit être prise en compte dans toutes les tentatives de transposition des flux liquides et solides. Planchon (1988) montre en effet que les sédiments détachés du haut des versants sont susceptibles de se déposer en bas de pente plutôt que d'être exportés hors du bassin.

V – 2.3 Discussions

V – 2.3.1 Erosion hydrique

Nous avons analysé pour une série d'événements pluvieux l'érosion hydrique sur des parcelles expérimentales fermées installées sur différents états de surface, sur deux unités hydrologiques en termes d'occupation des sols et à l'exutoire du bassin de Tougou. Les résultats ont montré que les pertes en terre sont plus élevées sur les sols nus et dégradés que sur les sols cultivés. Selon l'échelle d'observation, les pertes en terre sont réduites 2.5 à 4.5 fois sur les sols cultivés par rapport aux sols dégradés et non cultivés. De plus, les résultats mettent en évidence la diminution de l'érosion des sols avec l'augmentation de la surface d'observation. Ces tendances, qui ont été déjà observées par de nombreux chercheurs sont principalement dues d'une part, à l'effet protecteur du couvert végétal et aux bonnes pratiques culturales mises en œuvre par les paysans, et d'autre part, à l'émergence des nouveaux processus dominants à certaines échelles.

Diallo *et al.*, (2006) ont mesuré en région soudanienne du Mali le ruissellement et l'érosion sur 8 parcelles de 100 m² où la pente est comprise en 1 et 2%. Les parcelles sont installées sur

sol ferrugineux tropical et sol brun vertique, avec des modes d'occupation (jachère, culture de maïs, sol nu) et de pratiques agricoles différents (labour conventionnel, travail minimum du sol). Sur les deux types de sols, le taux d'érosion mesuré sur les parcelles nues (45 t/ha en moyenne) est nettement plus élevé que ceux des parcelles labourées (17.8 t/ha). Les plus faibles taux d'érosion sont observés sur les parcelles en jachère (3.3 t/ha en moyenne) et sur les parcelles avec un travail minimum du sol (6.6 t/ha). Les auteurs justifient les faibles érosions mesurées sous jachère par l'installation et le développement rapide du couvert végétal avec le début de la saison. Les faibles érosions mesurées sur les parcelles avec le travail minimum du sol sont dues au paillage des sols par les adventices et au fait que le travail est limité au passage d'un instrument à dents sur les seules lignes de semis.

Mingguo *et al.*, (2007) ont étudié aux différentes échelles spatiales l'effet de la végétation sur la relation « ruissellement-taux de sédiments ». Les résultats ont montré qu'à l'échelle de la parcelle, la végétation permet de réduire les pertes en terre, non seulement en réduisant le volume ruisselé, mais aussi en changeant le sens de la relation ruissellement-production des sédiments, ce qui entraîne un taux de réduction des sédiments plus élevé que le taux de réduction du ruissellement. À l'échelle du bassin versant, le ravinement et les mouvements de masse sont les processus dominants. La végétation ne peut donc contenir à elle seule les mouvements de masse, ce qui entraîne une grande disponibilité des sédiments. La végétation réduit la production de sédiments en réduisant seulement le volume écoulé et le taux de réduction des sédiments se rapproche du taux de réduction du ruissellement à l'échelle du bassin versant.

Raclot *et al.*, (2009) ont étudié également en milieu méditerranéen (i) l'impact du travail superficiel du sol sur les taux d'érosion à l'échelle du champ et (ii) l'impact de l'échelle d'observation sur le taux d'érosion pour des superficies allant de petits champs (1200 m² et 3200 m²) jusqu'à un petit bassin versant de 0.92 km². Les résultats ont montré que le labour superficiel réduit significativement (4.5 fois) les pertes en terre par rapport au non labour, avec une grande variabilité d'un événement à un autre. Les taux d'érosion observée à l'échelle du bassin ont été significativement inférieurs à ceux observés à l'échelle des champs. Les auteurs confirment que la perte en terre à l'échelle du petit bassin ne peut pas être estimée convenablement par la somme des pertes en terre observées sur les champs. Ils justifient cet échec d'extrapolation directe des résultats des champs au petit bassin par la variabilité spatiale de l'occupation et gestion des sols et du défaut de connectivité entre les zones de production et de dépôt de sédiments.

De nombreuses études sur la quantification des pertes en terre dans différents environnements et à différentes échelles spatio-temporelles ont mis en évidence la variabilité spatiale de l'érodibilité des sols ainsi que la dépendance de l'échelle de mesure. Nos résultats corroborent ces tendances, il est nécessaire d'évaluer les causes de la dépendance d'échelle sur la dégradation spécifique moyenne des sols.

V – 2.3.2 Causes de l'effet d'échelle sur l'érosion

L'estimation de la perte de sol à plusieurs échelles a permis d'identifier un effet d'échelle important entre parcelle au bassin versant. Une explication probable de ces résultats est que les processus dominants ne sont pas les mêmes aux différentes échelles : à l'échelle de la parcelle, les caractéristiques du sol (microrelief, rugosité de surface, paramètres hydrodynamiques) varient très peu ; les pertes en terre sont essentiellement dues à l'érosion en nappe et linéaire. À l'échelle du bassin versant, des dépôts de sédiments dans le réseau hydrographique et l'hétérogénéité des caractéristiques du sol deviennent plus importants.

La question de la relation entre la production de sédiments et la taille d'observation a été longtemps résumée de façon simple par une décroissance de la production avec la taille de l'unité de mesure. Les raisons invoquées en sont notamment la décroissance des pentes avec la taille du bassin, les stockages dans les réseaux des matériaux arrachés à l'amont, la répartition spatiale des averses érosives. Ce modèle a été ensuite remis en question et certains auteurs ont montré que le sens de la relation production-surface variait avec les processus dominants en jeu : si l'érosion de versant est dominante (et notamment le ravinement) la production décroît avec la surface du bassin, si les érosions de berges dominent, la production croît avec la taille du bassin (Dedkov and Mozherin, 1992). La relation surface-production devient plus complexe dès lors que les couvertures végétales du bassin ne sont plus uniformes, et des évolutions profondes de l'usage du sol (notamment la restauration des sols dégradés, la conversion des sols cultivés en végétation naturelle) peuvent complètement inverser la tendance (Figueiredo & Bathurst, 2005)

Sadeghi *et al.*, (2011) affirment qu'une compréhension de la dépendance de la taille des parcelles d'érosion des sols est la clé pour améliorer dans l'avenir la gestion conservatoire des sols, la sélection des données à des fins de modélisation et pour approfondir les connaissances des processus d'érosion des sols. En illustrant que d'autres problèmes comme la non normalisation des instruments et appareils de mesure peuvent influencer les données, ces auteurs ont cherché à déterminer la taille (longueur optimale) des parcelles appropriées dont la transposition des données permettra d'estimer raisonnablement le ruissellement et les pertes en terre à grande échelle. C'est ainsi que des essais d'estimation du ruissellement et des pertes en terre à l'exutoire d'un petit bassin d'environ 1 ha ont été effectués à partir des données issues des parcelles expérimentales de longueur variable (2, 5, 10, 15, 20 et 25) et de largeur fixe de 2 m. Les résultats ont montré que la précision des estimations du ruissellement et des pertes en terre à l'exutoire du petit bassin s'améliore avec l'augmentation de la longueur des parcelles expérimentales. Les longueurs optimales permettant d'avoir de meilleurs estimateurs du ruissellement et de la quantité de sédiments exportés ont été trouvée autour de 20 m.

V – 3 Modélisation de l'érosion hydrique

Les phénomènes d'érosion sont le résultat d'interactions complexes variables dans le temps et l'espace. Dans une optique d'évaluation des risques ou d'établissement de schémas d'aménagement pour la conservation des sols, le recours à la modélisation peut constituer un outil d'aide à la décision. Le but de cette partie est d'appliquer l'équation universelle de perte de sol (USLE) (Wischmeier & Smith, 1978) aux différentes échelles d'observation. En rappel, la modélisation a pour objectifs d'une part, de tester notre compréhension des processus intervenant dans la dégradation des sols par l'érosion et d'autre part, prévoir les risques futurs sous des conditions variables.

V – 3.1 Estimation des pertes en terre à l'aide du modèle de Wischmeier

V – 3.1.1 Principes

Suite aux nombreux essais conduits par différents auteurs, Wischmeier (1959) a finalement abouti à l'Universal Soil Loss Equation (USLE) dues à l'érosion pluviale (pluies et ruissellement) puis en 1978 la Revised Universal Loss Soil Equation (RUSLE). Son principe est de comparer l'érosion d'un site quelconque à l'érosion d'une parcelle témoin ayant une longueur de 22.13 m et une pente de 9% sur jachère nue, c'est à dire labourée périodiquement de manière à ce qu'aucune végétation ne puisse s'y développer et telle que le sol ne puisse former une croûte superficielle. Ce modèle empirique établi à partir du traitement statistique des résultats de nombreuses mesures en parcelles expérimentales menées sur plus de 20 ans exprime les pertes en sol comme le produit de différents facteurs selon la formule :

$$A = 2.24 R K L S C P$$

A est la perte de sol due à l'érosion et constatée par unité de surface pendant une période de temps déterminée. A est exprimé dans les mêmes unités que K (t/ha/an).

R est appelé facteur pluie ou indice d'érosivité. Il a été défini comme le produit de l'énergie de la pluie par son intensité maximum en 30 minutes. Il peut aussi être considéré comme l'indice moyen annuel d'érosion par la pluie. Roose (1977) a établi la carte de l'érosivité des pluies sur l'Afrique de l'Ouest, qui permet d'estimer R. À l'échelle de l'Afrique, l'estimation est donnée par :

$$R = \frac{P}{2} \text{ avec } P \text{ précipitations moyennes annuelles}$$

K est appelé le facteur sol et caractérise l'érodabilité de ce sol. Elle peut être définie comme la susceptibilité du sol à l'érosion et est établie par rapport à une parcelle standard, évaluée en tenant compte de la texture, de la teneur en matière organique, de la structure et de la perméabilité du sol sans tenir compte du couvert végétal et des pratiques culturales. A l'origine, les valeurs de K ont été déterminées en divisant les valeurs de A, obtenues à partir d'expériences de perte de sol dans les précipitations naturelles par R. Compte tenu de la

nécessité d'étendre l'USLE aux autres sols différents de ceux sur lesquels il a été calé, un nomogramme a été développé afin de déterminer les valeurs de K à partir des propriétés du sol (Wischmeier *et al.*, 1971). L'approximation mathématique de ce nomogramme pour les cas où la fraction limon ne dépasse pas 70% :

$$K = [2.110^{-4} (12 - MO) M^{1.14} + 3.25(s - 2) + 2.5(p - 3)] / 100$$

où M est le produit de fractions granulométriques des particules primaires, s est la classe la structure du sol, et p est une classe de perméabilité (Wischmeier & Smith, 1978). Les facteurs comme la texture et la structure influent sur le ruissellement, et l'inclusion de la perméabilité dans l'équation permet de prendre en compte cet effet (Kinnel, 2010).

($L \cdot S$), facteur pente et déclivité tient compte à la fois de la longueur de la pente (L) et de son inclinaison (S). Dans la pratique, les deux facteurs de pente, L et S sont combinés en un seul facteur topographique qui permet d'évaluer globalement l'influence de la pente sur la vitesse de l'érosion. Dans le modèle USLE / RUSLE, le facteur L est donné par :

$$L = (\lambda / 22.13)^m$$

λ est la longueur de pente. Dans le modèle USLE, m varie avec le gradient de pente. Il a une valeur de 0,2 pour des pentes de moins de 1% et augmente jusqu'à une valeur de 0.5 pour les gradients de plus de 5% (Wischmeier & Smith, 1978). Dans la RUSLE (Renard *et al.*, 1997), m est fonction du rapport entre l'érosion en rigoles et l'érosion en nappe (β) :

$$m = \beta (1 + \beta)$$

Pour les sols modérément sensibles à la formation de rigoles, β varie avec le gradient de pente selon l'équation :

$$\beta = (\sin \theta / 0.0896) / [3.0 (\sin \theta)^2 + 0.56]$$

où θ est l'angle d'inclinaison (Renard *et al.*, 1997 ; Kinnel, 2010). En RUSLE2, des facteurs tels que l'érodibilité du sol, la consolidation du sol, et couvert des résidus sont pris en compte dans la détermination du rapport des rigoles d'érosion en nappe (USDAARS, 2008).

Le facteur S dans le USLE est donnée par :

$$S = 65.41 (\sin \theta)^2 + 4.56 \sin \theta + 0.065$$

C , facteur de couvert végétal est défini dans l'USLE comme le rapport entre la perte de sol d'une parcelle cultivée dans des conditions définies et la perte de sol correspondante d'une parcelle cultivée en jachère nue continue. C'est une mesure de l'efficacité relative des systèmes de gestion des sols et des cultures dans la prévention ou la réduction des pertes en terre. Roose (1977) a calculé les valeurs de C pour plusieurs couverts végétaux en Afrique de l'Ouest. Il varie entre 1 sur sol nu à 0.001 pour une culture paillée abondamment.

P , facteur des pratiques culturales antiérosives est une mesure des effets des pratiques visant à modifier le profil, la pente ou la direction de l'écoulement du ruissellement en surface et à réduire ainsi l'érosion. C'est le rapport entre les pertes en terre d'un champ sur lequel on applique des pratiques de conservation et celles d'un champ cultivé dans le sens de la pente. Les valeurs établies par Roose (1977) pour l'Afrique de l'Ouest varient entre 1 sur un sol nu sans aucun aménagement antiérosif à 0.1 environ, lorsque sur une pente faible, on pratique le billonnage cloisonné.

Si une utilisation appropriée des paramètres de l'équation permet d'avoir une idée de la quantité moyenne de terre exportée pour différents types d'occupation du sol, cette équation a ses limites, liées aux hypothèses de base et à ses objectifs. Elle permet de prédéterminer les pertes en terre annuelles moyennes pour une parcelle donnée, dans des conditions bien définies.

V – 3.1.2 Critique de l'USLE

La principale critique du modèle USLE est qu'il ne tient pas compte des interactions entre facteurs Auzet (1987). En effet, il se présente sous la forme d'un produit et fait intervenir les facteurs par leur poids statistique sans tenir compte de leur liaison causale, négligeant alors des relations complexes. Or, dans les régions à faibles pentes, à climat peu agressif, les relations entre les facteurs sont sans doute plus déterminantes que les facteurs eux-mêmes. Ainsi, la dégradation progressive du sol sous l'action des premières précipitations permet à des pluies postérieures de plus en plus faibles de provoquer la formation d'un ruissellement et l'érosion. L'équation ne prend en compte les interactions entre facteurs que de manière sommaire puisqu'elle les suppose linéaires.

Par ailleurs, on ne peut restreindre dans les régions sahéliennes le rôle de la topographie à un simple critère de gradient et de longueur de pente. L'écoulement peut en effet exploiter les moindres microreliefs qui peuvent parfois être à l'origine de rigoles et ravins de plusieurs dizaines de mètres. Il faut néanmoins noter que le facteur topographique est considéré comme le plus "universellement" applicable de tous les facteurs de l'équation (Bolline, 1982) du moins pour des longueurs de pentes comprises entre 10 et 100 m et supérieures à 4 %. Sur des pentes inférieures à 4%, il induit une sous estimation importante de l'érosion. En outre, les valeurs seuils retenues pour caractériser les précipitations sont critiquées.

L'utilisation sur des parcelles expérimentales de quelques dizaines de m² à l'exclusion de tout autre échelle spatiale en fait un modèle empirique qui semble peu réaliste, ne serait ce que parce qu'il ne permet pas d'évaluer les risques liés à la concentration du ruissellement. La compréhension des différents facteurs et des mécanismes impose de travailler à des échelles qui permettent de prendre en compte tous les aspects de la dégradation des sols.

En résumé, ce modèle présente un certain nombre de points faibles :

- (i) inaptitude à estimer les pertes en terre sur une courte période (saison ou épisode pluvieux isolé) ;
- (ii) il considère les facteurs de l'érosion comme indépendants. alors qu'il existe des nombreuses interactions entre ceux-ci ;
- (iii) il ne s'applique qu'à l'érosion en nappe puisque la source d'énergie est la pluie. Il ne s'applique jamais à l'érosion linéaire ni à l'érosion en masse.

Cette brève revue des différents paramètres de l'USLE montre qu'il est bien difficile de prévoir de manière fiable le risque érosif sans mesures aux champs. Néanmoins l'équation reste un outil intéressant dans certaines conditions mais qu'il convient d'utiliser avec précaution sans vouloir l'extrapoler systématiquement.

V – 3.1.3 Intérêt du modèle USLE

L'équation de Wischmeier permet de juger de l'intérêt des actions à mener en conservation des eaux et des sols (Yacouba, 1999).

- (i) Pour diminuer l'érosion (A), une action peut-être menée pour réduire l'indice d'érosivité (K) en améliorant la structure et la perméabilité.
- (ii) On peut agir sur le facteur C en faisant en sorte que le sol soit couvert pendant les périodes critiques (fortes pluies).
- (iii) On peut agir sur le facteur P en préconisant des cultures en courbes de niveau ou en bandes alternées.

C'est seulement lorsqu'on aura épuisé ces trois possibilités de lutte qu'il sera nécessaire d'agir sur les facteurs de pente, par des travaux antiérosifs appropriés.

V – 3.1.4 Application du modèle USLE aux différentes échelles d'observation

Les valeurs C , K , LS et P sont calculées à partir des équations mentionnées plus haut et en tenant compte des caractéristiques des sols, des pratiques culturales et antiérosives. La perte en terre pour les principaux états de surface varie de 0.4 à 10.2 t/ha comme le montre le Tableau V - 6, ce qui reste évidemment faible par rapport aux observations de terrain.

Les résultats montrent que le modèle ne fournit pas des estimations précises des pertes en terre pour l'ensemble des environnements du bassin. Cependant, il estime les tendances relatives en perte de sol, mais ne prédit pas avec une marge raisonnable les valeurs mesurées sur les parcelles expérimentales. Les raisons principales de cet échec sont les suivantes :

- (i) Le modèle a été appliqué dans la plupart des cas hors de son domaine de validité : en effet, le modèle est établi sur des parcelles de 22,13 m de long avec une pente de 9%. En se référant à notre dispositif expérimental, les dimensions de nos parcelles (longueur et inclinaison de pente) sont dans la plupart des cas (15 sur 18) significativement différentes de celles de l'établissement du modèle. En rappel, les

pentres de nos parcelles varient entre 0.75% et 4%, et seulement 5 d'entre elles ont une longueur de 25 m. De plus, parmi ces 5 parcelles, 4 ont une inclinaison de pente inférieure à 2%. En définitif, seules les dimensions de la parcelle S₃₋₁₅₀ m² se rapprochent des conditions dans lesquelles le modèle a été établi. Pour cette même parcelle, les pertes en terre estimées par le modèle pour les deux années sont très proches des valeurs observées (Tableau V - 6).

- (ii) D'après le modèle de Wischmeier & Smith (1978), on doit s'attendre pour un même état de surface à une augmentation significative de l'érosion lorsque le facteur (*LS*) augmente. Nos résultats, issus des observations de terrain montrent que l'érosion n'augmente pas systématiquement avec la longueur de pente surtout lorsque le sol est labouré et qu'elle a même tendance à régresser sur les parcelles.

Tableau V - 6 : Estimation des pertes en terre annuelles à l'aide du modèle USLE à chaque échelle d'observation et sur les principaux états de surface du bassin.

Nom de la parcelle	Paramètres du modèle					Pertes en terre en 2010			Pertes en terre en 2011		
	C	K	L	S	P	R	A	Aobs	R	A	Aobs
S ₁ -1	0.6	0.12	0.521	0.155	0.3	322	1.3	12.1	230	0.9	8.1
S ₁ -50			0.834	0.168			2.2	7.0		1.6	5.1
S ₁ -150			1.025	0.138			2.2	4.4		1.6	3.0
S ₂ -1	0.55	0.09	0.507	0.161	0.2	325	0.6	10.0	231	0.4	7.0
S ₂ -50			0.853	0.142			0.9	6.1		0.6	3.9
S ₂ -150			1.025	0.151			1.1	3.3		0.8	2.4
S ₃ -1	0.6	0.13	0.327	0.352	0.3	326	2.0	16.9	230	1.4	10.8
S ₃ -50			0.745	0.372			4.7	7.8		3.3	4.6
S ₃ -150			1.038	0.248			4.4	4.2		3.1	2.7
S ₄ -1	1	0.12	0.538	0.103	1	327	4.9	30.6	234	3.5	21.4
S ₄ -50			0.853	0.132			9.9	21.7		7.1	17.0
S ₄ -150			1.025	0.113			10.2	16.0		7.3	12.2
S ₅ -1	1	0.05	0.538	0.111	1	332	2.2	29.2	233	1.6	20.3
S ₅ -50			0.853	0.115			3.6	20.9		2.6	16.1
S ₅ -150			1.025	0.106			4.0	15.5		2.8	11.5
S ₆ -1	1	0.03	0.438	0.204	1	330	2.0	40.8	233	1.4	29.5
S ₆ -50			0.819	0.190			3.4	21.0		2.4	18.7
S ₆ -50_2			0.763	0.309			5.2	21.8		3.7	18.3

(C, K, L, S, P et R) : Paramètres du modèle ; A : pertes en terre calculé ; Aobs : perte en terre observé

Les valeurs d'érodibilité des sols obtenues varient de 0.09 à 0.13 pour les sols cultivés. En milieu dégradé, les plus faibles valeurs sont obtenues sur les croûtes gravillonneuses et de dessiccation. Les ordres de grandeurs sont très voisins de celles obtenues par (Roose *et al.*, 1978) sur les sols ferrugineux tropicaux lessivés au Sénégal et Burkina Faso et par (Boli *et al.*, 1993) sur les sols ferrugineux sableux de la savane soudanaise du Nord-Cameroun. En effet, de nombreuses études ont montré que le facteur K est étroitement lié à la structure et à la granulométrie du sol. Sa valeur est faible pour une granulométrie fine et grossière tandis qu'elle est modérée pour une granulométrie moyenne et élevée pour les granulométries

riches en limons Foster et *al.* (2003). En effet, les sols argileux ont une valeur de K faible car ils sont résistants au détachement grâce aux propriétés des argiles (Morel, 1989). En raison de leur perméabilité, les sols sableux s'exposent moins au transport par le ruissellement, mais sont sensibles au détachement. Les sols limoneux sont sensibles à l'érodibilité puisqu'ils se détachent facilement, produisent beaucoup de ruissellement et sont caractérisés par des sédiments fins pouvant être transportés.

L'érodibilité d'un sol varie dans le temps et dans l'espace en fonction des propriétés dynamiques du sol et des techniques culturales (El Swaify et *al.*, 1976 ; 1982). Il faudrait donc prévoir un modèle où l'érodibilité du sol évoluerait avec les propriétés du sol susceptibles d'évoluer, en particulier les différents paramètres structuraux et les composants des matières organiques.

L'application du modèle USLE sur des parcelles unitaires est d'ordre théorique car très loin des conditions de calage du modèle. Bien que pour des zones à faibles pentes, les résultats fournis par le modèle soient incertains, la méthode permet néanmoins d'identifier des zones présentant un risque élevé d'érosion et, au sein de chaque zone, les parcelles les plus à risque. Sur cette base, il sera possible d'identifier les parcelles où des mesures préventives de lutte contre l'érosion s'imposent et d'optimiser leur emplacement. Le modèle USLE a une utilité pratique sur le terrain pour rationaliser l'aménagement de l'espace rural, mais aussi un intérêt scientifique pour définir l'influence relative de chacun des facteurs en cause.

V – 4 Conclusion partielle

La quantification de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales sur les principaux états de surface du bassin montre les pertes en terre sont plus élevées sur les sols nus et dégradés que sur les sols cultivés. Cette différence significative à la même échelle du comportement érosif du sol en fonction de l'occupation et de son utilisation est principalement due à l'action protectrice très efficace du couvert végétal en milieu cultivé. L'analyse granulométrique des sédiments érodés sur chaque état de surface montre que l'érosion hydrique est fortement influencée par l'érosion éolienne sur les sols nus et dégradés. Ceci se justifie par la forte proportion de la teneur en sables des sédiments érodés sur les croûtes d'érosion et gravillonnaire.

Les pertes en terre mesurées à l'échelle de la parcelle varient entre 2.5 t/ha et 41 t/ha selon l'échelle d'observation et la nature du sol. Les quantités de sédiments exportés à l'exutoire du bassin versant (BV0) s'élèvent à 4.11 t/ha en 2010 et 2.2 t/ha en 2011. Il y a donc un effet d'effet très important entre la parcelle et le bassin versant. Le processus dominant est une redistribution dans le réseau des sédiments arrachés sur les versants. Cette tendance qui a été observée par de nombreux chercheurs est principalement due à des effets seuils et à l'émergence de nouveaux processus dominants avec l'accroissement de l'échelle.

À l'issue de cette étude, il ressort une forte dynamique spatiale des processus d'érosion à l'échelle des petits bassins versants sahéliens, en ce sens qu'on observe des forts taux d'érosion à la parcelle (arrachement et transport de particules) et une redistribution importante (dépôt) des sédiments à l'intérieur du bassin. Les fortes pertes en terres au niveau des versants, démontrées par les mesures de taux d'érosion à la parcelle, ont pour conséquence une perte de fertilité des champs conduisant à des baisses de rendements culturels. Les dépôts dans les axes d'écoulements et les dépressions superficielles contribuent au comblement des cours d'eau peuvent entraîner des difficultés d'évacuation des eaux et donc des débordements et des inondations.

Les résultats présentés dans ce chapitre mettent en évidence la complexité des réponses érosives d'un état ou de plusieurs états de surface à un épisode pluvieux en fonction de ses caractéristiques édaphiques. Lorsque les observations sont effectuées à plusieurs échelles spatiales d'une même unité hydrologique en termes d'occupation des sols, les résultats permettent de mesurer l'effet d'échelle spatiale. Si de plus, la période d'observation est suffisamment longue, le grand nombre de données fournit l'opportunité d'observer un grand nombre de réponses permettant de mieux appréhender cet effet d'échelle. Les facteurs qui agissent simultanément sont nombreux et leurs interactions complexes de telle sorte que l'interprétation des résultats n'est pas une tâche aisée.

ESSAIS DE TRANSPOSITION DES DONNEES DE LA PARCELLE AU BASSIN VERSANT

*« Si vous aviez extrapolé le Londres grouillant
de 1880, encombré de charrettes et de calèches, pendant
cinquante ans, vous auriez conclu qu'en 1930 chaque
mètre carré de Londres aurait été recouvert de trois
mètres de crottin de cheval. »*

Théodore Levitt

VI – 1 Introduction

L'étude du ruissellement de surface et de l'érosion, la collecte et l'analyse des données ainsi que la connaissance des processus hydrologiques et érosifs proviennent la plupart du temps de l'échelle d'un mètre carré ou de quelques dizaines de mètres carrés (Sivapalan et Kalma, 1995 ; Kirkby, 2001). Ces études ont principalement contribué à une meilleure caractérisation du ruissellement et de l'érosion hydrique, leurs variabilités spatiales et saisonnières, et à prédéterminer à cette échelle l'ensemble de leurs caractéristiques avec une marge raisonnable. Cependant, ces études du ruissellement et de l'érosion à l'échelle des parcelles expérimentales ne prennent pas en compte des ré-infiltrations dans les terrasses agricoles (Jetten *et al.*, 1999) ou des dépôts dans les plaines alluviales. Ces parcelles qui représentent l'échelle d'observation sont dans la plupart des cas installées sur des domaines élémentaires homogènes. Or, les bassins versants sont des entités naturelles complexes présentant un degré étonnant d'hétérogénéité spatiale de la topographie, de la rugosité de surface, de la végétation, et des caractéristiques d'infiltration du sol. Cette hétérogénéité spatiale du milieu est un facteur primordial qui est de plus en plus pris en considération dans les modèles hydrologiques distribués (Gnouma, 2006). Le bassin versant, l'unité hydrologique représente à la fois l'échelle du processus, où se produisent les phénomènes naturels (Blöschl et Sivapalan, 1995), et l'échelle opérationnelle, où les actions et les opérations de gestion se focalisent (Schulze, 2000). Les efforts de recherche sont donc nécessaires pour étudier l'évolution de la réponse hydrologique et érosive lors du passage de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant. Une des questions très importantes est donc d'évaluer dans quelle mesure des résultats issus de l'échelle de la parcelle peuvent être reliés à ceux observés à l'échelle du bassin (Kirkby, 2001). En d'autres termes, quelles sont les relations de similarité entre ces différentes échelles spatiales de mesure du ruissellement et d'érosion. Les résultats les plus courants des études hydrologiques qui mettent l'accent sur la question de l'échelle font état d'une diminution du ruissellement lorsque l'échelle augmente (Kirkby, 2002 ; Cerdan *et al.*, 2004 ; Gomi *et al.*, 2008). Plusieurs causes à l'origine du problème d'échelle sur le ruissellement ont été identifiées (Julien et Moglen, 1990 ; Blöschl et Sivapalan, 1995 ; van de Giesen *et al.*, 2000, 2005, 2011 ; Reaney *et al.*, 2007) : par exemple, une ré-infiltration des eaux en aval, l'hétérogénéité spatiale du sol, la non-linéarité des processus, la dynamique de l'intensité des précipitations, des effets seuils dans la manifestation de certains processus ou encore le développement des propriétés émergentes à certaines échelles.

Ces dernières années, le problème de transfert d'échelle a fait l'objet de nombreuses recherches, souvent suscitées par une demande de réponse à des questions concrètes touchant à la ressource en eau ou aux impacts des changements climatiques par exemple. En effet, « ... la question du lien et de l'intégration des formulations à différentes échelles n'a pas été convenablement résolue. Cela demeure l'un des défis en suspens dans le domaine des processus de surface » (NRC, 1991: 143). De même, Blöschl (2001) écrit : « ... Il n'y a pas de relation unique et universelle qui régit les principaux processus hydrologiques à plusieurs échelles. Lors de la mise à l'échelle, il faut mettre au point des méthodes pour identifier les processus dominants qui contrôlent et conditionnent la réponse hydrologique et érosive dans

différents environnements et à différentes échelles, puis développer ou élaborer des modèles pour se concentrer sur ces processus dominants ... ».

En réponse à la problématique générale posée, ce chapitre vise à vérifier si les comportements des processus aux différentes échelles obéissent aux mêmes relations adimensionnelles à travers trois nombres adimensionnels définis. Ces nombres sans dimension font intervenir à chaque échelle d'observation et de mesure, les caractéristiques du bassin versant (superficie, pente, rugosité, capacité d'infiltration, humidité du sol, temps d'établissement du régime permanent) et celles de la pluie (intensité, pluviosité). Nous affirmons comme hypothèse fondamentale que s'il existe une similitude entre deux systèmes, alors les caractéristiques de l'un peuvent être liés aux caractéristiques correspondant de l'autre par un facteur de conversion simple, appelé le facteur d'échelle. L'objectif de cette étude est donc d'analyser, pour une série d'événements pluvieux, la similarité du fonctionnement hydrologique du bassin versant de Tougou à différentes échelles spatiales. On contribuera principalement, à partir de l'instrumentation mise en place et les données collectées sur le bassin, à la recherche des relations analytiques pouvant exister entre les différents nombres adimensionnels qui définissent le fonctionnement hydrologique du bassin aux différentes échelles d'observation. Si nous parvenons à illustrer des relations significativement corrélées à différentes échelles entre ces nombres, on pourra estimer avec une marge raisonnable les valeurs de ruissellement à l'échelle globale en partant des observations locales.

VI – 2 Transposition de la parcelle au bassin des données du ruissellement et d'érosion

À la suite l'approche quantitative du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales et à différents environnements, il est nécessaire de développer une méthode simple de transposition de la relation pluie-lame ruisselée/perte en terres établies sur les parcelles à l'échelle événementielle au bassin versant. Le but de ce chapitre est de faire une relecture des différentes méthodes de transposition des flux d'eau et de matières de l'échelle locale à l'échelle globale afin de proposer une méthodologie de transfert d'échelle qui prend en compte toutes les spécificités du milieu. Le traitement et l'analyse des données nous ont permis d'aboutir aux résultats suivants : l'averse génératrice du ruissellement à chaque échelle d'observation peut être définie par la notion de précipitation limite de ruissellement. Le transport solide pourrait être expliqué par l'intensité de la pluie et la lame ruisselée. Enfin, la transposition du modèle d'une échelle à une autre est liée au problème d'échelle de transfert.

VI – 2.1 Approche méthodologique générale

L'une des méthodes des transpositions des résultats de l'échelle élémentaire à l'échelle du petit bassin versant consiste à utiliser les fonctions de production établies localement pour calculer le ruissellement (ou l'érosion) produit par chacune des unités dont elles sont

représentatives (Chevallier, 1982 ; Albergel, 1987 ; Thebe, 1987). La lame ruisselée (charge solide) à l'exutoire du bassin est la somme pondérée des contributions des différents états de surface. La différence d'échelle entre les surfaces élémentaires et des bassins de plusieurs dizaines de km² oblige à passer par une phase de calage entre les lames ruisselées ainsi calculées et un échantillon de lames réellement observées. Une synthèse des travaux réalisés avec cette méthode est présentée par (Thebe et Pontanier, 1989 ; Casenave et Valentin, 1992 ; Lamachère et Puech, 1995).

VI – 2.1.1 Agrégation linéaire classique

Dans l'étude à l'échelle unitaire des différents aspects du comportement hydrologique et érosif d'un sol sous pluies naturelles ou simulées, on constate dans leurs analyses l'absence d'un grand nombre de paramètres entrant en jeu simultanément dans les processus observés à une plus grande échelle. On peut noter par exemple la faible longueur de pente et l'homogénéité des propriétés hydrodynamiques (rugosité, perméabilité, densité apparente etc...) de la parcelle unitaire. En raison de cette simplification des processus hydrologiques et érosifs à l'échelle unitaire, nous avons décidé d'utiliser les données issues des "grandes" parcelles de ruissellement et d'érosion, plus précisément des parcelles de 150 m² lors de la transposition à l'exutoire du bassin versant. En effet, les parcelles sont installées sur chaque état de surface et donc dans des domaines élémentaires homogènes. Tout se passe comme si la totalité de chaque état de surface du bassin versant a été divisée en mailles élémentaires dont la taille est celle des parcelles. La démarche adoptée comporte les étapes suivantes :

a) Identification des différents états de surface du bassin versant

Deux types d'état de surface ont été identifiés sur le bassin de Tougou à partir de l'image satellitaire Landsat TM/ETM + multi-spectrale de 2002 (cf. chapitre 2, § II – 2.6). Il s'agit des sols cultivés, des sols nus ou dégradés qui occupent respectivement 79%, 21% de la superficie totale du bassin versant.

b) Caractérisation en surfaces élémentaires les différents type d'état de surface

En zone de culture, bien qu'on retrouve les trois types de surfaces élémentaires culturales (C1, C2 et C3) selon la nomenclature de Casenave et Valentin (1989), nous avons supposé qu'il s'agit d'un même état de surface que nous appellerons par la suite "C". Cette supposition se justifie par le fait qu'en milieu cultivé, les états de surface significatifs évoluent très rapidement par la mise en culture des sols (désherbage, sarclage, labours etc.). Cependant, 3 types de sols ont été identifiés pour avoir la réponse hydrologique et érosive moyenne du milieu cultivé.

En zone dégradée, on rencontre principalement deux types de surfaces élémentaires (ERO et G). Afin de déterminer la superficie totale occupée par chacune des deux surfaces

élémentaires, une cartographie manuelle du sous-bassin dégradé (34 ha) a été réalisée. Dans ce sous-bassin, la superficie de chaque surface élémentaire est calculée et une extrapolation sur l'ensemble du bassin est effectuée.

c) Fonction de production du ruissellement et d'érosion sur chaque état de surface

Sur chacune de 3 parcelles de 150 m² des sols cultivés, une fonction de production de ruissellement (érosion) est établie en fonction des paramètres pluviométriques et des caractéristiques du sol. Pour une pluie donnée, la lame d'eau (respectivement la perte en terre) est la moyenne arithmétique des 3 parcelles. La lame d'eau totale susceptible d'être générée par l'ensemble des surfaces cultivées est fournie par la formule suivante :

$$Lame\ d'eau(SC) = \frac{Surface\ Totale\ des\ sols\ cultivés}{Surface\ de\ la\ parcelle(150)} \times Lame\ d'eau\ moyenned\ es\ parcelles$$

En milieu dégradé, la lame d'eau simulée pour une pluie donnée, est calculée au prorata des surfaces occupées par chacune des deux surfaces élémentaires :

$$Lame\ d'eau(SN) = \frac{Surf_{Tot}\ ERO}{Surf_{par}\ ERO(150)} \times Lame_{par}\ ERO + \frac{Surf_{Tot}\ G}{Surf_{par}\ G(150)} \times Lame_{par}\ G$$

Afin de déterminer la superficie totale occupée par chacune des deux surfaces élémentaires, une cartographie manuelle du sous-bassin dégradé (33,8 ha) a été réalisée. Sur ce sous-bassin, la superficie de chaque surface élémentaire est calculée et une extrapolation sur l'ensemble du bassin est effectuée.

d) Simulation de la lame d'eau à l'exutoire du bassin versant de Tougou

Les formules mentionnées ci-dessus permettent de calculer la lame d'eau ruisselée à l'exutoire des sous bassins cultivé et dégradé pour chaque épisode pluvieux. A l'exutoire du bassin versant, la formule ci-dessous permet de calculer la lame d'eau potentiellement ruisselée.

$$Lame\ d'eau(BV) = 0,79 \times Lame\ d'eau(SC) + 0,21 \times Lame\ d'eau(SN)$$

En se basant sur l'hypothèse qu'il existe des zones "puits" qui absorbent une grande partie des flux venant de l'amont, les lames d'eau estimées seront dans la plupart des cas supérieures aux lames d'eau observées. Ainsi, un facteur correcteur sera appliqué afin d'approcher raisonnablement les quantités d'eau observées.

VI – 2.1.2 Similarité hydrologique : développement des nombres adimensionnels

L'étude mathématique de certaines lois qui régissent l'écoulement de surface sert à l'établissement des formules rationnelles du ruissellement. Dans le but de faciliter la discussion de ces lois, des formes adimensionnelles sont proposées en tenant compte des facteurs déterminants dans leurs mécanismes. Les relations adimensionnelles ainsi obtenues fournissent des solutions sans dimension qui permettent de s'affranchir de la taille du système. Dans cette même optique, nous avons réduit en nombres adimensionnels les variables liées à l'écoulement pour réduire l'effet de la taille de la parcelle d'observation. Ces nombres adimensionnels que nous appellerons « indices » ont été formulés en tenant compte des principaux facteurs conditionnels du ruissellement afin de s'assurer de leur pertinence et de leur efficacité : la topographie, la rugosité de surface, la conductivité hydraulique des horizons superficiels, la hauteur et l'intensité des précipitations, l'humidité du sol (indice des précipitations antérieures) et le temps de réponse. Bien que l'intensité et la hauteur de la pluie varient de façon continue dans l'espace et dans le temps, des hypothèses simplificatrices ont été faites pour ne considérer que les valeurs moyennes.

- (i) Le nombre adimensionnel I_1 rapportant le coefficient de ruissellement de la parcelle à la racine carrée de sa pente. Il est considéré comme étant le potentiel du ruissellement de la parcelle et permet de s'affranchir de l'effet du microrelief (explicitement la pente) sur la production du ruissellement.

$$I_1 = \frac{K_r}{\sqrt{I}}$$

- (ii) Le nombre adimensionnel I_2 traduisant le flux sortant dans chaque parcelle ou bassin représentée par sa surface de collecte A sur sa capacité d'évacuation exprimée par le gradient gravitaire $\tan\beta$. Il se rapproche de l'indice topo-hydrographique défini par (Beven, 1997).

$$I_2 = K_r \times \ln\left(\frac{A}{\tan(\beta)}\right)$$

- (iii) Le nombre adimensionnel I_3 rapporte la lame L_e mesurée à chaque échelle d'observation, au terme $(P - K_s \times T_e)$ où P (mm) désigne la quantité de pluie, K_s (mm/h) la conductivité hydraulique à saturation du sol et T_e (h) le temps d'établissement du régime permanent du ruissellement dont une minorante est le temps de concentration tel qu'il est défini habituellement. La variable T_e est également connue sous le nom du temps cinématique à l'équilibre (Julien et Moglen, 1990).

$$I_3 = \frac{L_e}{P - K_s \times T_e} \quad \text{avec} \quad T_e = \left(\frac{L}{\alpha \times i^{\beta-1}} \right)^{\frac{1}{\beta}} \quad \text{et} \quad \alpha = \frac{1}{n} \times \sqrt{I}$$

L (m) désigne la longueur de l'échelle, n ($s/m^{1/3}$) et I désignent le coefficient de rugosité de Manning et la pente ; β est pris égal à 5/3. L'évaluation des temps d'établissement du régime

permanent requiert la spécification de vitesses de propagation V_h (m/s) sur les versants (*parcelle*) et V_r (m/s) dans le réseau hydrographique (*sous-bassin et bassin versant*). Nous avons supposé que la géométrie du réseau hydrographique est invariante au cours du temps et les vitesses de propagation uniformes à chaque échelle d'observation. De plus, afin de réduire le nombre de paramètres, nous nous sommes basés sur les enseignements tirés d'études expérimentales (Le Meillour, 1996 ; Gresillon et Taha, 1998) en fixant un rapport constant entre les vitesses de propagation.

On impose donc : $V_r = 10.V_h$

Le terme ($K_s \times T_e$) du nombre adimensionnel I_3 estime une partie des pertes par infiltration au cours du trajet de la longueur de la parcelle. En ôtant ce terme de la quantité de pluie tombée pour chaque épisode pluvieux, le nombre adimensionnel I_3 permet de réduire l'effet d'échelle dû à une ré-infiltration au cours du trajet en aval de la parcelle. Le temps de parcours du ruissellement sur un versant joue un rôle essentiel dans le partage entre le ruissellement et l'infiltration.

VI – 2.2 Résultats globaux

Nous présenterons dans un premier temps la transposition des données du ruissellement pour une série d'événements ayant entraînés un ruissellement à toutes les échelles d'observation. Ces résultats illustreront l'aptitude du ruissellement de chaque type de surface élémentaire du bassin versant. Dans un deuxième temps, on présentera les mêmes résultats pour l'érosion hydrique. Ensuite, les résultats de la méthode adimensionnelle permettront de voir les relations de similarité dans le fonctionnement hydrologique du bassin aux différentes échelles d'observation. Enfin, l'ensemble des résultats sera discuté.

VI – 2.2.1 Variation du ruissellement et de l'érosion

La Figure VI - 1 montre la variabilité spatiale du ruissellement et des pertes en terre en fonction de l'occupation et de l'utilisation des sols. Les causes de cet effet sur les flux d'eau et de matières avec l'augmentation de la surface ont été discutées dans les chapitres 4 et 5. Cependant, malgré ces différences d'échelle, on peut noter qu'il y a une même tendance de la lame ruisselée (et des pertes en terre) à tous les niveaux d'approche : à un ruissellement (perte en terre) important à l'échelle unitaire est le plus souvent associé un ruissellement des champs, des sous bassins et du bassin plus élevé, probablement en raison d'un même processus dominant à toutes les échelles : processus hortonien.

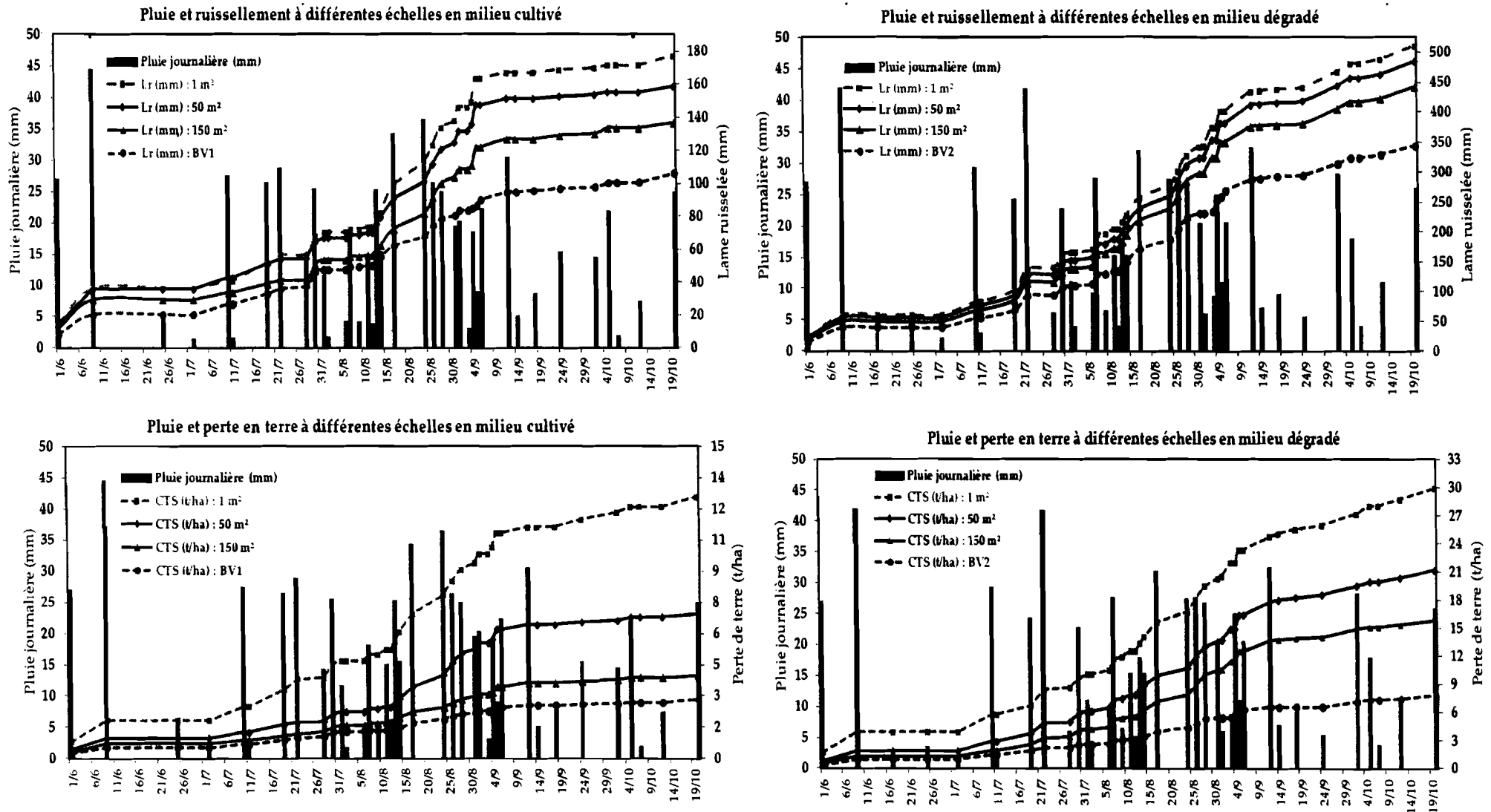


Figure VI - 1 : Variation au cours de l'année 2010 de la lame d'eau ruisselée et des pertes en terre avec l'augmentation de la surface d'observation.

VI – 2.2.2 Formulation du ruissellement aux différentes échelles

Il est établi depuis de nombreuses années que la variabilité spatiale de la production du ruissellement en région sahélienne est due aux caractéristiques de la surface du sol. Les premiers auteurs ayant travaillé sur le ruissellement en zone semi-aride ont établi pour chaque type de surface élémentaire une équation qui donne une valeur moyenne de la lame ruisselée. Cette équation est de la forme :

$$L_r (mm) = A P_u + B IK + C P_u IK + D \text{ où :}$$

- P_u : la hauteur de pluie ;
- IK : indice des précipitations antérieures ou indice de Kohler (cf Page 102). Il représente l'état d'humectation du sol.
- A, B, C et D sont des paramètres hydrodynamiques caractéristiques de la surface élémentaire, de son sol, de sa couverture végétale et de son organisation superficielle.

Dans la plupart des cas, les paramètres A, B et C de cette équation sont positifs tandis que le paramètre D est négatif. Il est donc nécessaire de déterminer l'ensemble des couples $(P_u ; IK)$ pour lesquels la valeur de la lame d'eau ruisselée (L_r) est supérieure ou égale à zéro. En d'autres termes, lors de la transposition des données, il faudra vérifier pour chaque couple $(P_u ; IK)$ si la lame d'eau estimée est positive. Pour cette raison, nous utilisé une formulation simple qui tient uniquement compte de la pluie d'imbibition de la parcelle.

a) Justification de la relation fondamentale de la fonction de production

Lamachère (1991) a montré que pour une même averse, l'intensité de ruissellement (R_i) est une fonction linéaire de l'intensité de pluie (P_i) lorsque l'intensité de pluie est supérieure à l'intensité limite du ruissellement (I_l). Cette formulation s'exprime comme suit :

$$\begin{cases} \text{Pour } P_i \leq I_l & R_i = 0 \\ \text{Pour } P_i > I_l & R_i = a P_i \end{cases}$$

Il souligne que les paramètres a et I_l peuvent être considérés comme constants au cours d'une même averse. Le paramètre a est égal au rapport entre l'intensité de ruissellement et la différence entre l'intensité de pluie et l'intensité de pluie limite du ruissellement.

a et I_l étant constants au cours d'une même averse, on peut intégrer le système d'équation sur toute la durée t de la pluie. On obtient :

$$L_r = \int_0^t R_i dt = \int_0^{t_0} (R_i = 0) dt + \int_{t_0}^t a P_i dt = a \left(\int_{t_0}^0 P_i dt + \int_0^t P_i dt \right)$$

$$\text{Or } \int_{t_0}^0 P_i dt = - P_{imb} \quad \text{et} \quad \int_0^t P_i dt = P$$

$$\text{En résumé : } \begin{cases} \text{Pour } P \leq P_{imb} & Lr = 0 \\ \text{Pour } P > P_{imb} & Lr(mm) = a(P - P_{imb}) \end{cases}$$

avec P = Hauteur totale de l'averse ; P_{imb} = Pluie d'imbibition de la parcelle

Au début de l'averse, il existe une phase dite d'imbibition pendant laquelle, toute la lame d'eau précipitée est totalement infiltrée dans le sol (humidification initiale du sol). Cette phase est représentée ici par l'intervalle de temps $[0 ; t_0]$. Durant l'intervalle de temps $[t_0 ; t]$, bien que l'intensité de pluie soit supérieure à l'intensité de pluie limite du ruissellement, le ruissellement n'apparaît pas immédiatement à l'exutoire de la parcelle. Il existe une seconde phase durant laquelle, les premières lames d'eau générées servent à remplir les petites dépressions causées par le microrelief. C'est la phase dite "transitoire". À la suite de cette phase, toutes les zones ruisselantes de la parcelle sont interconnectées et toute la parcelle ruisselle : c'est la phase dite "permanente". Cependant, au cours de leur trajet jusqu'à l'exutoire de la parcelle, une partie des lames d'eau localement produites peut se ré-infiltrer. En raison des pertes par ré-infiltration et celles de la phase d'imbibition, le paramètre a est inférieur à l'unité. Il correspond à la valeur maximale jamais atteinte, des coefficients de ruissellement événementiels.

La nouvelle formulation de la lame ruisselée présente l'avantage de savoir si la parcelle va ruisseler ou non en fonction de la hauteur de pluie. Cependant, la limite de cette formulation vient du fait que la pluie d'imbibition est considérée comme une constante durant toute la saison. Or, de nombreuses études ont montré que la valeur de la pluie d'imbibition décroît avec l'augmentation de l'humidité initiale du sol. Toutefois, des mesures de ruissellement réalisées sous pluies simulées ont permis à certains auteurs de proposer des relations pour déterminer la valeur de la pluie d'imbibition en fonction du temps écoulé depuis la fin de l'épisode précédent, ou encore en fonction de l'indice d'humectation du sol.

b) Fonctions de production sur sols cultivés

Pour une parcelle donnée, toutes les averses ayant généré un ruissellement permettent de déterminer la relation entre la lame ruisselée, la hauteur de la pluie et la pluie d'imbibition. L'homogénéité des données recueillies de chaque parcelle ayant été vérifiée, nous avons procédé au calage de la fonction de production. Pour les parcelles en milieu cultivé, les lames ruisselées mesurées après labour manuel de la parcelle n'ont pas été introduites dans les formulations. Les relations ci-dessous et la Figure VI - 2 illustrent l'expression mathématique de la fonction de production établie sur chacune des parcelles de 150 m².

$$\begin{aligned} \text{Parcelle de 150 m}^2 \text{ du Site 1 : } & Lr(mm) = 0.5416 (P - 11) \text{ avec } R^2 = 0.8961 \\ \text{Parcelle de 150 m}^2 \text{ du Site 2 : } & Lr(mm) = 0.3723 (P - 13) \text{ avec } R^2 = 0.8502 \\ \text{Parcelle de 150 m}^2 \text{ du Site 3 : } & Lr(mm) = 0.4718 (P - 12) \text{ avec } R^2 = 0.8842 \end{aligned}$$

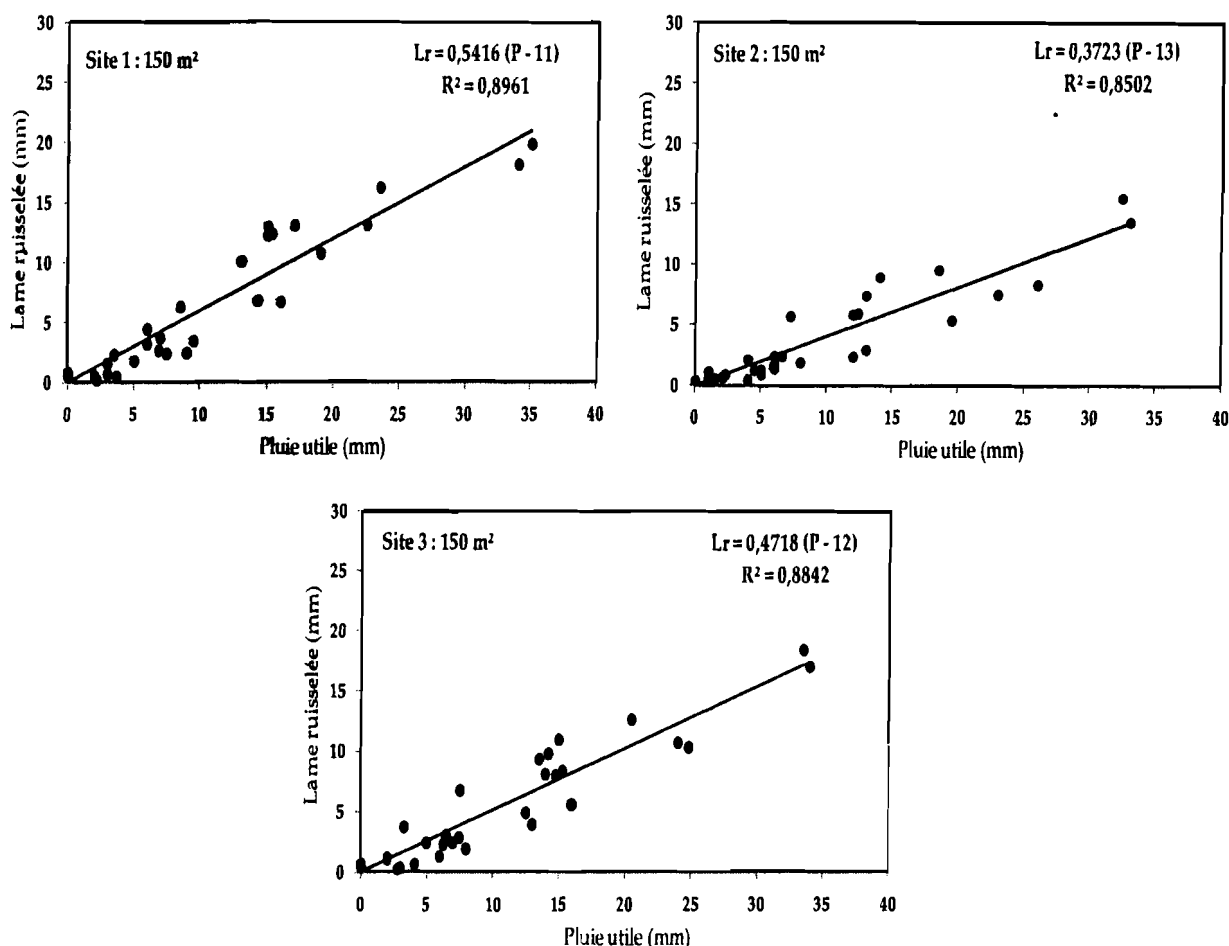


Figure VI - 2 : Illustration de la relation pluie utile et lame ruisselée observée sur les 3 parcelles de 150 m² installées sur les sols cultivés.

Ces relations montrent que si la pluie d'imbibition de chaque parcelle est estimée avec une marge raisonnable, la seule variable pluie utile définie comme étant la différence entre la hauteur de pluie de chaque averse et la pluie d'imbibition est significative dans l'évaluation de la lame d'eau ruisselée. Elles indiquent également que le modèle linéaire tel que défini permet d'expliquer à plus de 85% la lame d'eau ruisselée sur chaque parcelle à partir de la seule variable pluie utile.

c) Fonctions de production sur sols dégradés et non cultivés

Les mêmes relations établies sur les parcelles des sols dégradés en non cultivés montrent que le calcul d'une relation empirique liant la lame ruisselée à la pluie utile est plus simple quand la surface du sol évolue très peu. Sur ces parcelles, on voit que la lame d'eau est fortement corrélée ($R^2 > 0.97$) à la pluie utile (Figure VI - 3).

Parcelle de 150 m² du Site 4 : $Lr (mm) = 0.8493 (P - 3.5)$ avec $R^2 = 0.9850$

Parcelle de 150 m² du Site 5 : $Lr (mm) = 0.8370 (P - 3.5)$ avec $R^2 = 0.9780$

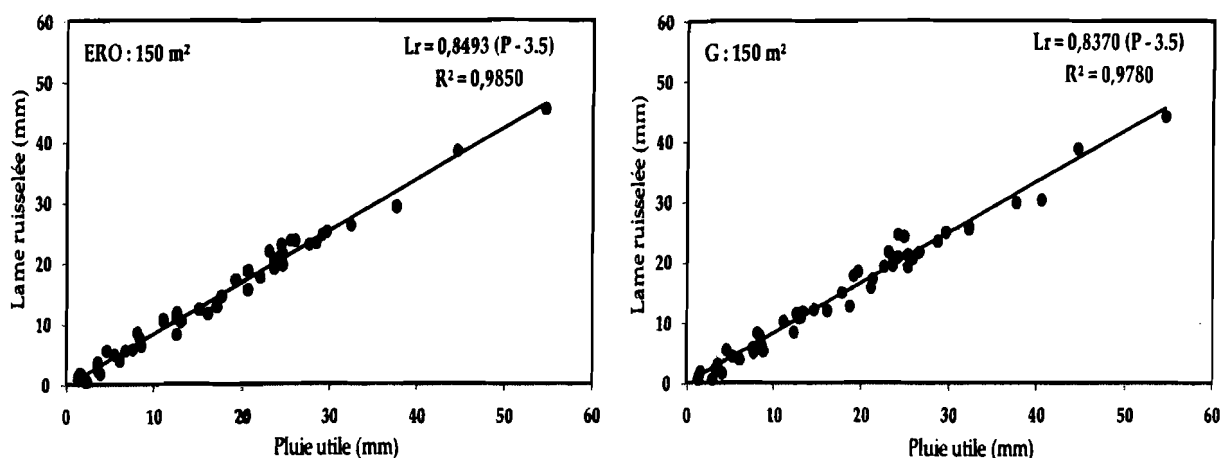


Figure VI - 3 : Illustration de la relation pluie utile et lame ruisselée observée sur les 2 parcelles de 150 m² installées sur les sols dégradés et non cultivés.

VI – 2.2.3 Formulation des pertes en terre aux différentes échelles

Quelle que soit l'échelle d'analyse (parcelle expérimentale, champ agricole, petits et grands bassins versants), l'érosion hydrique est déterminée par l'interaction complexe de nombreux facteurs. On peut différencier les facteurs hydrométéorologiques (fréquence, hauteur, intensité, agressivité des précipitations, caractéristiques du ruissellement et de l'écoulement afférents, etc.) des caractéristiques physiographiques propres à l'espace étudié : géologie, pédologie (érodibilité des sols), topographie (pentes), type de couverture végétale, utilisation et travail du sol, densité de drainage, etc. Mais il est également admis (Walling, 1997 ; Lane *et al.*, 1997 ; Bravard et Petit, 2000) que les flux de sédiments observés (charge de fond comme matières en suspension) sont fortement influencés par l'échelle spatiale, autrement dit par la superficie des systèmes considérés.

Pour déterminer les paramètres explicatifs significatifs de la charge totale solide à chaque échelle d'observation et proposer un modèle simple, fondé sur une approche statistique, la démarche adoptée repose sur une analyse de corrélations multiples pas à pas, la variable à expliquer étant les pertes en terre considéré pour chaque événement pluviométrique. Cette méthode statistique permet d'insérer plusieurs paramètres comme variables explicatives. Le choix des paramètres les plus explicatifs de la variable analysée est fait avec un intervalle de confiance de 95%.

La Figure VI - 4 présente la relation entre la hauteur de la lame d'eau ruisselée et les pertes en terre. Il semble que la lame d'eau ruisselée soit un facteur explicatif primordial pour la charge totale solide. Cela peut être expliqué par le fait que la charge totale solide est le produit de la concentration moyenne des sédiments par le volume total ruisselé. De plus, le modèle puissance caractérise mieux la relation débit solide-lame ruisselée, quelle que soit l'échelle spatiale considérée. Avec le modèle puissance, on arrive à expliquer respectivement 82% et 88% de la variabilité des pertes en terre des parcelles de 150 m² installées en milieu cultivé et en milieu dégradé.

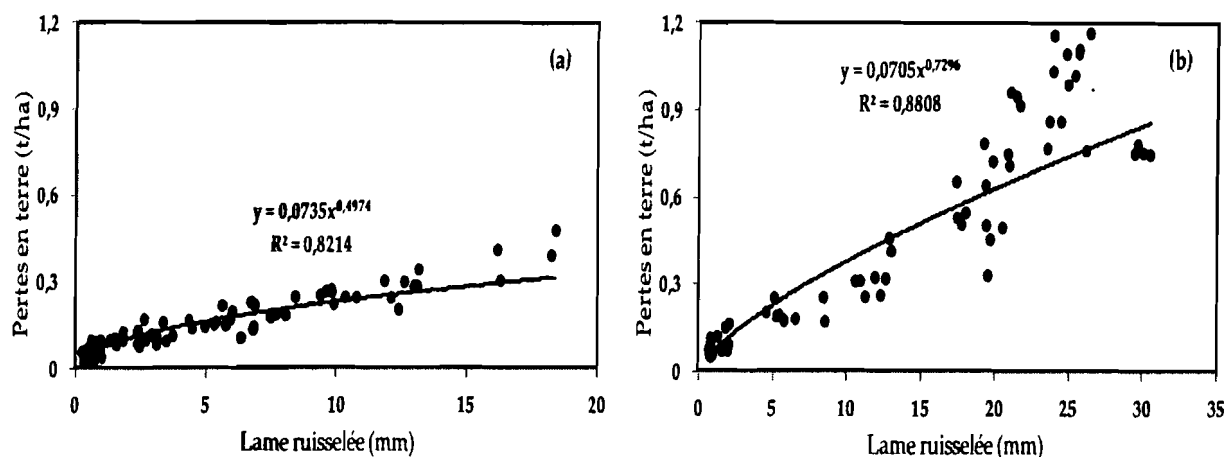


Figure VI - 4 : Relation à l'échelle événementielle entre lame ruisselée et pertes en terre sur les parcelles de 150 m² : (a) sols cultivés ; (b) sols dégradés et non cultivés

Les variables explicatives retenues sont simples et correspondent au niveau d'information dont nous avons disposé au cours de ce travail. Les trois variables explicatives choisies sont : la hauteur et l'intensité maximale à 30 minutes des précipitations ainsi que la lame ruisselée. L'ajustement retenu est formulé par l'expression mathématique :

$$CTS \text{ (t/ha)} = \lambda \times P^a \times I_{30}^b \times L_r^c$$

Où λ , a , b , et c sont des paramètres empiriques du modèle et :

P : hauteur de l'événement pluvieux (mm) ;

I_{30} : intensité maximale à 30 minutes de l'épisode pluvieux (mm/h) ;

L_r : hauteur de la lame ruisselée (mm) ;

Fendie *et al.*, (2002) ont utilisé une formulation mathématique similaire pour l'évaluation des taux de ruissellement des versants d'un bassin versant pâturé en Australie. Le calage de ce modèle empirique sur chacune des parcelles de 150 m² a fourni les résultats ci-dessous :

Parcelle de 150 m² du Site 1 : $CTS \text{ (t/ha)} = 0.0126 P^{0.514} I_{30}^{0.056} L_r^{0.441}$ avec $R^2 = 0.9146$

Parcelle de 150 m² du Site 2 : $CTS \text{ (t/ha)} = 0.0759 P^{0.333} I_{30}^{0.322} L_r^{0.533}$ avec $R^2 = 0.8857$

Parcelle de 150 m² du Site 3 : $CTS \text{ (t/ha)} = 0.0149 P^{0.501} I_{30}^{0.031} L_r^{0.499}$ avec $R^2 = 0.9013$

Parcelle de 150 m² du Site 4 : $CTS \text{ (t/ha)} = 0.011 P^{0.646} I_{30}^{0.365} L_r^{0.239}$ avec $R^2 = 0.9602$

Parcelle de 150 m² du Site 5 : $CTS \text{ (t/ha)} = 0.012 P^{0.630} I_{30}^{0.505} L_r^{0.049}$ avec $R^2 = 0.9406$

VI – 2.2.4 Agrégation linéaire des résultats de la parcelle au bassin versant

a) Reconstitution des lames ruisselées aux exutoires BV1 et BV2 des sous-bassins

Les relations établies sur chaque parcelle de 150 m² ont été combinées au prorata des superficies occupées par les surfaces élémentaires pour obtenir la fonction de production de

chaque unité hydrologique. Le modèle ainsi obtenu sous-tend donc que l'eau ruisselant sur les parcelles parvienne à l'exutoire de chaque unité hydrologique sans qu'il n'ait de pertes entre la parcelle et le sous-bassin. Dans ces conditions, la sommation de toutes les lames ruisselées élémentaires de chaque parcelle, donne la lame théorique globale à l'exutoire sans tenir compte des effets induits par le changement d'échelle. Le *Tableau VI - 1* illustre pour les 2 sous-bassins la comparaison entre les lames ruisselées observées et calculées pour la période 2004-2011.

Tableau VI - 1 : Comparaison des lames ruisselées observées et extrapolées aux exutoires des deux sous-bassins pendant la période 2004-2011.

Année	Sous-bassin cultivé			Sous-bassin dégradé		
	Lrc	Lro	C	Lrc	Lro	C
2004	71	58	0.816	273	233	0.853
2005	126	92	0.732	373	275	0.737
2006	184	141	0.763	561	404	0.721
2007	162	109	0.673	451	289	0.640
2008	131	100	0.765	431	301	0.699
2009	131	113	0.861	392	301	0.768
2010	136	106	0.784	444	344	0.773
2011	94	67	0.716	302	244	0.809

Lrc = Lame ruisselée calculée ; Lro = Lame ruisselée observée ; C = Coefficient de correction

On peut remarquer qu'à l'exutoire de chaque sous-bassin la lame ruisselée calculée est largement supérieure à la lame ruisselée observée pendant toute la période d'observation. Le coefficient correcteur nettement inférieur à 1 est compris dans l'intervalle [0.716 ; 0.861] pour le sous-bassin cultivé et [0.640 ; 0.843] pour le sous-bassin dégradé. Ceci confirme que les processus dominants ne sont pas les mêmes aux 2 échelles d'observation. En effet, une parcelle expérimentale de ruissellement et d'érosion représente une surface restreinte par rapport à celle du versant sur lequel elle se situe. Elle réalise un milieu étroitement défini par l'association d'une pente, d'un sol et d'un état de surface. Or les phénomènes hydriques qui se produisent en un point d'un versant dépendent de ceux qui affectent l'ensemble du versant. De plus, à l'échelle des versants, apparaissent surtout en milieu cultivé les effets des petits aménagements de conservation des eaux et des sols (cordons pierreux ou diguettes en courbes de niveau). Ces aménagements de conservation des eaux et des sols qui constituent des barrières artificielles au ruissellement direct, ont pour vocation de faciliter, en des endroits choisis et dans des proportions sous contrôle, une plus grande infiltration de l'eau utilisable par les plantes. Etudier un point isolé de son environnement ne peut donc conduire à l'étude d'un phénomène réel. Dans ce cas, l'extrapolation des mesures ponctuelles comme celles obtenues sur nos parcelles de ruissellement et d'érosion est sujette à caution.

b) Reconstitution des lames ruisselées à l'exutoire BV0 du bassin versant

L'agrégation des ruissellements à l'échelle des bassins versants est souvent réalisée soit par simple sommation pondérée des lames ruisselées calculées sur chaque unité hydrologique

composant le bassin versant, soit par utilisation d'une fonction de transfert permettant de décaler dans le temps l'arrivée des ruissellements à l'exutoire du bassin. Seule, la première méthode sera traitée dans ce paragraphe. Elle sera complétée par l'estimation d'un coefficient correcteur. Le *Tableau VI - 2* présente la comparaison entre les lames ruisselées calculées et observées à l'exutoire BV0 du bassin versant pendant la période 2004-2011.

Comme dans le cas du paragraphe précédent, la lame annuelle ruisselée calculée à partir des données issues des parcelles est largement supérieure à celle mesurée à l'exutoire du bassin versant. Le coefficient correcteur oscille entre les valeurs 0.680 et 0.937.

Tableau VI - 2 : Comparaison des lames ruisselées observées et extrapolées à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou pour la période 2004-2011.

Année	Pluie annuelle (mm)	Lrc	Lro	C
2004	499	147	101	0.689
2005	537	166	122	0.735
2006	747	246	231	0.937
2007	645	203	172	0.838
2008	630	182	156	0.858
2009	592	163	150	0.904
2010	672	204	172	0.842
2011	449	128	87	0.680

La plupart des tentatives de reconstitution à l'exutoire des petits bassins des lames ruisselées à partir des fonctions de production établies sur les parcelles ont montré que les lames calculées sont nettement supérieures aux lames d'eau réellement observées (Albergel, 1987 ; Casenave et Valentin, 1989 ; Thebe et Pontanier, 1989 ; Rodier, 1992 ; Molinier *et al.*, 1990 ; Lamachère et Puech, 1995). Plusieurs causes ont été identifiées pour expliquer la différence entre ces deux grandeurs :

- (i) **L'effet de pente qui n'est pas ou peu pris en compte sur la parcelle** : Les fonctions de production précédemment établies sur les parcelles expérimentales ne tiennent pas compte de la pente des parcelles. Or l'inclinaison de la pente a un effet non négligeable sur la production du ruissellement et le transport des sédiments. La pente est considérée comme un facteur primordial dans le transfert des flux d'eau et de matières sur les versants. De plus, la pente des versants sur lesquels sont généralement installées les parcelles est supérieure à la pente moyenne du bassin.
- (ii) **La répartition spatiale par rapport à l'exutoire des différents paysages des sols du bassin** : En effet, sur une parcelle, toute l'eau qui s'infiltre est considérée comme perdue pour le ruissellement et toute l'eau qui ruisselle est supposée contribuer à la formation des crues. Toujours sur une parcelle, il est possible de mesurer les différents termes qui composent les pertes en eau. Sur un bassin versant, il est possible de mesurer en différents points les termes du bilan hydrique, mais l'intégration dans l'espace de ces mesures et de leur variabilité s'avère très difficile

car la plupart des phénomènes ne sont pas continus. De plus certains processus physiques apparaissent sur un bassin versant alors qu'ils n'existaient pas à l'échelle de la parcelle. Par exemple, l'eau qui ruisselle en amont du bassin peut se ré-infiltrer à l'aval si les différences de perméabilité le permettent. À l'inverse, l'eau infiltrée à l'amont peut ressortir à l'aval par suite d'un accident topographique ou d'une hétérogénéité pédologique.

- (iii) **L'approche ne tient pas compte des conditions du transfert de l'eau sur les versants et dans le réseau :** Les études hydrologiques en régions semi-arides ont montré l'existence de pertes d'eau importantes sur les versants (Peugeot *et al.*, 1997 ; Esteves & Lapetite, 2003). Ces mécanismes contrôlent les quantités de flux aux exutoires des petits bassins versants. Or, l'agrégation effectuée ci-dessus sous tend qu'il n'y a pas de pertes entre les parcelles (versants) et l'exutoire du bassin versant.
- (iv) **L'hétérogénéité des averses sur l'ensemble du bassin :** La distribution spatio-temporelle des précipitations est plus homogène sur une parcelle que sur l'ensemble du bassin versant. Cette variabilité spatio-temporelle des précipitations n'est pas prise en compte dans l'agrégation à l'échelle du bassin versant des fonctions de production établies sur les parcelles. On utilise comme variable d'entrée du modèle agrégatif la pluie moyenne sur le bassin.
- (v) **L'absence de la prise en compte de l'évolution de la végétation lors de l'établissement des différentes fonctions de production :**

À l'échelle parcellaire, les états de surface, la végétation et le travail superficiel du sol exercent une influence décisive sur le ruissellement. À cette échelle on évalue bien les paramètres qui conditionnent la genèse du ruissellement. La compréhension des processus permet l'analyse du fonctionnement des unités hydrologiques en termes d'occupation des sols et met en évidence l'influence des zones à forte perméabilité sur le ruissellement. Le bassin versant est plus complexe avec l'apparition et l'intégration successives des mécanismes observés à l'échelle de la parcelle, des sous bassins, et dans un système hydrographique plus développé.

Sur le bassin de Tougou, l'agrégation des relations locales à l'échelle parcellaire a conduit à une surestimation de la quantité réelle des écoulements observés à l'exutoire. Les processus hydrologiques à l'échelle du bassin ne sont pas aussi simples que la combinaison linéaire des processus observés à des échelles plus petites. La variabilité spatiale de la production et le transfert du ruissellement de surface provoque des effets d'échelle sur l'estimation du ruissellement. Les connaissances acquises à l'échelle parcellaire sur la réponse hydrologique d'un sol n'offrent aucune garantie pour reconstituer avec une marge raisonnable les écoulements à son exutoire. Il devient nécessaire de proposer une méthode permettant de corriger les écarts entre les lames ruisselées observées et estimées. Cette méthodologie est décrite dans les paragraphes suivants.

c) Estimation à l'échelle du bassin versant du coefficient correcteur

La différence d'échelle entre les surfaces élémentaires et des petits bassins expérimentaux a obligé les premiers auteurs qui se sont intéressés à la reconstitution des écoulements à passer par une phase de calage entre les lames ruisselées ainsi calculées et un échantillon de lames réellement observées. La droite de régression entre lames calculées et lames observées est une fonction de calage propre à chaque bassin. Cette fonction de calage permet de corriger à l'échelle événementielle la lame d'eau simulée à partir des observations locales. Rodier (1995) a proposé pour la détermination de la lame ruisselée de fréquence décennale les coefficients de calage en fonction de la taille et de la classe de perméabilité du bassin versant. Ces coefficients ont été calculés pour des conditions favorables au ruissellement, à partir des fonctions de calage, en considérant l'ordonnée à l'origine égale à 0, c'est à dire un remplissage maximum des réservoirs superficiels. Cependant, la limite de cette fonction est que ces paramètres conservent la même signification pour des averses plus modestes que des averses rares.

Dans ce chapitre, l'objectif est de reconstituer à l'échelle annuelle les lames ruisselées à l'exutoire du bassin versant, et non à l'échelle événementielle. En remplacement du modèle de calage usuellement utilisé par la méthode agrégative, nous proposons de déterminer un coefficient correcteur entre la lame annuellement observée et simulée, qui tient compte des caractéristiques des précipitations.

Nous avons précédemment montré que les écoulements restent proportionnels aux précipitations et que les volumes annuellement écoulés dépendent du nombre et de la localisation dans la saison des épisodes pluvieux de fréquence rare. Ces épisodes orageux peuvent produire jusqu'à 30% des écoulements annuels (cf. chapitre 3, § III – 2.2.3). De plus, nous avons également montré que leur distribution suit celle des précipitations (cf. chapitre 4, § IV – 2.3.2-d). En conséquence, les variables retenues sont :

- La pluie annuelle P_{an} (mm) ;
- La valeur maximale des pluies journalières P_{jmax} de l'année ;
- Le nombre de pluies journalières dont la hauteur de pluie dépasse 40 mm : $NbreP_{>40}$
- Le nombre de pluies journalières dont la hauteur dépasse le double de la pluie d'imbibition : $Nbre_{>2P_{imb}}$

Le coefficient correcteur permet à partir des données issues des parcelles de 150 m² installées sur les principaux états de surface du bassin d'approcher raisonnablement les observations à l'exutoire du bassin :

$$Lo = A \times Lc$$

Où Lo et Lc représentent respectivement les lames annuelles observées et calculées.

Nous avons réalisée une régression linéaire entre les variables retenues et le coefficient correcteur C (Tableau VI - 2). Le modèle linéaire ajusté est fourni par l'expression mathématique suivante :

$$C = 0.6324 + 0.0027 \times P_{an} - 0.0047 \times P_{jmax} - 0.0121 \times Nbre_{Pj > 40} - 0.0709 \times Nbre_{Pj > 2 P_{limb}} \pm 0.008 \quad R^2 = 0.9902$$

À partir de la série des précipitations journalières, on peut estimer avec une marge raisonnable la lame annuelle potentiellement observable à l'exutoire du bassin versant de Tougou.

d) Reconstitution des pertes en terre aux exutoires des sous-bassins et du bassin

Comme précédemment effectué pour la variable "ruissellement", les relations établies sur chaque parcelle de 150 m² ont été combinées au prorata des superficies occupées par les surfaces élémentaires pour obtenir les pertes en terre exportées aux exutoires des sous bassins et du bassin versant. Les résultats sont présentés dans le *Tableau VI - 3*.

Tableau VI - 3 : Comparaison des pertes en terre observées et extrapolées aux exutoires des sous bassins et du bassin versant de Tougou pour la période 2010-2011.

Année	Sous Bassin cultivé (BV1)			Sous Bassin dégradé (BV2)			Bassin versant (BV0)		
	CTS_est	CTS_obs	C	CTS_est	CTS_obs	C	CTS_est	CTS_obs	C
2010	4.1	2.8	0.694	15.7	7.8	0.497	6.3	4.1	0.66
2011	2.4	2.0	0.830	10.6	6.4	0.601	3.9	2.2	0.58

On note que les taux d'érosion mesurés aux exutoires des sous-bassins et du bassin restent faibles par rapport à ceux obtenus par extrapolation des taux élémentaires. Ces résultats démontrent une forte dynamique d'érosion et de dépôts à l'intérieur de chaque unité hydrologique. En rappel, les mesures faites à la parcelle indiquent des taux d'érosion élevés, surtout pour les sols nus (12 à 15 t/ha) ; alors que les mesures au niveau des différents exutoires indiquent des taux faibles d'exportations solides (< 8 t/ha). Sur les deux années 2010 et 2011, les pourcentages d'exportation à l'exutoire BV0 du bassin versant sont respectivement de 66% et 58% (*Tableau VI - 3*). L'érosion intense au niveau des parcelles est suivie de dépôts importants à l'intérieur du bassin surtout dans les axes d'écoulement. Cela s'explique par la granulométrie des sédiments érodés et les faibles pentes d'écoulement (Karambiri *et al.*, 2003). En effet, les matériaux arrachés au niveau des parcelles de 150 m² sont respectivement composés à près de 70% et 55% de particules grossières sur les sols cultivés et sur les sols dégradés avec de faibles quantités de matières en suspension (cf. chapitre 5, § *Figure V - 2*).

Il est connu que les mesures d'érosion à la parcelle permettent de quantifier la production brute élémentaire, alors que celles au niveau des bassins versants permettent d'estimer les pertes en terre ou exportation solides (Stroosnijder, 2005) intégrant d'autres formes de processus d'érosion (dépôts, érosion en ravine, etc.). À l'échelle du bassin versant, les processus d'érosion sont essentiellement lents et, en l'absence d'événements exceptionnels, le phénomène le plus important est la redistribution des matériaux le long des versants, dans le lit du cours d'eau sans exportation hors du bassin. Dans ces conditions, l'extrapolation des

résultats d'érosion de la petite à la grande échelle reste délicate et dépend du milieu considéré (Boix-Fayos *et al.*, 2007)

Nous disposons seulement deux années de mesures des pertes en terre à toutes les échelles d'observation. Pour cela, nous ne pouvons pas ajuster comme nous l'avons fait pour la variable "ruissellement", un modèle de régression pouvant permettre d'estimer le coefficient correcteur des pertes en terre calculées à partir des données issues des parcelles. Des observations complémentaires sont nécessaires.

VI – 2.2.4 Effets de la taille et lois d'échelle

Le graphique (Figure VI - 5) présente aux différentes échelles d'observation (de la parcelle unitaire au sous-bassin), les valeurs moyennes des 3 indices tant sur les sols cultivés que dégradés. On constate que pour chaque échelle d'observation, la variabilité interannuelle de chaque indice est faible. De plus, pour les trois nombres sans dimension, il y a une très bonne corrélation pour les 4 échelles de mesure du ruissellement. Ceci suggère fortement qu'une série de plusieurs années de mesures du ruissellement donnera un faisceau de points qui enveloppera la réponse hydrologique aux différentes échelles de chaque unité. Il est donc possible d'estimer avec une marge raisonnable une relation analytique pour chaque nombre en fonction de la taille d'observation et qui définit le fonctionnement hydrologique de chaque sous-bassin.

Les indices varient de manière non proportionnelle avec la taille de l'unité de mesure (Figure VI - 5). Ces tendances confirment la présence d'une loi d'échelle déjà bien connue en hydrologie. Plus la taille de l'unité de mesure augmente, plus la valeur de I_1 et I_3 diminue alors que celle de I_2 augmente. Le plus intéressant est que les valeurs de chaque indice sont bornées à chaque échelle d'observation.

En milieu cultivé, la valeur de chaque indice à l'échelle événementielle dépend plus des conditions édaphiques du sol que des précipitations. Juste après un travail du sol, la valeur de chaque indice devient faible, sensiblement plus faible après un labour + sarclo-binage qu'après un sarclage. Par contre, 80 mm de pluie après le travail du sol, les valeurs deviennent plus élevées. En milieu dégradé, les valeurs des indices dépendent plus de l'occurrence de l'intensité de pluie, que de sa quantité.

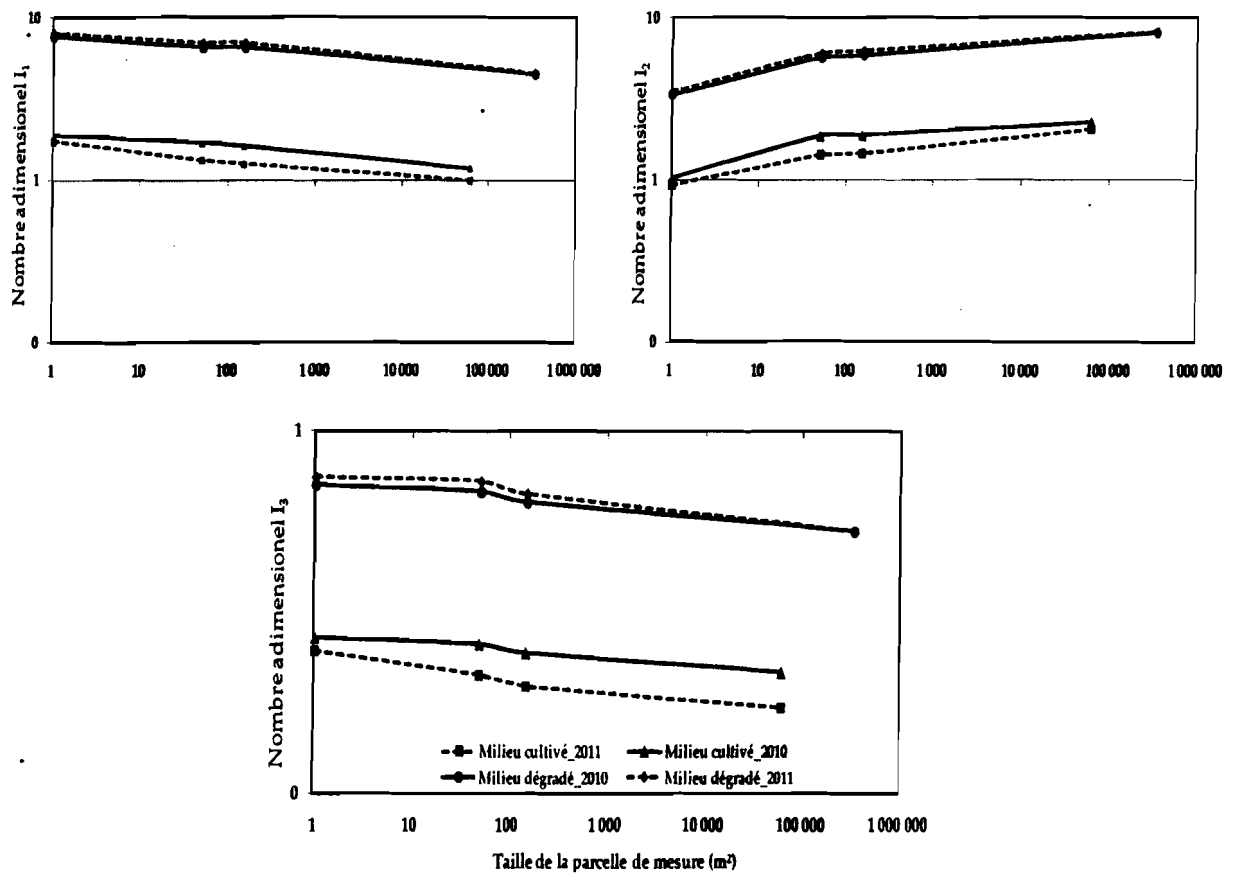


Figure VI - 5 : Evolution des nombres adimensionnels en fonction de la taille d'observation.

VI – 2.2.5 Relation fonctionnelle entre les nombres adimensionnels

Nous avons déterminé pour chaque indice une relation analytique en fonction de l'échelle d'observation. Les relations obtenues ne sont pas linéaires : les équations traduisent à chaque fois des lois puissances (scaling laws) qui deviennent des droites sur des graphiques semi-logs. Les barres verticales sur les graphiques représentent l'erreur type de chaque indice. En effet, l'erreur type est une mesure du degré d'erreur dans la prévision de la valeur de chaque indice en fonction de l'échelle d'observation. Les segments de droites joignant les extrémités haute et basse des erreurs définissent la bande de confiance de la droite de régression.

La taille de l'unité de mesure et les indices ont évidemment une forte relation non linéaire ($R^2 > 0.93$). La loi puissance offre le meilleur ajustement. Sa formulation est illustrée dans chaque graphique de la Figure VI - 6. Il semblerait que l'ajustement fournit des meilleurs estimateurs pour les indices I_1 et I_3 .

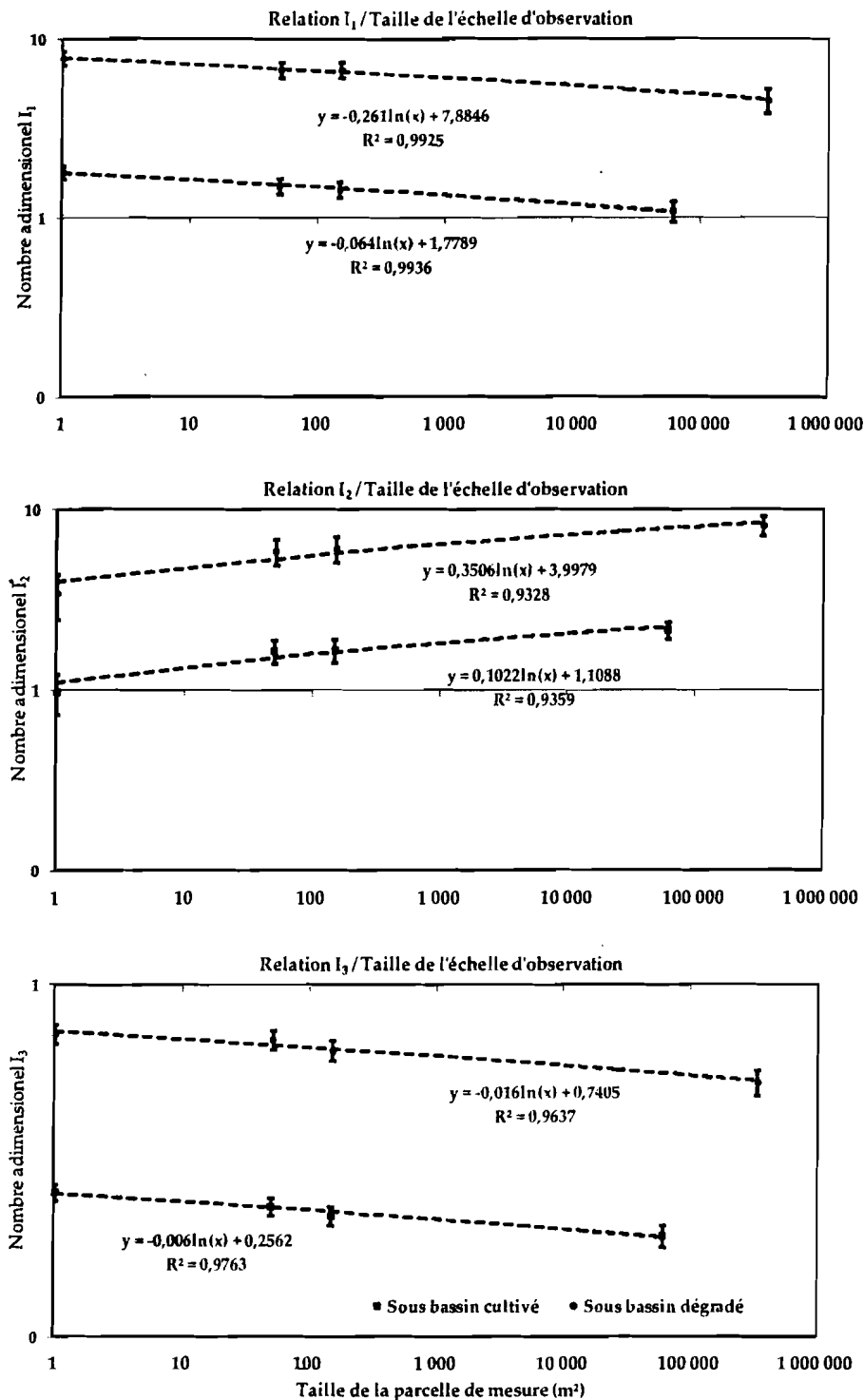


Figure VI - 6 : Relation fonctionnelle entre les nombres adimensionnels I_1 , I_2 et I_3 aux différentes échelles d'observations.

L'emploi des nombres adimensionnel dans la mesure de l'effet d'échelle s'inscrit dans la recherche des relations de similarité entre les différentes échelles d'observation. Cependant, le défaut de leur utilisation est qu'ils ne s'appliquent que sur des unités hydrologiques homogènes en termes d'occupation du sol. Le bassin versant est un système très complexe dont la forme, le réseau de drainage, la pente du terrain, les pentes des chenaux, représentent

le résultat de processus adaptatifs géomorphologiques. Cependant, ces indices fournissent des informations quantitatives de la façon dont l'échelle affecte le phénomène du ruissellement essentiel en hydrologie. Il se pourrait que des études supplémentaires de l'effet d'échelle dans le comportement des bassins versants puissent bénéficier des études sur les lois d'échelle dans des systèmes adaptatifs dans d'autres disciplines. Toutefois, il est intéressant de mentionner que les relations analytiques produites ne sont pas nécessairement transférables à d'autres régions. Par conséquent, un autre défi très important serait la définition des limites acceptables de l'extrapolation.

VI – 2.3 Discussions

VI – 2.3.1 Agrégation linéaire des données

Les processus de ruissellement et surtout de l'érosion sont souvent non-linéaires et dépendent de l'échelle, ce qui complique la modélisation et/ou la transposition du ruissellement et de l'érosion à l'échelle du bassin versant. Une des raisons de la dépendance d'échelle est l'influence des puits hydrologiques, à savoir des zones d'infiltration et de la sédimentation, qui abaissent la connectivité hydrologique et diminuent le ruissellement et les pertes en terres produits par des zones actives (Lesschen *et al.*, 2009).

Lesschen *et al.*, (2009) ont mis en évidence l'influence des zones puits sur la connectivité hydrologique d'un bassin versant semi-aride d'Espagne. Dans cette étude, le ruissellement et la dynamique érosive ont été simulés à l'échelle du bassin versant en incluant à l'échelle de la parcelle et du versant les caractéristiques qui influent sur la connectivité hydrologique. Un module d'infiltration a été élaboré dans le modèle afin de prendre en compte les puits de ruissellement. Les résultats des simulations ont montré que la distribution spatiale des parcelles de végétation et des terrasses agricoles détermine en grande partie la connectivité hydrologique à l'échelle du bassin versant. Le ruissellement et les pertes en terre pour le scénario sans terrasses agricoles sont respectivement 4 et 9 fois plus élevé comparé à la situation actuelle. Ils concluent que pour bien simuler le ruissellement et l'érosion à l'échelle d'un bassin versant, les modèles hydrologiques distribués doivent prendre en compte à des échelles plus fines l'influence des zones puits hydrologiques.

Le concept de connectivité hydrologique a été développé pour étudier l'influence de l'organisation intrinsèque des hétérogénéités sur le comportement global du système qui contient ces hétérogénéités. Il est un facteur essentiel à prendre en compte lors de la modélisation de systèmes hétérogènes. En hydrologie de surface, la connectivité hydrologique manque encore d'une définition largement acceptée (Bracken and Croke, 2007) car sa signification varie d'un auteur à un autre, selon le contexte et les sources d'information qui sont utilisés pour la caractériser. En effet, Antoine *et al.*, (2009) ont donné une définition basée sur des concepts employés en écologie et largement acceptés par la communauté scientifique. Les auteurs définissent la connectivité hydrologique comme la continuité structurelle et/ou fonctionnelle entre les différentes unités élémentaires contenues dans un

paysage plus grand. La connectivité structurelle se réfère aux propriétés de continuité de variables d'état dans l'espace (telles que les propriétés de surface du sol), tandis que la connectivité fonctionnelle est basée sur les processus et reflète la capacité de l'eau (ou le taux de transfert des flux liquides et solides) de se déplacer dans le système en réponse à une excitation.

X Bien que la connectivité hydrologique elle soit reconnue comme un facteur clé pour la compréhension de la réponse hydrologique et érosive d'un bassin versant, il manque encore des méthodes de référence pour leur évaluation. Dans un objectif de contribution à cette problématique, Antoine *et al.*, (2009) ont évalué les différents indicateurs quantitatifs de la connectivité hydrologique, en utilisant les concepts de la connectivité structurelle et fonctionnelle couramment utilisées en écologie. Les indicateurs ont été testés sur les champs numériques contrastés de la microtopographie qui présentent des réactions hydrologiques distincts. Finalement, ils ont proposé un indicateur de la connectivité fonctionnelle adapté au concept " volume to breakthrough" : le degré de connexion de surface en fonction du remplissage de stockage en surface. Cet indicateur a été discriminant entre les différents types de microtopographie et pourrait être utilisé pour conceptualiser le processus de remplissage de dépression. En 2011, les mêmes auteurs ont étudié l'effet de l'intégration de la connectivité de la microtopographie dans les modèles distribués de ruissellement à l'échelle inter-rigole. Antoine *et al.*, (2011) ont montré que la configuration spatiale de la microtopographie affecte la connectivité du ruissellement à l'échelle inter-rigoles et, par conséquent, la forme de l'hydrogramme. En définissant une fonction de connexion des surfaces qui tient compte à la fois du stockage dans les dépressions et de la dynamique de détention superficielle, ils ont amélioré de façon significative la prévision des hydrogrammes par rapport à l'approche classique où le ruissellement ne démarre que lorsque la capacité de stockage dans les dépressions est maximale.

L'étude de la connectivité hydrologique a connu un vif intérêt ces dernières années (Jencso *et al.*, 2009 ; Appels *et al.*, 2011 ; Duvert *et al.*, 2011 ; etc...) et son potentiel à fournir une approche intégrée pour l'étude des systèmes complexes a été de plus en plus reconnu. La recherche sur la connectivité hydrologique peut également aider à mieux comprendre les effets des changements dans le système et de fournir ainsi des connaissances cruciales pour les gestionnaires et les décideurs (Lexartza-Artza et Wainwright, 2009). Ces deux auteurs ont identifié les lacunes dans l'application du concept de la connectivité hydrologique, et ont énuméré par la suite les considérations qui doivent être pris en compte pour aborder d'une manière efficace et complète l'étude de ce concept.

VI – 3 Conclusion partielle

Les études réalisées sur le bassin expérimental de Tougou ont permis de mettre en place une méthodologie de mise à l'échelle. Les fonctions de production du ruissellement et de sédiments établies sur les parcelles de 150 m² ont été transposées à l'échelle des sous bassins

et du bassin versant. Les résultats obtenus montrent que les quantités de flux d'eau et de sédiments calculées sont dans la plupart des cas nettement supérieures aux quantités observées. Evidemment, une des limites de cette approche en est l'échelle. Les processus à l'échelle des parcelles de 150 m² ne sont pas extrapolables à l'échelle des sous bassins et du bassin versant en raison des infiltrations et des dépôts possibles. Les formes de ruissellement et d'érosion observées à l'échelle parcellaire ne sont plus dominantes à l'échelle du bassin versant.

Il n'en reste pas moins que cette échelle de la parcelle abordée ici via les parcelles de 150 m², permet de proposer une méthode permettant d'estimer les flux liquides et solides à l'exutoire du bassin versant de Tougou. Les flux estimés sont corrigés par un coefficient correcteur qui tient compte des caractéristiques des précipitations. Il faut souligner que l'utilisation des coefficients correcteurs pour le calcul des lames annuellement ruisselées est une conséquence de la conceptualisation de la relation lame observée-lame calculée. Elle a été imposée comme nous semblant être la meilleure façon de contribuer à une amélioration significative de l'estimation des lames ruisselées calculées. Il ne paraît pas déraisonnable d'envisager son établissement pour les averses de fréquence rare.

Au vu des résultats obtenus, on peut soutenir avec raison qu'une meilleure transposition des données de l'échelle parcellaire à l'échelle du bassin viendra de la prise en compte des questions de la connectivité hydrologique. Cette approche de la connectivité est voisine des concepts de zones actives et zones contributives, de périodes actives et périodes contributives développées par Ambroise (1999). La connectivité de la microtopographie de surface joue donc un rôle important sur le déclenchement du ruissellement et de la forme de l'hydrogramme, et doit être évalué quantitativement.

α

CONCLUSION GERERALE ET PERSPECTIVES

Conclusion générale et perspectives

La quantification des flux liquides et solides dans différents environnements et à différentes échelles spatiales, la recherche des sources de variation et les essais de transposition de données du ruissellement et de pertes en terre de l'échelle parcellaire à celle des petits bassins versants ont mobilisé de nombreux chercheurs. Depuis une trentaine d'années, les équipes de recherche de l'ORSTOM (actuel IRD) ont apporté leur contribution à cet exercice d'amélioration de la compréhension des processus hydrologiques et érosifs aux différentes échelles d'observation aux travers des observations sur des parcelles de différentes tailles. L'instrumentation des parcelles d'un à quelques dizaines de m² sur différents types de sols d'un bassin versant associée à l'utilisation d'un simulateur de pluie ont permis de progresser dans l'identification des principaux facteurs contrôlant sa réponse hydrologique et érosive suite à une précipitation.

La démarche adoptée dans cette étude dans un objectif de contribution à cette problématique au Sahel a consisté à quantifier à différentes échelles spatiales et sur les principaux états de surface du bassin versant de Tougou, le ruissellement et l'érosion hydrique. En exploitant les données pluviométriques, hydrométriques et de pertes en terre disponibles depuis 2004 sur le bassin et complétées durant cette thèse, nous avons cherché à identifier les processus hydrologiques et érosifs majeurs mis en jeu à différentes échelles d'observation, comprendre les sources de variation et à développer une méthodologie d'extrapolation des résultats de l'échelle parcellaire à l'exutoire du bassin versant. Au-delà des résultats présentés dans les différents chapitres et dont les principaux seront rappelés ultérieurement dans cette conclusion, nous retiendrons que l'originalité de ce travail réside d'une part dans l'analyse multi-échelle des processus hydrologiques et érosifs, et d'autre part, dans la recherche des relations de similarité entre les différentes échelles d'observation par le biais de l'analyse dimensionnelle. En comparant les gammes de surface étudiées en hydrologie, les méthodes utilisées à chaque échelle, et les principaux processus mis en jeu chaque fois, on comprend aisément les difficultés liées à l'extrapolation des résultats d'une échelle à une autre. À l'issue de ce travail, ce sont donc surtout les méthodes d'analyse successives qui doivent être rappelées en premier lieu.

Le premier travail a consisté à faire un état de l'art sur les processus hydrologiques et érosifs à trois échelles d'observation (parcelle, sous-bassin, bassin versant) et sur les méthodes usuelles de mise à l'échelle en hydrologie. Cette importante tâche a permis de mieux appréhender les processus hydrologiques et érosifs mis en jeu à chaque échelle d'observation et les facteurs qui les conditionnent. En outre, une relecture des différentes techniques de transfert d'échelle en hydrologie a été effectuée en insistant particulièrement sur les limites de la méthode de l'agrégation linéaire.

Le second travail a permis de faire un bref aperçu sur le contexte climatique et environnemental de la zone d'étude, de présenter le dispositif expérimental et les protocoles de mesure. Un accent a été mis sur les données d'études et les incertitudes des mesures.

Ensuite, les données pluviométriques, hydrométriques et de pertes en terre acquises sur le bassin depuis 2004 ont été utilisées pour comprendre la réponse hydrologique et érosive à son exutoire principal. Les résultats ont montré l'extrême variabilité des réponses du bassin versant à un épisode pluvieux. La réponse hydrologique du bassin a pu être modélisée de façon simple, avec une pluie d'imbibition relativement stable. Le bilan hydrologique annuel a montré que le ruissellement sur le bassin est assez modeste (19 à 27% des précipitations). Des relations explicatives de transports solides ont été établies à l'exutoire du bassin versant, mettant en évidence l'évolution des concentrations moyennes au fil de la saison pluvieuse en fonction des mises en cultures et du développement de la végétation.

Enfin, nous avons réalisé une analyse multi-échelle du ruissellement et de l'érosion hydrique sur les principaux états de surface du bassin puis effectué des essais de transpositions des données de ces deux variables de l'échelle parcellaire à celle du bassin versant.

La méthode employée pour mieux appréhender les différences observées au niveau de la production du ruissellement et des sédiments aux différentes échelles d'observation a consisté à faire des comparaisons par parcelle de même taille des valeurs moyennes, puis par événement pluvieux les valeurs obtenues sur les 3 parcelles d'un même site. Les résultats ont montré clairement que le ruissellement et les pertes en terre sont nettement supérieurs sur sols nus et dégradés que sur sols cultivés. En outre, on note que, tant sur sol cultivés que sur sols dénudés, la lame ruisselée ainsi que les pertes en terres diminuent lorsque la superficie augmente, pour une même pluie et dans des conditions comparables d'humidité préalable des sols. À l'échelle de la parcelle, les caractéristiques du sol (microrelief, rugosité de surface, paramètres hydrodynamiques) varient très peu ; les pertes en terre sont essentiellement dues à l'érosion en nappe et linéaire. À l'échelle du bassin versant, des ré-infiltrations et des dépôts de sédiments dans le réseau hydrographique et l'hétérogénéité des caractéristiques du sol deviennent plus importants.

Les principaux résultats confirment globalement les mécanismes connus aux différentes échelles observations et présentés au chapitre 1. Ils permettent de préciser certains aspects :

- (i) À l'échelle parcellaire, le partage entre l'infiltration et le ruissellement est conditionné par les propriétés hydrodynamiques des sols ; À l'échelle du bassin, la dynamique des précipitations, et sa variabilité spatiale conditionnent l'écoulement à l'exutoire du bassin versant.
- (ii) Aux différentes échelles d'observation, les pertes en terre sont étroitement liées au ruissellement et donc à la nature de la pluie ; la pluie, la nature et l'utilisation des sols sont les principaux facteurs conditionnels de l'érosion.
- (iii) Les processus de production du ruissellement ne sont pas les mêmes aux différentes échelles d'observation retenues. L'analyse statistique des données a permis de mettre en évidence que sur les sols dégradés et non cultivés les processus de génération de

ruissellement sur les parcelles de 50 et 150 m² sont identiques et significativement différents de la parcelle unitaire.

- (iv) Sur les sols cultivés, les processus de production des sédiments sont significativement différents pour les 3 échelles parcellaires étudiées.
- (v) L'effet d'échelle observé sur le ruissellement et l'érosion est dû principalement à l'hétérogénéité spatiale des sols (propriétés hydrodynamiques, microrelief) et à sa variabilité (état des variables). Cet effet d'échelle est amplifié par la distribution spatio-temporelle des précipitations (fréquence et intensité des pluies).
- (vi) Une estimation raisonnable des écoulements à l'exutoire du bassin à partir des données issues des parcelles de 150 m² a été possible grâce à l'agrégation linéaire des fonctions de production de ruissellement et d'un coefficient correcteur. Un modèle linéaire multiple permet d'estimer ce coefficient correcteur.
- (vii) Trois nombres adimensionnels définis en combinant les données des précipitations et des caractéristiques des sols ont permis d'établir des relations de similarité entre une unité hydrologique en terme d'occupation des sols et une échelle réduite.

Par ailleurs, la recherche des relations de similarité effectuée à la fin du chapitre 6 doit être approfondie. L'emploi des nombres adimensionnels définis s'adapte bien à l'intérieur d'une unité hydrologique homogène. De nouvelles recherches sont nécessaires par rapport à leur utilisation à l'intérieur d'un bassin versant.

En conclusion, ce travail qui devait répondre à de nombreuses questions et proposer une méthodologie de transfert des résultats de la parcelle au bassin versant nous amène vers un nombre de questions dont l'une des plus importantes est la connectivité hydrologique du bassin en fonction de l'épisode pluvieux. Ce constat est, sans doute, le reflet de la complexité inhérente aux processus hydrologiques et érosifs et aux échelles auxquelles nous avons travaillé. En effet, la connectivité hydrologique constitue un état hydrologique qui lie les versants à l'exutoire du bassin. Ce concept semble émerger afin d'expliquer la décroissance du ruissellement et des pertes en terre avec l'accroissement de la superficie. Il est de plus en plus utilisé dans les discussions des articles scientifiques publiés ces dernières années. Cependant, comment l'identifier et la mesurer, et comment la relier aux résultats obtenus. Les perspectives à envisager sur le bassin de Tougou, outre la continuité des observations classiques, sont : (1) identifier, puis mesurer à chaque échelle d'observation la connectivité hydrologique ; (2) quels sont les facteurs qui le contrôlent ; (3) et modéliser sa variabilité en fonction des événements pluvieux.

À titre d'exemple, des observations qualitatives des différents biefs d'une portion du réseau hydrographique du bassin peuvent permettre de mieux appréhender le niveau de connectivité hydrologique correspondant et donc de distinguer des aires contributives d'aires non contributives au transfert de surface. L'instrumentation des différents biefs par une série de capteurs du niveau d'eau fournira ces informations qualitatives.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Abrahams, A. D., Parsons, A. J., (1991). Relation between sediment yield and gradient on debris covered hillslopes, Walnut Gulch, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8): 1109-1113.
- Abrahams, A. D., Parsons, A. J. and Luk, S.-H., (1988). Hydrologic and sediment responses to simulated rainfall on desert hillslopes in southern Arizona. *Catena*, 15(2): 103-117.
- Achite, M., Meddi, M. (2004). Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Haddad (Nord Ouest Algérie). *Sécheresse* 15 (4), 1-8.
- Adomian, G. (1986). *Nonlinear Stochastic Operator Equations*. Academic Press, New York, USA.
- Ahuja, L., Fieldler, F., Dunn, G., Benjamin J., Garrison A. (1998). Changes in soil water retention curves dues to tillage and natural reconsolidation. *Soil Science Society of America Journal*, 62 , 1228-1233.
- Albergel, J., (1987) *Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m au km². Etude des paramètres hydrologiques et de leur évolution*. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. *Etudes et thèses de l'ORSTOM*, ORSTOM, Paris.
- Albergel, J., Casenave A., Valentin C. (1986). Modélisation du ruissellement en zone soudano-sahélienne simulation de pluie et cartographie des états de surface. ORSTOM, Ouagadougou, pp 75 – 89.
- Albergel, J., Moussa, R., et Chihinian, N. (2003). Les processus hortonien et leur importance dans la genèse et le développement des crues en zones semi-arides. *La Houille Blanche*, n°6, pp. 65-73.
- Albergel J., Ribstein P., Valentin C. (1986). L'infiltration : Quels facteurs explicatifs ? Analyse des résultats acquis sur 48 parcelles soumises à des simulations de pluies au BURKINA FASO. ORSTOM, Ouagadougou, pp 25 – 48.
- Allmaras, P., Burwell, R., Larson, W., Holt, R. (1966). Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. *USDA, Washington , Report* (7).
- Ambroise B., (1990). Méthodes d'étude de la variabilité spatiale du cycle hydrique dans le petit bassin du Ringelbach. *IAHS Publ.*, 193: 327-334.
- Ambroise B., (1998). *Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 - Processus et facteurs*. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 11, n° 4, 1998, p. 471-496.
- Ambroise B., (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant-Processus, Facteurs, Modèles*. Edition HGA, Bucarest, 200 pp.
- Anderson, T. W., Darling, D. A. (1952). Asymptotic theory of certain "goodness-of-fit" criteria based on stochastic processes. *Annals of Mathematical Statistics* 23: 193-212.
- Andrieux, P., Hatier, A., Asseline, J., de Noni, G., Voltz, M. (2001). Predicting infiltration rates by classifying soil surface features in a Mediterranean wine-growing area, International symposium on the significance of soil surface characteristics in soil erosion. COST 623 "Soil erosion and global change" workshop, Strasbourg, France, 20-22 September 2001.

- Andrieux, P., Louchart, X., Voltz, M., Bourgeois, T. (1996). Déterminisme du partage infiltration ruissellement sur parcelles de vigne en climat méditerranéen. *Document - BRGM 256, Editions du BRGM, Orléans* ; 7-11.
- Andrieux, P., Voltz, M., Louchart, X. (2002). Temporal evolution of soil infiltration under natural rainfall on tilled and untilled Mediterranean vineyards. *COST symposium "Soil erosion patterns: Evolution, spatio-temporal dynamics and connectivity". Münchebreg, Allemagne, 10-12th October 2002.*
- Antoine, M., Javaux, M., Bieters, C. L. (2009). What indicators can capture runoff-relevant connectivity properties of the micro-topography at the plot scale? *Advances in Water Resources*, 32, 1297–1310.
- Antoine, M., Javaux, M., Bieters, C. L. (2011). Integrating subgrid connectivity properties of the micro-topography in distributed runoff models, at the inter-rill scale. *Journal of Hydrology*, 403 (3-4), 213-223.
- Anyamba, A., Tucker, C. J. (2005) Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *Journal of Arid Environments*, 63, 596–614.
- Appels, W. M., Bogaart, P. W., van der Zee, S. E.A.T.M. (2011). Influence of spatial variations of microtopography and infiltration on surface runoff and field scale hydrological connectivity. *Advances in Water Resources*, 34, 303–313.
- Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Lavee, H., Sarah, P. (2008). Analysis of soil surface component patterns affecting runoff generation. An example of methods applied to Mediterranean hillslopes in Alicante (Spain). *Geomorphology*, 101, 595–606
- Assouline, S., Mualem, Y. (1997). Modeling the dynamics of seal formation and its effects on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. *Water Resources Research*, 33 (7), 1527-1536.
- Auerswald, K. (1992). Changes in soil surface roughness during erosive rains. *Internal report, TU Munchen.*
- Augeard, B., Bresson, L. M., Kao C., (2005). Does shallow water table depth influence structural crust formation ? An analysis of bulk density profiles from X radiography of crusts generated under high water content conditions. EGU General Assembly, Vienna, April 2005. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 07254, 2005.
- Augeard, B., Kao, C., Chaumont, C., Vauclin M., (2005a). Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 598-610. doi:10.1016/j.pce.2005.07.014.
- Auzet, A.V. (1987). L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques, Min. Env., Min. Agri., CEREG-URA 95 CNRS, 60 p.
- Avissar, R. & Pielke, R. A. (1989). A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Weath. Rev.* 117, 2113–2136.
- Balme, M., Galle, S., Lebel, T. (2005). Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Sécheresse*, 16 (1) : 15-22.
- Bartlett, M. S. (1937). Properties of sufficiency and statistical tests. *Proceedings of the Royal Statistical Society, Series A* 160, 268–282.

- Belghith, A. (2003). Les indicateurs radiométriques pour l'étude de la dynamique des écosystèmes arides (région de Zougrata, Sud-Est tunisien). *Sécheresse*, 14 (4), 267-74.
- Bergaoui, M., Camus, H., Nouvelo, J-F. (1998). Essai de modélisation du transport solide sur les micro bassins versants de Tebaga (Tunisie centrale). *Sécheresse*, 9 (1), 51-57.
- Bertran P., Le Bissonnais Y. et Texier J. P. (2003). Ruissellement. Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès, P. Bertran (Ed.). Editions du BRGM, Orléans
- Bertran, P., Texier, J. P. (1999). Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, 35 : 99-121.
- Berville. D et Marcary. F, (2006). Synthèse bibliographique: bilan des connaissances sur l'érosion et les phénomènes de ruissellement. Université Montaigne Bordeaux III. p28.
- Beven, K. (1981). Kinematic subsurface stormflow. *Water Resources Research*, 17,1419-1424.
- Beven, K. (1995). Linking parameters across scales : subgrid parametrizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Process* (9), 507-527.
- Beven, K., Wood, E. F., Sivapalan, M. (1988). On hydrological heterogeneity - catchment morphology and catchment response. *Journal of Hydrology*, 100 (1988) 353-375.
- Birkhoff, G. (1960). Hydrodynamics, 2^{ème} édition, Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Blöschl, G. (2001). Scaling in hydrology. Invited commentary. *Hydrological Process*, 15, 709-711.
- Blöschl, G., Grayson, R. B., Sivapalan, M. (1995). On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrological Process* (9), 313-330.
- Blöschl, G., Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling. A Review. *Hydrological Process*, 9, 251-290.
- Boardman, J. (2006). Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches. *Catena*, 68, 73-86.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V. and Alvaldejo, J. (2006). Measuring soil erosion by field plots : Understanding the sources of variation, *Earth-Science Reviews*, 78, 267-285.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Arnau-Rosalén, E., Alvaldejo, J. and Castillo, V. (2007). Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions, *Earth Surf. Processes Landforms*, 32, 85-101.
- Bogardi, J. L. (1974). Sediment transport in alluvial streams. *International courses in Hydrology*. Budapest, Academiai Kiado Press, 812 p.
- Boli, B. Z., Roose, E., Ziem, B. B. A., Sanon, K., Waechter, F. (1993). Effets des techniques culturales sur le ruissellement, l'érosion et la production de coton et maïs sur un sol ferrugineux tropical sableux. *Cahier. ORSTOM. Série. Pédologie.*, vol. XXVII, n° 2, 1993 : 309-325.
- Bolline A., (1982). Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en Moyenne Belgique. Thèse Université de Liège 365p.
- Bonnell, M., McDonnell, J. J., Scatena, F., Seibert, J., Uhlenbrook, S., van Lanen, H. (2006). HELPing FRIENDs in PUBs : charting a course for synergies within international water research programs in gauged and ungauged basins. *Hydrological Process*, 20, 1867-1874.

- Boulet, G., (1999). Modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiale dans les interactions sol-végétation-atmosphère. Thèse de doctorat. Université Grenoble I, 264 pp.
- Bouyer, J., Hemon, D., Cordier, S., Derriennic, F., Stücker, I., Stengel, B., Clavel, J. (1995). *Epidémiologie. Principes et méthodes quantitatives*. Editions INSERM, Paris
- Bracken, L. J., Croke, J. (2007). The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Process*, 21, 1749-1763.
- Bravard, J., Petit, F. (2000). Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial. Editions Armand Colin, Collection U, 222 p.
- Bridge, B., Silburn, D. (1995). Methods for obtaining surface seal hydraulic properties and how they are incorporated into infiltration models. In *Conference proceedings, 2nd International symposium on sealing, crusting and hardsetting soils: productivity and conservation*, So H Smith G, Raine S, Schafer B, Loch, R. (ed). Australian Society of Soil Science, Queensland, Australia; 205-221.
- Bronstert, A., Bardossy, A. (2003). Uncertainty of runoff modelling at the hillslope scale due to temporal variations of rainfall intensity. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 283-288.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology : An Introduction*. Cambridge : Cambridge university press, pp. 599.
- Bryan, R. B. (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32, 385-415.
- Bunasols, (1992). Etude pédologique des provinces du Yatenga et du Passoré. Ouagadougou, 46 pages + annexes.
- Cadier, E. (1996). Small watershed hydrology in semi-arid north-eastern Brazil: basin typology and transposition of annual runoff data. *Journal of Hydrology*, 182, 117-141.
- Calvo-Cases, A., Harvey, A. M., Paya-Serrano, J., Alexander, R.W. (1991). Response of badland surfaces in South East Spain to simulated rainfall. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 3-14.
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Imeson, A. C., (2003). Runoff generation, sediment movement and soil water behaviour on calcareous limestone slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology* 50, 269-291.
- Cammeraat, L.H. (2002). A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surf. Processes Landforms*, 27, 1201-1222.
- Cammeraat, L.H. (2004). Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in Southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104, 317-332.
- Cammeraat, E., van Beek, R., Kooijman, A., (2005). Vegetation succession and its consequences for slope stability in SE Spain. *Plant and Soil*, 278, 135-147.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. (2001). Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology*, 252 (1-4), 65-84.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. (2002). Influence of soil surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (SE Spain): field data and model approaches. *Hydrological Processes*, 16, 2621-2643.

- Cantón, Y., Solé-Benet, A., de Vente, J., Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Asensio, C., Puigdefàbregas, J. (2011). A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. *Journal of Arid Environments*, xxx,1-8.
- Cappus, C., (1960). Bassin expérimental d'Alrance. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, n°A, 493-520.
- Casenave, A. (1982). Le mini simulateur de pluie. Conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*. XIX, (4), 207-227.
- Casenave, A., Valentin, C. (1989). *Les états de surfaces de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration*. Editions de l'ORSTOM Paris, Collection Didactiques. 229 pp.
- Casenave, A., Valentin, C. (1992). A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, 130, 231-249.
- Casenave, A., Valentin, C., (1995). Etats de surface et transposition des données hydrologiques. In *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement* (Ed. par P. Chevallier & B. Pouyaud) (Actes de la conférence de Paris, mai 1995). *IAHS Publ. no. 238*, 1996. Pp 225 – 233.
- Casenave, A., Albergel, J., Ribstein, P., Valentin, C. (1994). Transposition des données hydrologiques : Prédétermination des crues décennales des petits bassins versants. Apports de la simulation de pluie. ORSTOM. Fonds documentaire, N°39652, cote B.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., Oost, K., Couturier, A., King, C., Dubreuil, N. (2004). Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *Journal Of Hydrology*, 299, 4-14.
- Cerdan, O., Poesen, J., Govers, G., Saby, N., Le Bissonnais, Y., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J. N., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F. J. P. M., Roxo, M. J., (2006). Sheet and rill erosion. In: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), *Soil Erosion in Europe*. J. Wiley, Chichester, pp. 501–515.
- Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F. J. P. M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M. J., Dostal, T. (2010). Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*, 122, 167–177.
- Chahinian, N., (2004). Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. Thèse de doctorat à l'Université Montpellier II, France. 264 p + annexes.
- Champely, S. (2006). Tests statistiques paramétriques : Puissance, taille d'effet et taille de l'échantillon (sous R), Université Lyon 1, France.
- Chen, Z. Q., Govindaraju, R. S. & Kavvas, M. L. (1994a). Spatial averaging of unsaturated flow equations under infiltration conditions over areally heterogeneous fields : 1. Development of models. *Water Resources Research*, 30, 523–533.
- Chen, Z. Q., Govindaraju, R. S. & Kavvas, M. L. (1994b). Spatial averaging of unsaturated flow equations under infiltration conditions over areally heterogeneous fields : 2. Numerical simulations. *Water Resources Research*, 30, 535–548.
- Chevalier P., (1982). Simulation de pluie sur deux petits bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute-Volta). *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, XIX(4): n° spécial: Simulation de pluie sur bassins versants représentatifs.
- Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B., Bernard, A. (1985). Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi (Burkina Faso). 1976-1981. Trav. et Dot. ORSTOM no 190. Paris, 251 p.

- Chevallier, P., Valentin, C., (1984). Influence des micro-organisations pelliculaires superficielles sur l'infiltrabilité d'un type de sol sahélien. *Bulletin du GFHN*, 17:9-22,5.
- Church, M., Ham, D., Hassan, M., Slaymaker, H.O., (1999). Fluvial clastic sediment yield in Canada : scaled analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 1267-1280.
- Collinet J. (1988). Étude expérimentale de l'érosion hydrique de sols représentatifs de l'Afrique de l'Ouest : Présentation des sites expérimentaux - Méthode et identification des processus élémentaires - Analyse et comparaison des régimes de ruissellement. *Cahier. ORSTOM, série Pédologie.*, vol. XXIV, n° 3, 1988 : 235-254.
- Collinet, J., Lafforgue, A. (1979) Mesures de ruissellement et de l'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute Volta. Orstom, Abidjan.
- Collinet, J., Valentin, C. (1979) Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* 17(4), 283-328.
- Contreras, S., Cantón, Y., Solé-Benet, A., (2008). Sieving crusts and macrofaunal activity control soil water repellency in semiarid environments : evidences from SE Spain. *Geoderma* 145, 252-258.
- Corradini, C., Morbidelli, R. and Melone, F. (1998). On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 52-67.
- Coutadeur, C., Coquet, Y., Roger-Estrade, J. (2002). Variation of hydraulic conductivity in a tilled soil. *European Journal of Soil Science*, 53, 619-628.
- Cosandey C., Robinson M. (2000). *Hydrologie continentale*, Armand Collin, Paris, 360p.
- Courel, M. F., (1984). Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Thèse d'Etat. Université Paris I, 407 pp.
- Crawford, C. G. (1991). Estimation of suspended- sediment rating curves and mean suspended-sediment loads, *Journal of Hydrology*, 129, 331-348.
- Dedkov, A. P. and Moszherin, V. I. (1992). Erosion and sediment yield in mountain regions of the world. Erosion, debris flows and environment in mountain regions. *Proc. international symposium, Chengdu*, 1992: 29-36.
- Descheemaeker, K., Nyssen, J., Poesen, J., Raes, D., Haile, M., Muys, B., Seppe, D. (2006). Runoff on slopes with restoring vegetation: A case study from the Tigray highlands, Ethiopia, *Journal of Hydrology*, 331, 219- 241.
- Desconnets, J.C., Vieux, B.E., Cappelaere, B., Delclaux, F. (1996). A GIS for hydrological modeling in the semiarid, Hapex-Sahel experiment area of Niger, Africa. *Trans. GIS* 1 (2), 82-94.
- Descroix, L., Mahé G., Lebel T., Favreau G., Galle S., Gautier E., Olivry J.C., Albergel J., Amogu O., Cappelaere B., Dessouassi R., Diedhiou A., Le Breton E., Mamadou I., Sighomnou D. (2009). Spatio-Temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: a synthesis. *Journal of Hydrology*, 375 (1-2), 90-102.
- Duvert, C., Gratiot, N., Anguiano-Valencia, R., Némery, J., Mendoza, M. E., Carlón-Allende, T., Prat, C., Esteves, M. (2011). Baseflow control on sediment flux connectivity: Insights from a nested catchment study in Central Mexico. *Catena*, 87, 129-140.

- Diallo D. (2000). Erosion des sols en zone soudanienne du Mali : transfert des matériaux érodés dans le bassin versant de Djitiko (Haut Niger). *Ph. D. thesis*, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Diallo, D., Roose, E., Barthès, B. (2004). Comparaison entre stabilité des agrégats ou des mottes et risques de ruissellement et d'érosion en nappe mesurés sur parcelles en zone soudanienne du Mali. *Science et changements planétaires / Sécheresse*. Volume 15, Numéro 1, 57-64, Janvier-Mars 2004, Note de recherche.
- Diallo, D., Orange, D., Roose, E. (2006). Erosion et stockage du carbone sous l'effet de l'utilisation des terres en zone de savane soudanienne bassin de Djitiko (Sud-Mali). In *Efficacité de la gestion de l'eau et de la fertilité des sols en milieux semi-arides*. pp.164-174.
- Dieckkrüger, B., Bork, H. (1994). Temporal variability of soil crust conductivity. *Soil Technology*, 7, 1-18.
- Diello P., (2007). Interrelations Climat – Homme – Environnement dans le Sahel Burkinabé : impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique. *Thèse de doctorat à l'Université Montpellier II, France*. 395 p + annexes.
- Diello, P., Mahé, G., Paturel, J. E., Dezetter, A., Delclaux, F. (2005). Relations indices de végétation - pluie au Burkina Faso : cas du bassin versant du Nakambé. *Hydrological Sciences Journal*, 50 (2), 207-222.
- Dooge, J. C. I. (1982). Parameterization of hydrologic processes. In Eagleson, P. S. (Ed.), *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*. Cambridge University Press, London. pp. 243-288.
- Dooge, J. C. I. (1986). Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22, 46s – 58s.
- Droux, J. P., Mietton, M., Olivry, J.P (2003). Suspended sediment yields in the Sudanian savanna zone : Examples from tree representative catchments in Mali. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 2, p. 99-110.
- Duffy, C. J. (1996) A two-state integral-balance model for soil moisture and groundwater dynamics in complex terrain. *Water Resources Research*, 32, 2421–2434.
- Dunne T., (1978). Field studies of hillslope flow processes. In: M. J. Kirkby (Ed.), *Hillslope Hydrology*. Wiley-Interscience Publ., pp. 227-293.
- Dunne T., (1983). Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65, 25-48.
- Dunne, T. and Black, R., (1970). An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6, 478-490.
- Dunne, T., Zhang, W., Aubry B. F. (1991). Effects of rain fall, vegetation and micro topography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*, 27, 2271-2285.
- D'Agostino, Ralph B. (1970). Transformation to normality of the null distribution of g_1 . *Biometrika* 57 (3): 679–681
- De Figueiredo, E.E. and Bathurst, J.C. (2005). Relationship between simulated sediment yield and scale in a semiarid region of Brazil, *IAHS-AISH Publication*, pp. 110-118.
- De Lapparent, A. (1885). *Traité de Géologie*. Tome 1. Phénomènes actuels, pages 1-592.
- De Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., Verstraeten, G., (2007). The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography*, 31 (2), 155–178.

- De Vente, J., Poesen, J., (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale. Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71, 95–125.
- De Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., Verstraeten, G. (2007). The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography*, 31 (2), 155–178.
- Eigel, J., Moore, D. (1983). Effect of rainfall energy on infiltration into a bare soil. In: *proceedings of ASAE conference on Advances in infiltration*, Chicago, IL. ASAE, St Joseph, MI, pp.188-199.
- El-Swaify, S.A., Dangler, E.W., (1976). Erodibility of selected tropical soils in relation to structural and hydrological parameters, In: *Prediction and Control, Soil Conservation Society of America*, pp. 105–114.
- El-Swaify, S.A., Dangler, E.W., Armstrong, C.L (1982). *Soil erosion by water in the tropics*. HITAH, Univ. Hawai : 173 p.
- Entekhabi, D. and Eagleson, P. (1989). Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid-scale spatial variability. *J. Climate* 2(8), 816–831.
- Esteves, M., Lapetite, J. M. (2003). A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *Catena* , 50, 255-271.
- Esteves, M., Rajot, J. L., (1999). Un exemple de cartographie de l'aptitude au ruissellement en région sahélienne: Sama Dey, Niger. *Hydrological Sciences Journal*, 44 (2), 297– 312.
- Etchanchu, D., Probst, L., (1986). Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau, *Comptes Rendus Académie des Sciences*. Paris, vol. 17, 1063-1068.
- Fentie, B., Yu, B., Silburn, M. D., Ciesiolka, C. A. A. (2002). Evaluation of eight different methods to hillslope runoff rates for a grazing catchment in Australia. *Journal of Hydrology*, 261, 102-114.
- Fleskens, L., Stroosnijder, L. (2007). Is soil erosion in olive groves as bad as often claimed? *Geoderma*, 141, 260–271.
- Foster, G. R., Toy, T. E., Renard, K. G. (2003). Comparison of the USLE, RUSLE1.06 and RUSLE2 for application to highly disturbed lands. In: Renard, K.G., Mc. Ilroy, S.A., Gburek, W.J., Cranfield, H.E., Scott, R.L. (Eds.), *First Interagency Conference on Research in Watersheds*, October 27–30, 2003. US Department of Agriculture.
- Fournier, F., (1967). Mesure de l'érosion : principes de base et incidence de l'instrumentation nouvelle sur l'établissement des réseaux de mesure. *Extrait de la publication n°67 de l'A.I.H.S. Symposium Planification des Réseaux Hydrologiques*, pp. 343-355.
- Fournier, F., (1969). L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin technique d'information. Météorologie et Agriculture*. N°237, février 1969, PP 111 – 115.
- Francis, C.F., Thornes, J.B., (1990). Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetations cover types. In: Thornes, J.B. (Ed.), *Vegetation and Erosion, Processes and Environments*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, pp. 363–384.
- Frappart, F., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Kergoat, L., Arjounin, M., Lavenu, F., Koité, M., Paturel, J.-E., Lebel, T. (2009). Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375, 128-142.
- GERES, (1965). Périmètre de restauration des sols, Rapport général de synthèse, Ministère de l'Agriculture, Ouagadougou, multigr.

- Girard, G., Ledoux, E., Ville neuve, J. P. (1981). Le modèle couplé. Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains dans un système hydrologique. Cah. ORSTOM Sér. Hydr. Vol. IX no 4 : 35-52.
- Giri J., (1983). Le Sahel demain. Catastrophe ou renaissance? Editions Karthala, Paris, 323.
- Ghram-Messedi, A., Delaître, E. (2007). Land surface changes in arid areas based on radiometric indexes and multitemporal classifications of Landsat TM images over the region of Menzel Habib (Southern Tunisia). *Sécheresse*, 18 (4), 305-13.
- Gnouma, R. (2006). Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron. *Thèse de Doctorat*. Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, 445 p + annexes.
- Gomi, T., Sidle, R.C., Miyata, S., Kosugi, K., Onda, Y. (2008). Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: Scale effects and runoff transfer. *Water Resources Research*, 44, W08411, doi:10.1016/2007WR005894.
- Gómez, J. A., Giraldez, J. V., Vanwalleghe, T. (2008). Comments on "Is soil erosion in olive groves as bad as often claimed?" by L. Fleskens and L. Stroosnijder. *Geoderma*, 147 (1-2), 93-95.
- Gómez, J.A., Vanderlinden, K., Near, M.A. (2005). Spatial variability of surface roughness and hydraulic conductivity after disk tillage: implications for runoff variability. *Journal of Hydrology*, 311, 143-156
- Govers, G. (1985). Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion. *Catena*, 12, 35-40.
- Govers, G. (1987). Spatial and temporal variability in rill development ant the Huildenberg experimental site. Rill erosion : processes and signifiante, R. B. Bryan (Ed.). *Catena* suppl. 8, Braunschweig : 17-33.
- Govers, G., (1991). Rill erosion on arable land in central Belgium : rates, controls and predictability. *Catena*, 18, 133-155.
- Govers, G. et Rauws, G. (1986). Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 505-524.
- Graff, B. (2004). Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels. *Thèse de doctorat à l'Université Montpellier II, France*. 376 p + annexes.
- Grayson, R. B., Blöschl, G., Barling, R. D., and Moore, I. D., 1993. Process, scale and constraints to hydrological modeling in GIS. In: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management (ed. by Kovar & H.P. Nachtnebel) (proceedings of the Vienna Conference, April 1993), 83 - 92. *IAHS Publ.* n°. 211, 1993
- Grayson, R.B. and Blöschl, G. (2000). Spatial modelling of catchment dynamics. Chapter 3 in *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Cambridge University Press. pp. 51-81.
- Gresillon, J. M., Reeb J. (1981). Éléments pour l'appréciation des dépôts solides dans les barrages de Haute-Volta. Contribution à l'étude des petits barrages. *Bulletin technique n° 5 de l'École Inter-États de l'Équipement Rural*, EIER, Ouagadougou, Burkina Faso, 6 p.
- Gresillon, J.M., Taha, A. (1998). Les zones saturées contributives en climat méditerranéen : conditions d'apparition et influence sur les crues. *Hydrological Sciences Journal*, 43, pp. 267-282.

- Guillobez S., (1990). Réflexion théorique sur le ruissellement et l'érosion : Base d'un contrôle - Application à la détermination des écartements entre dispositifs anti -érosifs. *Revue Bois et Forêts des Tropiques*, n° 226, 4ème trimestre 1990.
- Guenther, W. (1964). *Analysis of Variance*, Prentice-Hall.
- Hansen, B., Schjønning, P., Sibbesen, E. (1999). Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. *Soil and Tillage Research*, 52, 103-111.
- Heusch, B. (1971). Estimation et contrôle de l'érosion hydrique. *Soc Sci Nat, Phys Maroc* ; 37 : 41-54.
- Hewlett, J. D. (1961). Soil moisture as a source of base flow from steep mountain. *United States Department of Agriculture, SE Forest Experimental Station Paper No.132* : 10 p.
- Hewlett, J. D., Hibbert A. R., 1963. Moisture and energie conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal. Geophys. Res.*, 68(4): 1081-1087.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Supper, W.E., Lull, H.W. (Eds.), *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, pp. 275-290.
- Hillel, D., Elrick, D. E. (1990). Scaling in Soil Physics : Principles and Applications. *Soil Science Society of America*, Vol. 25. 122 pp.
- Hooke, J., (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56(1-2): 79-94.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions American Geophysical Union*, 14, 446-460.
- Horton, R. E. (1935). *Surface Runoff Phenomena. Part 1. Analysis of the Hydrograph*. Edward Bros : Ann Arbor, MI.
- Horton, R. E. (1939). Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration capacity. *Transactions American Geophysical Union*, 20 (Part 4):693-711.
- Howell, D.C. (1998). *Méthodes statistiques en sciences humaines*, DeBoeck Université.
- Hubert, P. (1996). "Dictionnaire Français d'Hydrologie", Comité Nationale Français des Sciences Hydrologiques, Commission terminologie.
- Hursh, C. R., (1936). Storm water and adsoption. Report of the comitte on Absorption and Transpiration. *Transactions American Geophysical Union*, 17,301-302.
- Inbar, M., Tamir, M., Wittenberg, L., (1998). Runoff and erosion processes after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean area. *Geomorphology*, 24, 17-33.
- Jackson, B.M., Wheeler, H.S., McIntyre, N.R., Francis, O.J, Frogbrook, Z., Marshall, M., Reynolds, B., Solloway, I. (2008). Upscaling runoff from hillslope to catchment scale: a case study in an upland Welsh catchment. *BHS 10th National Hydrology Symposium, Exeter* , 268-274.
- Jencso, K.G., McGlynn, B.L., Gooseff, M.N., Wondzell, S.M., Bencala, K.E., Marshall, L.A., 2009. Hydrologic connectivity between landscapes and streams: transferring reach- and plot-scale understanding to the catchment scale. *Water Resources Research* 45. doi:10.1029/2008WR007225 W04428.

- Jetten, V., de Roo, A., Favis-Mortlock, D., (1999). Evaluation of field scale and catchment scale soil erosion models. In: Meeting on Soil Erosion Modelling at the Catchment Scale, APR, 1997, Utrecht, Netherlands. *Catena*, 37 (3-4), 521-541.
- Joel, A., Messing, I., Seguel, O., Casanova, M., (2002). Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. *Hydrological Processes*, 16, 1467-1478.
- Jordan, J. P. (1994a). Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 153: 357-382.
- Jordan, J. P. (1994b). Bassin de recherche et de modélisation des processus de formation de crues, proposition d'une approche couplée. *La Houille Blanche*, n°3, pp. 15-22.
- Julien, P.Y., Moglen, E.M. (1990). Similarity and length scale spatially varied overland flow. *Water Resources Research*, 26 (8), 1819-1832.
- Kabat, P., Hutjes, R., Feddes, R., (1997). The scaling characteristics of soil parameters: from plot scale heterogeneity to subgrid parametrization. *Journal of Hydrology*, 190(3-4): 363 - 396.
- Kamphorst, E., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B., Douglas, J., Paz, A. (2000). Predicting depressional storage from soil surface roughness. *Predict Soil Science Society of America Journal*, 64, 1749-1758.
- Kandel, D. D., Western, A. W., Grayson, R. B., and Turrall, H. N., 2004. Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modeling. *Hydrol. Process.* 18, 1423 - 1446.
- Kao, Cyril. (2008). Une hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : approches multi-processus et multi-échelles. HDR. Université Pierre et Marie-Curie. pp 168.
- Karambiri H., 1998. Etude de l'envasement des barrages au Burkina Faso: Etude de cas. *Mémoire de fin d'études de l'EIER* (Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Equipement Rural), Ouagadougou, BF, 125 pp.
- Karambiri H., (2003). Crues et érosion hydrique au Sahel : Etude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au Nord du Burkina Faso. *Thèse Doctorat*, Université Paris VI, 341 p + annexes.
- Karambiri, H., Ribolzi, O., Delhoume, J.P. (2003). Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 17, 1495-1507.
- Kassoul, M., Abdelgader, A. Belorgey, M. (1997). Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Revue des Sciences de l'Eau*, 3, 338-358.
- Kattan, Z., Gac, J.Y., Probst, J.L. (1987). Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin - Estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of Hydrology*, 92 : 59-76.
- Kavvas, M. L. (2001). General conservation equation for solute transport in heterogeneous porous media. *J. Hydrol. Engng*, ASCE 6(4), 341-350.
- Kavvas, M. L. (2003). Nonlinear hydrological processes: conservation equations for determining their means and probability distributions. *J. Hydrol. Engng*, ASCE 8(2), 44-53.
- Kavvas, M. L., Chen, Z. Q., Yoon, J. Y., & Yoshitani, J. (2007). Theoretical hydrology with respect to scaling and heterogeneity over sparsely-gauged or ungauged basins. Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off (*Proceedings of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia, 20-22 November 2002*). IAHS Publ. 309.

- Kinnell, P. I. A. (2005), Raindrop impact induced erosion processes and prediction : A review, *Hydrological processes*, 19 (14), 2815–2844.
- Kinnell, P. I. A. (2010). Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, 385, 384–397.
- Kirkby, M. J. (1978). Implications for sediment transport. Hillslope hydrology, M. J. Kirkby (Ed.). Wiley, Chichester : 325-363.
- Kirkby, M.J. (2001). Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. *Catena* , 46, 89-102.
- Kirkby, M.J., Bracken, L.J., Reaney, S. J. (2002). The influence of landuse, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (13), 1459– 1473.
- Kirkby, M.J., Bracken, L.J., Shannon, J. (2005). The influence of rainfall distribution and morphological factors on runoff delivery from dryland catchments in SE Spain. *Catena*, 62, 136–156.
- Klemes, V. (1983). Conceptualisation and scale in hydrology. *Journal of Hydrology* , 190 (3-4), 363 – 396.
- Koussoubé, A. (2007). Dynamique du couvert végétal et de la production agricole du bassin versant de Tougou (au nord du Burkina Faso). Mémoire de DESS, Département de Géographie, Université de Ouagadougou, pp. 135.
- Kruskal and Wallis (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 47 (260), 583–621.
- Lafforgue, A. (1977). Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*. XIV (4), 299-344.
- Lal, R. (1981). Soil erosion problems on alfisols in Western Nigeria : 6. Effects of erosion on experimental plots. *Geoderma*, 25 : 215-230.
- Lal, R., (1982). Effects of slope length and terracing on runoff and erosion on a tropical soil. *IAHS*, 137 : 23-31.
- Lane, L. J., Hernandez, M., Nichols, M. (1997). Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environmental Modelling & Software*, 12, 4, 355-369.
- Lamachère, J. M. (1991). Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone (*Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991*). *IAHS Publ. no. 199*.
- Lamachère, J. M., (2000). Transports solides à l'exutoire d'un petit bassin versant sahélien (région de Bidi, Burkina Faso), *Bulletin du réseau Erosion 20*, IRD, Montpellier, pp. 112-126.
- Lamachère, J. M., Puech, C. (1995). Cartographie des états de surface par télédétection et prédétermination des crues des petits bassins versants en zones sahélienne et tropicale sèche. In L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement (Ed. par P. Chevallier & B. Pouyaud) (Actes de la conférence de Paris, mai 1995). *IAHS Publ. n° 238*, 1996. Pp 235 – 248.
- Larsen, J. E., Sivapalan, M., Coles, N. A, and Linnet, P. E. (1994). Similarity analysis of runoff generation processes in real-world catchments. *Water Resources Research*, 30, 1641-1652.

- Lavee, H., Imeson, A. C., Sarah, P. (1998). The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean arid transect. *Land Degradation and Development*, 9, 407-422.
- Lebel, T., (1990). Le transfert d'échelle en hydrologie : concept ou confusion. *Proceedings of the conference Seminfo 4 « le transfert d'échelle »*. ORSTOM, Centre de Brest. Pp 147-156 Sciences de l'Eau, 7,219-234.
- Leguédais, S. (2003). Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés, *Phd thesis, Université d'Orléans*.
- Lenoble, A. (2003). Le rôle du ruissellement dans la formation des sites préhistoriques : approche expérimentale. *Thèse de doctorat de l'Université Bordeaux 1*, 310pp.
- Lenvain, J., (1975). Kritische studie van de Universele Erosievergelijking en haar bruikbaarheid als evaluatiemiddel van de bodemkonditionerings techniek in de vochtige tropen. *PhD thesis, RU Gent*, 131 p.
- Léonard, J., Andrieux, P. (1998). Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. *Catena*, 32, 209-223.
- Léonard, J., Rajot, J. L. (2001). Influence of termites on runoff and infiltration: quantification and analysis. *Geoderma*, 104, 1-2, 17-40.
- Léonard, J., Perrier, E., Rajot, J. L. (2004). Biological macropores effect on runoff and infiltration: a combined experimental and modelling approach. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 104,2, 277-285.
- Leser, H., Meier-Zielinski, S., Prasuhn, V., Seiberth, C., (2002). Soil erosion in catchment areas of Northwestern Switzerland. Methodological conclusions from a 25-year research programme. *Zeitschrift für Geomorphologie* 46, 35-60.
- Lesschen, J.P., Schoorl, J.M., Cammeraat, L.H. (2009). Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology*, 109,174-183.
- Levene, H. (1960). Robust tests for equality of variances. In Ingram Olkin, Harold Hotelling, et alia. *Stanford University Press*. pp. 278-292.
- Lexartza-Artza, I., Wainwright, J. (2009). Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena*, 79, 146-152.
- Le barbé, L., Lebel, T. (1995). Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *HAPEX-Sahel special issue of journal of Hydrology*, October4.
- Le Bissonnais, Y. (2000). Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. *Ingénieries - EAT - N° 22*, p 27-36.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Gallien, E., (1996). Genèse du ruissellement et de l'érosion diffuse des sols limoneux : analyse du transfert d'échelle du m² au bassin-versant élémentaire agricole, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 3, pp. 51-64.
- Le Bissonnais, Y., Raclot, D., Andrieux, P., Moussa, R., Louchart, X. et Voltz, M. (2006). Effets d'échelle et variabilité de l'érosion entre parcelle et bassin versant en région de vignoble méditerranéen (France). In. *Actes de la session VII organisée par le Réseau E-GCES de l'AUF au sein de la conférence ISCO de Marrakech (Maroc)*, 325-330.

- Le Borgne J. (1990). La dégradation actuelle du climat en Afrique, entre Sahara et équateur. In: La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest. *Points de vue et perspectives de recherches*. Richard J.P. (éd). Université Cheik Anta Diop, Dakar, Sénégal. 17-36.
- Le Meillour, F. (1996). Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux de surface et de subsurface à la formation des crues. Conséquences sur l'hydrogramme d'un bassin versant (Application au Réal Collobrier). *Ph. D. thesis*, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Li, K. Y., Coe, M. T., Ramankutty, N., and De Jong, R., (2007). Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*. 337, 258– 268.
- Liéno, G., Mahé, G., Olivry, J.C., Naah, E., Servat, E., Nkamdjou, L.S, Sighomnou, D., Ngoupayou, J.N., Ekodeck, G.E., & Paturel, J.E. (2005). Régimes des flux des matières solides en suspension au Cameroun : revue et synthèse à l'échelle des principaux écosystèmes ; diversité climatique et actions anthropiques. *Hydrological Sciences Journal*, 50(1), 111-123.
- Liéno G., Mahé G., Paturel J.E., Servat E., Ekodeck G.E., Tchoua F. (2009). Variabilité climatique et transport de matières en suspension sur le bassin de Mayo Tsanaga : Extrême-Nord Cameroun. *Sécheresse*, 20 (1), 139-144.
- L'hôte, Y., Dubreuil, P. et Lérique, J. (1996). Carte des types de climats en "Afrique Noire à l'ouest du Congo". *Rappels et extension aux régimes hydrologiques*. In: *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement*. IAHS Publ. n° 238. Actes de la conférence de Paris, mai 1995. 55-65.
- L'hôte, Y., Mahé, G. et Somé, B., (2003). The 1990's rainfall in the Sahel: the third driest decade since the beginning of the century. Reply to discussion. *Hydrological Sciences Journal*, 48(3), 493-496.
- Lin, Y., Wang, G. X. (2010). Scale effect on runoff in alpine mountain catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7, 2157–2186.
- Luk, S.-H., Abrahams, A.D. and Parsons, A.J., (1986). A simple rainfall simulator and trickle system for hydro- geomorphological experiments. *Physical Geography*, 7(4): 344-356.
- Mackay, R., Riley, M.S., 1991. The problem of scale in the modelling of groundwater flow and transport processes: In *Chemodynamics of Groundwaters. Proc. Workshop November 1991, Mont Saint-Odile. France. EAWAG, EERO, PIR "Environment" of CNRS, IMF Université Louis Pasteur Strasbourg*. pp. 17-51.
- Madden, L.V., Wilson, L.L. and Ntahirpera, N., (1998). Calibration and evaluation of an electronic sensor for rainfall kinetic energy. *Phytopathology*, 88(9): 950-959.
- Maestre, F. t., Bowker, M. A., Cantón, Y., Castillo-Monroy, A. P., Cortina, J., Escolar, C., Escudero, A., Lázaro, R., Martínez, I. (2011). Ecology and functional roles of biological soil crusts in semi-arid ecosystems of Spain. *Journal of Arid Environments*,
- Mahé, G., Leduc, C., Abou, A., Paturel, J. E., Girard, S., Servat, E. (2003). Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. *Hydrologie des régions méditerranéennes – Montpellier 2003*.
- Mahé, G., Paturel, J. E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., (2005). The Impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300, 33-43.

- Mahé, G., Paturel, J. E., (2009). 1896-2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 34 (7), 538-546.
- Malam Issa, O., Défarge, C., Trichet, J., Valentin, C., Rajot, J. L. (2009). Microbiotic soil crusts in the Sahel of Western Niger and their influence on soil porosity and water dynamics. *Catena*, 77, 48-55.
- Malam Issa, O., Le Bissonnais, Y., Défarge, C., Trichet, J., (2001). Role of a microbial cover on structural stability of a sandy soil in Sahelian part of western Niger. *Geoderma*, 101, 15-30.
- Malam Issa, O., Trichet, J., Défarge, C., Couté, A., Valentin, C., (1999). Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena*, 37, 175-196.
- Mando, A., Stroosnijder, L., Brussaard, L. (1996). Effects of termites on infiltration into crusted soil, *Geoderma*, 74, 107-113.
- Mannaerts, C., (1992). Assessment of the Transferability of Laboratory Rainfall-Runoff and Rainfall-Soil Loss Relationships to Field and Catchment Scales. *ITC publication*, vol. 19. Enschede, The Netherlands. 202 pp.
- Mann, H. B., Whitney, D. R. (1947). On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *Annals of Mathematical Statistics*, 18 (1), 50-60.
- Mapa, R., Green, R., Santo, L. (1986). Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 1133-1138.
- Martin, C., Allée, P., Beguin, E., Kuzucuoglu, C. et Levant, M. (1997). Mesure de l'érosion mécanique des sols après un incendie de forêt dans le massif des Maures. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 133-142.
- Mathier, L., Roy, A.G., (1996). A study on the effect of spatial scale on the parameters of a sediment transport equation for sheetwash. *Catena*, 26, 161-169.
- Mathieu, P. (1969). Erosion et transport solide sur le bassin versant de l'Amitioro, Côte-d'Ivoire, 64 p. multigr.
- Mathys, N., (2006). Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides : Cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence). *Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble*. 346 pp.
- Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., Descroix, L. et Lapetite, J.-M. (2005). Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: observations and measurements at the plot scale. *Catena*, 63, 261-281
- Mayor, A. G., Bautista, S., Bellot, J. (2009). Factors and interactions controlling infiltration, runoff, and soil loss at the microscale in a patchy Mediterranean semiarid landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1702-1711.
- Mayor, A. G., Bautista, S., Bello, J. (2011). Scale-dependent variation in runoff and sediment yield in a semiarid Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 397, 128-135.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., Seibert, J., Kendall, C. (2004). Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations. *Water Resources Research*, Vol. 40, W07504, doi:10.1029/2003WR002494.
- Meyer, L. D., Decoursay, D. G., Romkens, M. J. (1976). Soil erosion concepts and misconcepts. In : Proc III Intern. Agency Sed. conf. VS Geol. Survey, Denver.

- Merz, R., Blöschl, G., Parajka, J. (2006). Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology*, 331, 591–604.
- Miefton, M. (1988). Dynamique de l'interface lithosphère atmosphère au Burkina Faso : l'érosion en zone de savane. *Thèse d'Etat Géographie, Grenoble*, 511 p.
- Mingguo, Z., Qiangguo, C., Hao, C. (2007). Effect of vegetation on runoff-sediment yield relationship at different spatial scale in hilly areas of the Loess Plateau, North China. *Acta Ecologica Sinica*, 27, 9, 3572-3581.
- Moeyersons, J. (1975). An experimental field study on granite gruss. *Catena*, 2, 289-308.
- Moeyersons, J. (1978). The behaviour of Stones and Stone implements, buried in consolidating and creeping Kalahari sands. *Earth Surface Processes*, 3, 115-128.
- Moeyersons, J. (1983). Measurements of splash-saltation fluxes under oblique rain. Rainfall simulation, runoff and soil erosion, J. De Ploey (Ed.). *Catena suppl.* 4, Braunschweig : 19-31.
- Moeyersons, J., et De Ploey J. (1976). Quantitative data on splash erosion, simulated on unvegetated slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, suppl. 25 : 120-131.
- Molinier, M., Leprun, J. C., Audry, P., 1990. Effet d'échelle observé sur le ruissellement dans le Nordeste brésilien. In *SEMINFOR 4, 4èmes journées séminaire informatique de l'Orstom*. Brest. 95-104.
- Moore, I.D., Foster, G.R. (1990). Hydraulics and overland flow. In: Anderson, M.G., Burt, T.P. Eds., *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 215–254.
- Moreno-de las Heras, M., Nicolau, J.M., Merino-Martin, L., Wilcox, B. P. (2010). Plot-scale effects on runoff and erosion along a slope degradation gradient. *Water Resources Research*, 46, W04503, doi:10.1029/2009WR007875.
- Morgan, R.P.C. (1995). *Soil Erosion and Conservation*, (2nd Ed.). Longman Group Limited, Essex, UK.
- Musy, A. (2005). Cours "Hydrologie Générale" [en ligne]. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (HYDRAM), Institut des Sciences et Technologies de l'Environnement (ISTE). Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Disponible sur : <<http://echo2.epfl.ch/ehydrologie/>>.
- Musy, A., et Higy, C., (2004), *Hydrologie (1. Une science de la nature)*, Presses polytechniques et universitaires romandes, (21), 314 p.
- Mwendera, E., Feyen, J. (1993). Predicting tillage effects on infiltration. *Soil Science*, 155 (2) : 229-235.
- Naah, E. (1990) *Hydrologie du grand Yaéré du nord-Cameroun. Thèse de doctorat ès-Sciences, Université de Yaoundé.*
- Newman, B. D., Wilcox, B. P., Archer, S. R., Breshears, D. D., Dahm, C. N., Duffy, C. J., McDowell, N. G., Phillips, F. M., Scanlon, B. R., Vivoni, E. R. (2006). Ecohydrology of water-limited environments : A scientific vision. *Water Ressources Research*, Vol. 42, W06302, doi:10.1029/2005WR004141.
- Nicolau, J. M., Sole, A., Puigdefabregas, J., Gutierrez, L., (1996). Effects of soil and vegetation on runoff along a catena in semi-arid Spain. *Geomorphology* 14, 297-309.
- Ogden, F. L., Julien, P.Y., (1993). Runoff Sensitivity to Temporal and Spatial Rainfall Variability at Runoff Plan and Small Basin Scales. *Water Ressources Research*, 29 (8), 2589 – 2597.

- Ogden, F. L., Richardson J. R., Julien, P. Y., (1995). Similarity in catchment response. 2 Moving rainstorms. *Water Ressources Research*, 31 (6), 1543 – 1547.
- Olivry, J. C., Hoorelbecke, R. & Andigá, J. (1974) Quelques mesures complémentaires de transports solides en suspension au Cameroun. *Rapport Orstom*, Yaoundé.
- Ollesch, G., Vacca, A., (2002). Influence of time on measurement results of erosion plot studies. *Soil and Tillage Research*, 67, 23–39.
- Osterkamp, W. R., Toy, T. J., (1997). Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environmental Geology*, 29, 152–157.
- Onstad, C. (1984). Depressional storage on tilled soil surfaces. *Trans. ASAE*, 27, 729-732.
- Ouedraogo M., (2001). Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante: normes hydrologiques et modélisation régionale. *Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II, Montpellier (France)*, 257 pp.
- Ozer, P., Erpicum, M. (1995). Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sécheresse*, 1(6), 103-108.
- Parsons A. J., Abrahams A. D. et Luk S. H. (1990). Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hill slope, southem Arizona. *Journal of Hydrology*, vol. 117. pp. 255-273.
- Parsons A. J., Abrahams A. D. et Luk S. H. (1991). Size characteristics of sediment in interill overland flow on a semi-arid hillslope, southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16 : 143-152.
- Parsons, A.J., Wainwright, J., Powell, D.M., Kaduk, J., Brazier, R.E., (2004). A conceptual model for determining soil erosion by water. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (10), 1293–1302.
- Parsons, A.J., Brazier, R.E., Wainwright, J., Powell, D.M., (2006). Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (11), 1384–1393.
- Paturel, J. E., Servat, E. Delattre, M. O., (1998). Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 43(6): 937-946.
- Peugeot, C. (1995). Rapport de campagne. Données de terrain collectées en 1992 et 1993. *Multigraphie ORSTOM-Montpellier*.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Raïot, J.L., Vandervaere, J.P. (1997). Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189 (1-4), 179-202.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B. E., Séguis, L., Maia, A. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279, 224–243.
- Pichollet, S. (2006). Etude des phénomènes de crue et d'érosion. Mémoire de stage IUT Statistique et Informatique Décisionnelle Thesis, *Université Joseph Fourier, Grenoble*, 94p pp.
- Planchon, O. (1985). Utilisation d'un simulateur de ruissellement pour l'étude expérimentale de l'érosion. *Orstom Côte d'Ivoire, programme Hyperbav*, 16 p.
- Planchon, O. (1988). La production de sédiments sur les versants et leur transport à l'échelle du km² en savane humide, Côte d'ivoire. In : Sediment budget, Proc. Porto Alegre symp., déc. 1988. 10 p.

- Planchon, O. (1990). Transfert d'échelle et étude des écoulements de surface sur une pente. In *SEMINFOR 4, 4èmes journées séminaire informatique de l'Orstom*. Brest. p 79 – 94.
- Planchon, O. (1991). La propagation du ruissellement le long d'un versant : nouvelles mesures et perspectives de modélisation. In *Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride*. Ed. AUPELF-UREF. John Libbey Eurotext. Paris © 1991, P. 59 – 75.
- Planchon, O., Fritsch, E. & Valentin, C. (1987). Rill development in a wet savannah environment. *Catena suppl*, 8, 55-70.
- Planchon, O. and Darboux, F., (2002). A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena*, 46(2-3): 159-176.
- Poesen, J. (1987). Transport of rock fragments by rill flow - a field study. Rill erosion : processes and signifiante, R. B. Bryan (Ed.). *Catena suppl*. 8, Braunschweig : 35-54.
- Poesen, J. W. A., Bryan, R. B, (1990).Influence de la longueur de pente sur le ruissellement : rôle de la formation de rigoles et de croûtes de sédimentation. *Cahier. ORSTOM. Série. Pédologie.*, vol. XXV, no 1-2,71-80.
- Poesen, J., Hooke, J. M., (1997). Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography*, 21, 157–199.
- Poesen, J., Torri, D., et Bunte, K. (1994). Effects of rock fragments on soil erosion by water at different scales : a review. *Catena*, 23,141-166.
- Poesen, J., Van Wesemael, B., Bunte, K. et Benet, A. S. (1998). Variation of rock fragment cover and size along semiarid hillslopes : a case-study from Southeast Spain. *Geomorphology*, 23 (2-4), 323-335.
- Pouyaud, B. (1987). Variabilité spatiale et temporelle des bilans hydriques de quelques bassins versants d'Afrique de l'Ouest en liaison avec les changements climatiques, ORSTOM, Montpellier (France). 21 pp.
- Probst, J. L., Bazerbachi, A. (1986). Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci Géol Strasbourg*, 39 : 79-98.
- Proffitt, A. P. B., and C. W. Rose (1991a). Soil erosion processes. i. the relative importance of rainfall detachment and runoff entrainment, *Australian Journal of Soil Research*, 29, 671–683.
- Proffitt, A. P. B., and C. W. Rose (1991b). Soil erosion processes. ii. settling velocity characteristics of eroded sediment, *Australian Journal of Soil Research*, 29, 685–695.
- Puech C., (1994). Du mètre carré au bassin Versant : la difficulté du passage d'échelle. X^{ème} journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994, p. 487-505.
- Puech C, Bechler N., Mietton M. (2000). Apport de la télédétection à l'étude des plaques de sols nus en zone soudanienne (Burkina Faso). *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1, 121-135.
- Puech, C., Dartus, D., Bailly, J. S., Estupina-Borrell, V. (2003). Hydrologie distribuée, télédétection et problèmes d'échelles. *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection*, 172 (4). Pp 11 – 21.
- Puigdefábregas, J., (2005). The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 133–147.
- Puigdefabregas, J., Del Barrio G., Boer M. M., Gutierrez L. et Sole A. (1998). Differential response of hillslopes and channel elements to rainfall events in semi-arid area. *Geomorphology*, 23 : 337-351.

- Puigdefàbregas, J., Sole, A., Gutierrez, L., Del Barrio, G., Boer, M., (1999). Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands : results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth-Science Reviews* 48 (1-2),39-70.
- Quimpo, R. G. (1984). Spatial heterogeneity and models of surface runoff. *Journal of Hydrology*, 68, 19-28.
- Quinton, J.N., Edwards, G.M., Morgan, R.P.C., (1997). The influence of vegetation species and plant properties on runoff and soil erosion: results from a rainfall simulation study in south east Spain. *Soil Use Manage.* 13, 143–148.
- Quinton, J.N., Govers, G., Van Oost, K., Bardgett, R.D., (2010). The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling. *Nature Geoscience*, 3, 311–314.
- Raclot, D., Le Bissonnais, Y., Louchart, X., Andrieux, P., Moussa, R., Voltz, M. (2009). Soil tillage and scale effects on erosion from fields to catchment in a Mediterranean vineyard area. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 134, 201–210.
- Rajot, J. L., Karambiri, H., Ribolzi, O., Planchon, O., Thiebaut, J. P. (2009). Interaction entre érosions hydrique et éolienne sur sols sableux pâturés au Sahel : cas du bassin-versant de Katchari au nord du Burkina Faso. *Sécheresse*, 20 (1) : 131-138.
- Rawls, W., Ahuja, L., Brakensiek, D., Shirmohaammadi, A. (1991a). Soil Water Movement and Infiltration. In: *Handbook of Applied Hydrology*, Maidment D (ed). McGraw-Hill Professional; 5.1-5.51.
- Rawls, W., Brakensiek, D., Simanton, J., Kohl, K. (1990). Development of a crust factor for the Green and Ampt model. *Transactions of the ASAE*, 33 (4), 1224-1228.
- Rawls, W., Onstad, C., Brakensiek, D. (1991b). Temporal variability of infiltration for agricultural systems. *ASAE papers*, 91, 2547.
- Reaney, S.M., Bracken, L.J., Kirkby, M.J. (2007). Use of the connectivity of runoff model (CRUM) to investigate the influence of storm characteristics on runoff generation and connectivity in semi-arid areas. *Hydrological Process* , 21, 894-906.
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K., Yoder, D. C., (1997). Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture Agricultural Handbook. No. 703. US Department of Agriculture, Washington, DC.
- Reynolds, W., Gregorich, E., Curnoe, W. (1995). Characterization of water transmission properties in tilled and untilled soils using tension infiltrometers. *Soil and Tillage Research*, 33, 117-131.
- Ribolzi, O., Patin, J., Bresson, L.M. , Latsachack, K.O., Mouche, E., Sengtaheuanghoung, O., Silvera, N., Thiébaux, J.P., Valentin, C. (2011). Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos. *Geomorphology*, 127, 53–63.
- Robinson, J.S., Sivapalan, M., (1997). Temporal scales and hydrological regimes: Implication for flood frequency scaling. *Water Ressources Research*, 33 (12), 2981–2999.
- Rockström, J., Valentin, C. (1997). Hillslope dynamics of on-farm generation of surface water flows: The case of rain-fed cultivation of pearl millet on sandy soil in the Sahel, *Agricultural Water Management*, 33, 183-210.
- Rodier, J. (1964). Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo. Mémoire ORSTOM. Paris.

- Rodier J. A., (1984). Caractéristiques des crues des petits bassins versants représentatifs au Sahel. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol. sér. Hydrol.*, XXI(2): 3-25.
- Rodier J. A., (1992). Du simulateur de pluie aux bassins versants représentatifs sahéliens, Collection **Etudes et Thèses**. Edition ORSTOM, Paris, 76 pp.
- Rodier, J., Meunier, M. & Puech, C. (1984). Le point sur les méthodes de calcul des débits de crues décennales en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Bull. de liaison du CIEH*, Ouagadougou no. 58,2-9.
- Roose, E. (1976). Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. ORSTOM, Paris, Travaux et Documents, 78 : 108 p.
- Roose, E., (1977). Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest, Travaux et documents de l'ORSTOM n°78, ORSTOM, Paris.
- Roose, E. (1978). Approach to the definition of rain erosivity and soil erodibility in West Africa. Comm. "Workshop on assesment of Erosion in Europe and USA" ; Ghent, mars 1978 : 153-164, De BOODT and GABRIELS ed., Wiley.
- Roose, E. (1994). Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols. *Bull. Pédol. FAO* no 70,420 p.
- Roose, E., Asseline, J. (1978). Mesure des phénomènes d'érosion sous pluies simulées aux parcelles d'érosion d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 16, 1 : 43-72.
- Roose E., Lelong F. (1976). Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale : Études sur petites parcelles expérimentales de sol. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (21, VOL. XVIII, FASC. 4, pp. 365-374, PARIS, 1976.
- Rubio, J. L., Forteza, J., Andreu, V. et Cerni R. (1997). Soil profil characteristics influencing runoff and soil erosion after forest fire : a case study (Valencia, Spain). *Soil Technology*, 11, 67-78.
- Sadeghi, S.H.R., Seghaleh, B. M. Rangavar, A.S. (2011). Plot sizes dependency of runoff and sediment yield estimates from a small watershed. *Catena*, Article in Press
- Saghafian, B., Julien, P.Y., Ogden, F.L., (1995). Similarity in catchment response. 1 Stationary rainstorms. *Water Ressources Research*, 31 (6), 1533 – 1541.
- Savat, J., et De Ploey J. (1982). Sheetwash and rill development by surface flow. Badlands geomorphology and piping, R. B. Bryan et A. Yair (Eds.). Geobooks, Norwich : 113-126.
- Sawadogo, H., Zombré, N. P., Bock, L., Lacroix, D. (2008). Evolution de l'occupation du sol de Ziga dans le Yatenga (Burkina Faso) à partir de photos aériennes. *Revue Télédétection*, vol. 8, n° 1, p.59-73.
- Schulze, R., (2000). Transcending scales of space and time in impact studies of climate and climate change on agrohydrological responses. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 82, 185-212.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the geological society of America*, 67,597-646.
- Schumm, S. A. (1962). Erosion on miniature pediments in Badlands National Monument, South Dakota. *Geological Society of American Bulletin*, 73,719-724.
- Schumm, S. A., (1964). Seasonal variations of erosion rates and processes on hillslopes in western Colorado. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. Bd. 5 : 215-238.
- Serrano, S. (1992). The form of the dispersion equation under recharge and variable velocity, and its analytical solution. *Water Resources Research*, 28, 1801–1808.

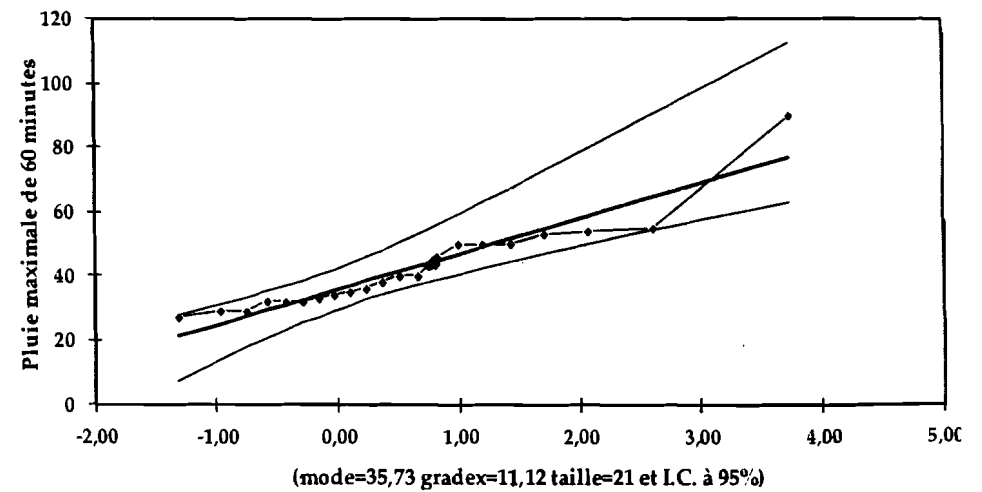
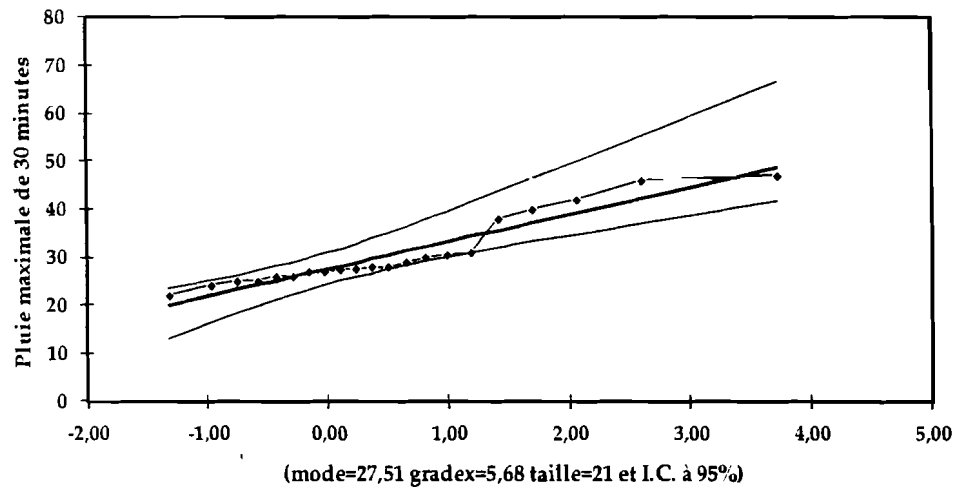
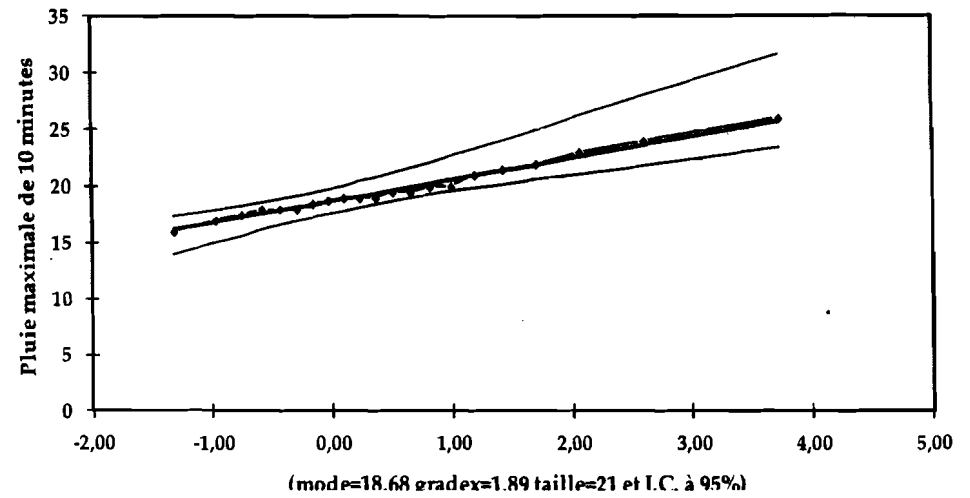
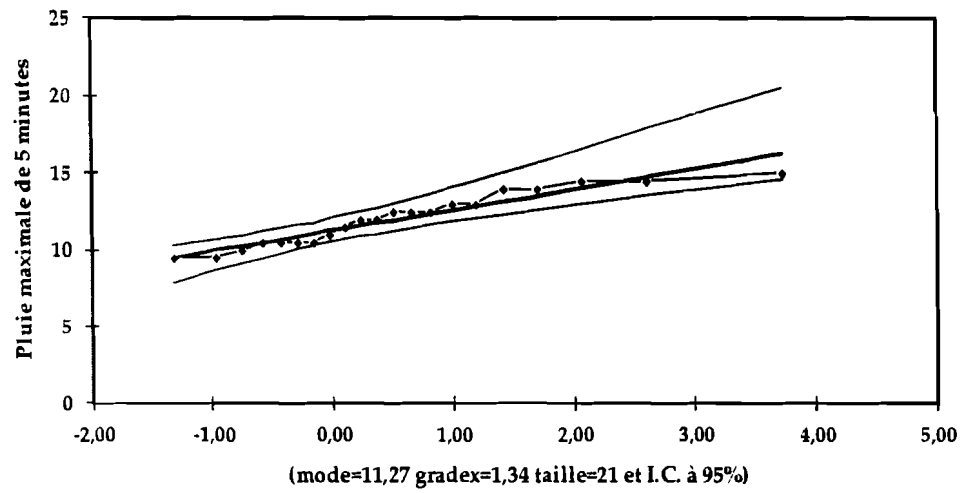
- Servat E., Paturel J. E., Kouamé, B., Travaglio, M., Ouédraogo, M., Boyer, J. M., Lubes-Niel, H., Fritsch, J-M., Masson, J-M., Marieu, B. (1998). Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Proceedings Abidjan'98*, IAHS Publ.
- Shapiro, S. et Wilk, M. (1965). Analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52 (3-4): 591-611.
- Siegel S., Castellan, N.J. (1988). Nonparametric statistics for the behavioral sciences. McGraw-Hill, New York.
- Singer, M. J., and P. H. Walker (1983), Rainfall-runoff in soil erosion with simulated rainfall, overland flow and cover, *Australian Journal of Soil Research*, 21, 109-22.
- Sivapalan, M. (2005). Pattern, Process and Function : Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Edited by M G Anderson. Pp 193 – 219.
- Sivapalan, M., and J. D. Kalma (1995), 1: Scale problems in hydrology: Contributions of the Robertson workshop, in Scale Issues in Hydrological Modeling, edited by J. D. Kalma and M. Sivapalan, pp. 1 –8, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Sivapalan, M., Beven K., and Wood E.F., (1987). On hydrologic similarity. 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12), 2266 – 2278.
- Sivapalan, M., Jothityangkoon, C., and Menabde, M., (2002). Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale : Discussion of alternative definitions. *Water Resources Research*, 38.
- Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S.W., Gupta, V.K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J.J., Mendiando, E.M., O'Connell, P.E., Oki, T., Pomeroy, J.W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., Zehe, E. (2003). IAHS decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal* , 48, 857-880.
- Sivapalan, M., Wood, E.F. (1986). Spatial heterogeneity and scale in the infiltration response of catchments' in Gupta, V. K., Rodriguez-Iturbe, I., and Wood, E. F. (Eds), *Scale Problems in Hydrology*. D. Reidel, Dordrecht. pp. 81-106.
- Skøien, J. O., Blöschl, G., and Western A. W., 2003. Characteristic space scales and timescales in hydrology. *Water Resources Research*, 39 (10) 1029/2002WR001736.
- Smith, R. E and Hebbert, R.H.B. 1979). Monte-carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. *Water Resources Research*, 15(2), 419–429.
- Solé-Benet A., Calvo, A., Cerdá, A., Lázaro, R., Pini, R., Barbero, J. (1997). Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena* 31, 23–38.
- Soulsby, C., Tetzlaff, D, Dunn S.M, Waldron, S. (2006). Scaling up and out in runoff process understanding: insights from nested experimental catchment studies. Invited commentary. *Hydrological Process* , 20, 2461-2465.
- Stephens, M. A. (1974). EDF Statistics for Goodness of Fit and Some Comparisons. *Journal of the American Statistical Association*, 69, 730–737.

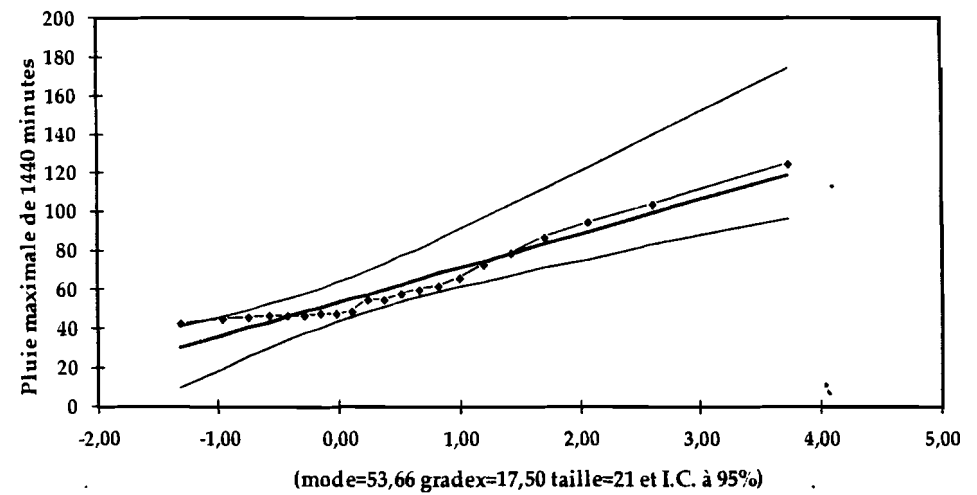
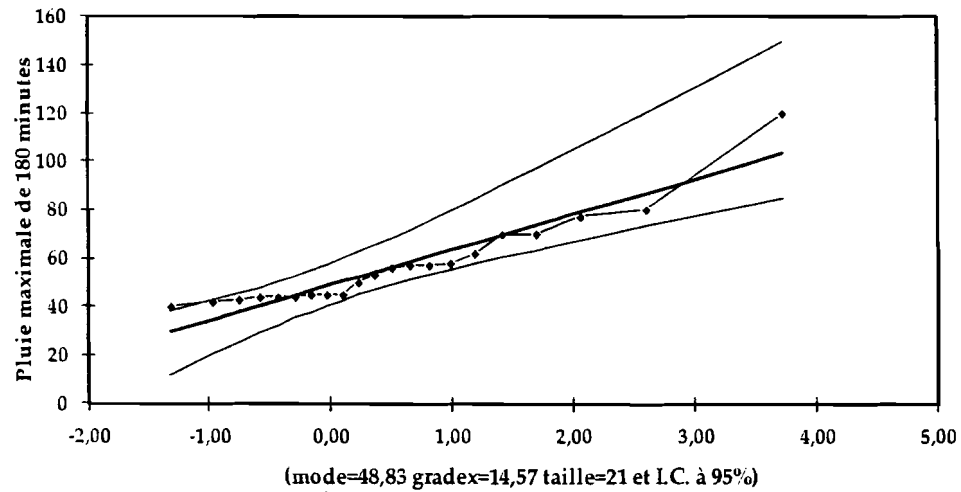
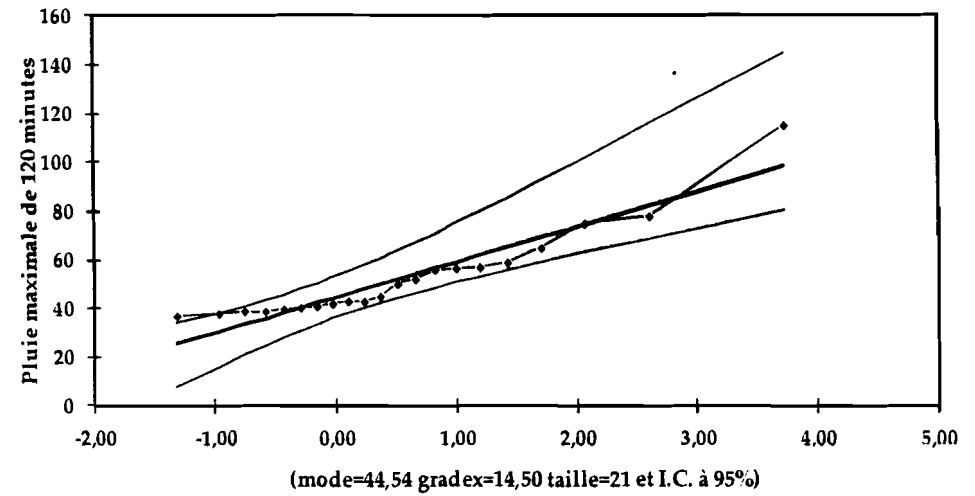
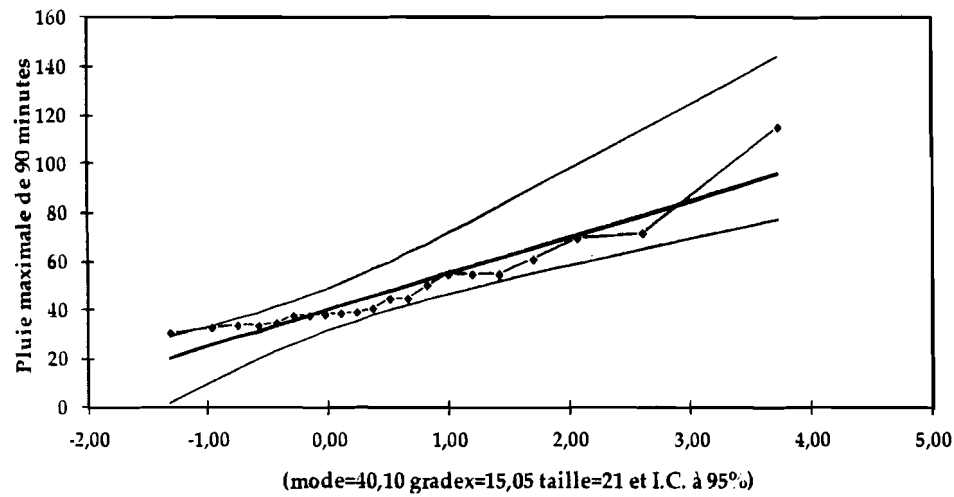
- Stewart, J. B., Engman, E. T., Feddes, R. A. and Kerr, Y. H. 1998. Scaling up in hydrology using remote sensing: summary of a Workshop, *International Journal of Remote Sensing*, 19: 1, 181 – 194.
- Stomph, T.J., De Ridder, N., Steenhuis, T.S. and Van de Giesen, N.C (2002). Scale effects of hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics : laboratory validation of a process-based model. *Earth Surf. Process. Landforms*, 27, 847–855.
- Stroosnijder, L. (2005) Measurement of erosion. Is it possible? *Catena* 64, 162–173.
- Tatard, L., Planchon, O., Wainwright, J., Nord, G., Favis-Mortlock, D., Silvera, N., Ribolzi, O., Esteves, M., Chi Hua Huang. (2008). Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *Journal of Hydrology*, 348, 1–12
- Taupin, J. D., Amani, A., Lebel, T. (1998). Variabilité spatiale des pluies au Sahel : une question d'échelles1. Approche expérimentale. In : Water ressources variability in africa during the xxth century. *IAHS Publ. n°252*, 143-151.
- Tayfur, G. & Kavvas, M. L. (1998) Areally-averaged overland flow equations at hillslope scale. *Hydrol. Sci. J.* 43(3), 361–378.
- Tayfur, G. & Kavvas, M. L. (1994). Spatially averaged conservation equations for interacting rill-interrill area overland flows. *J. Hydraul. Engng*, ASCE 120, 1426–1448.
- Thébé, B., (1987). Hydrodynamique de quelques sols du Nord Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelles. Thèse d'Université. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier, 238 p. annexes.
- Thébé, B., Pontanier, R. (1989). Etude du ruissellement au Nord Cameroun Transfert de la parcelle au bassin versant. *Hydrol. continent.*, vol. 4, no 1, 1989 : 57-69.
- Thioubou, A., (2001). Erosion hydrique et gestion intégrée des ressources naturelles au Sahel : cas de Diass (Sénégal). Thèse de doctorat à l'université Mannheim.
- Tillotson, P. M., Nielsen, D. R. (1984). 'Scale factors in soil science', *Soil Science Society of America*, 48, 953-959.
- Torri, D. and Poesen, J., (1992). The effect of soil surface slope on raindrop detachment. *CATENA*, 19(6): 561-578.
- Touaïbia, B., Dautrebande, S., Gomer, D., and Aidaoui, A., (1999). Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales: bassin versant de l'Oued Mina. *Journal des Sciences Hydrologique*, 44 (6) 973 – 986.
- Tricart J. (1962). Les discontinuités dans le phénomène d'érosion. *IAHS publication*, 59, 233-243.
- USDA-ARS, 2008. Draft Scientific Documentation Revised Universal Soil Loss Equation Version 2. <<http://www.ars.usda.gov/Research/docs.htm?docid=6028>>.
- Valentin, C., (1981). Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions subdésertiques (Agadez, Niger). Thèse 3^e cycle, pédologie, Univ. Paris-VII, 229 p.
- Valentin, C., Rajot, J.L., Mitja D. (2004) Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 104,2, 287-302.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F. (2011). Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* 130, 142–161.

- Vanoni, V. (1977). Erosion rates from sediment sources. In *Engineering sedimentation*, Manual ASCE, New York, pp 472-480.
- Van de Giesen, N.C., Stomph, T.J., de Ridder, N. (2000). Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrological Process.* , 14, 165-175.
- Van de Giesen, N.C., Stomph, T.J., de Ridder, N. (2005). Surface runoff scale effects in West African watersheds : Modelling and management options. *Agriculture Water Management* , 72, 109-130, doi:10.1016/j.agwat.2004.09.007.
- Van de Giesen, N.C., Stomph, T.J., Ayaji, A.E., Bagayoko, F. (2011). Scale effects in Hortonian surface runoff on agricultural slopes in West Africa : Field data and models. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 142, 1-2, 95-101.
- Van Dijck, S. (2000). Effects of agricultural land use on surface runoff and erosion in a Mediterranean area. *Thèse de doctorat, Université d'Utrecht, Pays-Bas*, 246 p.
- Van Doren, D., Allmaras, R. (1978). Effect of residue management practices on the soil physical environment, micro climate, and plant growth. *American Society of Agronomy*. Special publication 31. Crop residue systems. ASA, CSSA, SSSA, Madison, WI, p. 49-83.
- Verstraeten G., Poesen J. (2001). Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 40, 123-144.
- Vivian, H. (1980). Érosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet. Grenoble : CNRS/Équipe de recherche 30 C/O biologie végétale.
- Wainwright, J., Parsons, A.J; (2002). The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients. *Water Resources Research*, 38, 1271, 10 PP.
- Walling, D. E., (1997). The response of sediment yields to environmental change. In "Human Impact on erosion and Sedimentation." Proceedings of the Rabat symposium, *IAHS publication*, 245, 77-89.
- Walling, D.E., (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, 209-237.
- Walling, D.E., Quine, T.A., (1991). Use of ¹³⁷ Cs measurements to investigate soil erosion on arable fields in the UK: potential applications and limitations. *Journal of Soil Science*, 42, 147-165.
- Walling, O. E., Webb, O. W. (1981). The reliability of suspended sediment load data. Erosion and sediment transport measurement, Proceedings of the Florence Symposium, Florence, *IAHS Publications*, 133, 177-194.
- Western, A. W., Blöschl, G., (1999). On the spatial scaling of soil moisture. *Journal of Hydrology*, 217, 203 - 224.
- Wilcox, B.P., Breshears, D.D., Allen, C.D., (2003). Ecohydrology of a resource — conserving semiarid woodland: effects of scale and disturbance. *Ecological Monographs*, 73, 223-239.
- Wilkinson, B.H., McElroy, B.J., (2007). The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *Geological Society of America, Bulletin* 119, 140-156.
- Williams, J. D., Buckhouse, J. C. (1991). Surface runoff plot designed for use in watershed research. *Journal of Range Management*. vol. 44, n°4, 411-412.
- Wischmeier, W.H., Johnson, C.B., Cross, B.V. (1971). A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal Soil and Water Conservation*, 26, 189-193.

- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1965). A universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *Trans. 7th Inter. Congr. Soil Sciences*, 1, 418-425.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. USDA-ARS, *Agriculture Handbook* n° 537, 58 p.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., and Beven, K. (1986). Scale effects in infiltration and runoff production. *Conjunctive Water Use* (Proceedings of the Budapest Symposium, July 1986). *IAHS Publ no.156*.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K., and Band, L. (1988). Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102, 29-47.
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L. (1990). Similarity and scale in catchment storm response. *Review. Geophys*, 28 (1), 1-18.
- Wood, P. A. (1977). Sediment transport in the Hope River, Jamaica. A tropical basin drainage characterized by seasonal flow. *Proc. Symposium. IAHS Publications*, 122, 149-256.
- Woods, R. A., Sivapalan, M., Duncan, M., 1995. Investigating the representative elementary area concept : An approach based on field data. *Hydrol. Process.* 9, 291 – 312.
- Woolhiser, D.A, Smith, R.E and Giraldez, J. V. (1996). Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resources Research*, 32 (3), 671–678.
- Xu, D., Mermoud, A. (2001). Topsoil properties affected by tillage practices in North China. *Soil and Tillage Research*, 60, 11-19.
- Yacouba, H., Da, D.E.C, Yonkeu, S., Zombré P., Soulé M., (2002). Caractérisation du ruissellement et de l'érosion hydrique dans le bassin supérieur du Nakambé (Burkina Faso). *Envirowater* 2002, 318-325.
- Yair, A., Lavee, H. (1985). Runoff generation in arid and semi-arid zones. *In: Anderson, M.G., Burt, T.P. (Eds.), Hydrological Forecasting. Wiley, Chichester*, pp. 183-220.
- Yair, A., Kossovsky, A., (2002). Climate and surface properties: Hydrological response of small arid and semi-arid watersheds, *Geomorphology*, 42, 43–57, doi:10.1016/S0169-555X(01)00072-1.
- Yair, A., Raz-Yassif (2004). Hydrological processes in a small arid catchment: Scale effects of rainfall and slope length, *Geomorphology*, 61, 155–169, doi:10.1016/j. geomorph.2003.12.003.
- Zehe, E., Blöschl, G. (2004). Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. *Water Resources Research*, 40 (10) doi:10.1029/2003WR002869.
- Zhang, X., Cao, W., Guo, Q and Wu, S. (2010). Effects of landuse change on surface runoff and sediment yield at different watershed scales on the Loess Plateau. *International Journal of Sediment Research*, 25, 3, 283-293.
- Zobeck, T., Onstad, C. (1987). Tillage and rainfall effects on random roughness, a review. *Soil and Tillage Research*, 9, 1-20.

ANNEXES





Supervised Learning 1 (Linear discriminant analysis)

Parameters (Matrix inversion exact)

Results : Classifier performances

Error rate			0,2561						
Values prediction			Confusion matrix						
Value	Recall	1-Precision		Pas de réaction	Réaction faible	Réaction forte	Réaction très forte	Réaction	Sum
Pas de réaction	0,9921	0,2236	Pas de réaction	125	0	0	0	1	126
Réaction faible	0,0714	0,625	Réaction faible	33	3	0	0	6	42
Réaction forte	0,7907	0,3333	Réaction forte	1	0	34	1	7	43
Réaction très forte	0,6471	0,0435	Réaction très forte	0	0	12	22	0	34
Réaction moyenne	0,7	0,3333	Réaction moyenne	2	5	5	0	28	40
			Sum	161	8	51	23	42	285

Classifier characteristics

Data description : Type_réaction (5 values)

MANOVA

Stat	Value	p-value
Wilks' Lambda	0,2079	-
Bartlett -- C(20)	438,2537	
Rao -- F(20, 916)	27,7553	

LDA Summary

Classification functions						Statistical Evaluation			
Attribute	Pas de réaction	Réaction faible	Réaction forte	Réaction très forte	Réaction moyenne	Wilks L.	Partial L.	F(4,276)	p-value
Pluie	-0,0154	0,0533	0,2189	0,4624	0,1119	0,28	0,74	23,69	
Imax	0,1130	0,1916	0,3030	0,4030	0,2621	0,25	0,82	14,89	
Durée	0,0124	0,0133	0,0136	0,0107	0,0128	0,21	0,99	0,36	0,838117
temps sec	0,5849	0,5658	0,6035	0,5807	0,5087	0,21	0,99	0,53	0,711676
Humidité	0,2072	0,2039	0,2102	0,2024	0,1855	0,21	1,00	0,24	0,914327
constant	-3,6033	-6,1947	-12,3242	-25,0684	-8,3090				

Overall cross-validation error rate : 50 trials

Error rate			0,2937						
Values prediction			Confusion matrix						
Value	Recall	1-Precision		Pas de réaction	Réaction faible	Réaction forte	Réaction très forte	Réaction	Sum
Pas de réaction	0,9824	0,2378	Pas de réaction	6 075	66	0	0	43	6 184
Réaction faible	0,0329	0,8365	Réaction faible	1 669	68	0	0	330	2 067
Réaction forte	0,7315	0,389	Réaction forte	35	54	1 558	73	410	2 130
Réaction très forte	0,608	0,0675	Réaction très forte	0	0	629	1 008	21	1 658
Réaction moyenne	0,6012	0,4054	Réaction moyenne	191	228	363	0	1 179	1 961
			Sum	7 970	416	2 550	1 081	1 983	14 000

Supervised Learning 2 (Multinomial Logistic Regression) : Parameters : Results - Classifier Performances

Error rate			0,1088						
Values prediction			Confusion matrix						
Value	Recall	1-Precision		Pas de	Réaction	Réaction forte	Réaction très forte	Réaction moyenne	Sum
Pas de réaction	0,9921	0,0234	Pas de réaction	125	1	0	0	0	126
Réaction faible	0,8333	0,1463	Réaction faible	3	35	0	0	4	42
Réaction forte	0,7907	0,2093	Réaction forte	0	0	34	3	6	43
Réaction très forte	0,9118	0,0882	Réaction très forte	0	0	3	31	0	34
Réaction moyenne	0,725	0,2564	Réaction moyenne	0	5	6	0	29	40
			Sum	128	41	43	34	39	285

Classifier characteristics

Data description : Type_réaction (5 values)

Adjustement quality

Predicted attribute	Type_réaction	Criterion	Intercept	Model	Model Chi² test (LR)		R²-like	
Ref. value	Réaction moyenne	AIC	838,845	199,29	Chi-2	679,5555	McFadden's R²	0,8479
Number of examples	285	SC	853,455	286,95	d.f.	20	Cox and Snell's R²	0,9079
Model Fit Statistics		-2LL	830,845	151,29	P(>Chi-2)	0	Nagelkerke's R²	0,9599

Overall Effect

Attribute	d.f.	Chi-2 Wald	p-value
Pluie	4	52,968	0
Imax	4	18,622	0,0009
Durée	4	13,686	0,0084
temps sec	4	10,358	0,0348
Humidité	4	11,479	0,0217

Overall cross-validation error rate : 50 trials

Error rate			0,1464						
Values prediction			Confusion matrix						
Value	Recall	1-Precision		Pas de	Réaction	Réaction forte	Réaction très forte	Réaction moyenne	Sum
Pas de réaction	0,9717	0,0316	Pas de réaction	6 009	175	0	0	0	6 184
Réaction faible	0,7925	0,2441	Réaction faible	196	1 638	18	0	215	2 067
Réaction forte	0,7324	0,2764	Réaction forte	0	57	1 560	234	279	2 130
Réaction très forte	0,8691	0,1397	Réaction très forte	0	0	217	1 441	0	1 658
Réaction moyenne	0,6645	0,2749	Réaction moyenne	0	297	361	0	1 303	1 961
			Sum	6 205	2 167	2 156	1 675	1 797	14 000

Caractéristiques hydrologiques du bassin versant du barrage de Tougou

Superficie	= 441 km ²
Périmètre	= 95 km
Indice de compacité	= 1.28
Forme du bassin versant	= Ovalo-circulaire
Pente moyenne longitudinale	= 0.4 %
Régime du bassin versant	= Sud sahélien
Pluviométrie moyenne annuelle	= 619 mm
Aspect du réseau hydrographique	= arête de poisson
Longueur du marigot principal	= 32 km
Densité de drainage	= 2.3 km ⁻¹ .

Caractéristiques du barrage de Tougou

Année du levé topographique	= 1 959
Année de construction	= 1 962
Capacité du barrage à la côte 314.20m	4 264 000 m ³
Surface du plan d'eau à la côte 314.20	= 460 ha
Longueur barrage et digue	= 440 m
Longueur du déversoir	= 150 m
Longueur de la digue en terre	= 290m
Pente talus aval	= 1/1
Pente talus amont	= 1/1
Hauteur maximale initiale	= 3.20 m

Valeurs caractéristiques en 2010 des précipitations, du ruissellement et des pertes en terre aux différentes échelles d'observation.

Nom de la parcelle	Précipitations (mm)				I _{max-30mn} (mm/h)		Lame ruisselée (mm)	Coefficient de ruissellement			Pertes en terre (t/ha)		
	Total	Pjmax	Nombre de Pj > 40mn	Nombre de Pj > 2 Pimb	Moy	σ		Moy	σ	CV	CDF	MES	CTS
S ₁ -1							214	0.320	0.213	0.665	8.9	3.2	12.2
S ₁ -50	645	45	1	20	28	15	190	0.285	0.190	0.666	5.2	1.3	6.5
S ₁ -150							174	0.272	0.158	0.580	2.5	1.6	4.1
S ₂ -1							130	0.194	0.139	0.719	8.0	1.5	9.5
S ₂ -50	651	45	1	20	28	15	118	0.186	0.109	0.588	5.0	1.3	6.3
S ₂ -150							90	0.132	0.114	0.864	2.1	0.8	2.9
S ₃ -1							184	0.276	0.171	0.621	15.1	2.2	17.2
S ₃ -50	652	46	1	20	28	15	165	0.246	0.143	0.580	6.2	1.5	7.7
S ₃ -150							142	0.218	0.140	0.644	2.6	1.1	3.7
S ₄ -1							484	0.664	0.212	0.320	22.8	8.7	31.6
S ₄ -50	654	41	2	19	29.4	19.5	510	0.711	0.217	0.305	13.0	9.6	22.6
S ₄ -150							445	0.613	0.209	0.341	7.1	8.6	15.8
S ₅ -1							527	0.732	0.211	0.288	19.4	8.8	28.1
S ₅ -50	663	44	2	19	29.4	19.5	490	0.658	0.229	0.348	11.8	7.5	19.4
S ₅ -150							447	0.599	0.221	0.369	7.2	6.6	13.8
S ₆ -1							332	0.473	0.233	0.492	42.5	2.8	45.4
S ₆ -50	661	44	2	19	29.4	19.5	188	0.264	0.126	0.480	21.1	1.7	22.8
S ₆ -50 2							242	0.342	0.172	0.504	20.0	1.7	21.7
BV1	649	45	1	20	28	15	106	0.159	0.076	0.478		2.8	
BV2	664	42	2	19	29.4	19.5	344	0.484	0.153	0.316		7.8	
BV0	672	54	2	19	29.4	19.5	169	0.247	0.132	0.535		4.1	

Abréviation : Pj, Pluie journalière ; Pjmax, Pluie journalière maximale ; Pimb, Pluie d'imbibition ; I_{max-30}, Intensité maximale à 30 minutes ; Moy, Moyenne ; CV, coefficient de variation ; CDF, charriage de fond ; MES, matières en suspension ; CTS, charge totale solide

Valeurs caractéristiques en 2011 des précipitations, du ruissellement et des pertes en terre aux différentes échelles d'observation.

Nom de la parcelle	Précipitations (mm)				I _{max-30mm} (mm/h)		Lame ruisselée (mm)	Coefficient de ruissellement			Pertes en terre (t/ha)		
	Total	Pjmax	Nombre de Pj > 40mm	Nombre de Pj > 2 Pimb	Moy	σ		Moy	σ	CV	CDF	MES	CTS
S ₁ -1							128	0.279	0.123	0.441	6.3	1.8	8.1
S ₁ -50	460	80	2	10	23	16	107	0.209	0.120	0.574	4.2	0.9	5.1
S ₁ -150							98	0.181	0.134	0.744	2.0	1.1	3.0
S ₂ -1							97	0.208	0.111	0.533	5.6	1.4	7.0
S ₂ -50	461	80	2	10	23	16	80	0.177	0.115	0.650	3.0	0.9	3.9
S ₂ -150							62	0.121	0.080	0.657	1.7	0.7	2.4
S ₃ -1							110	0.256	0.133	0.520	9.3	1.5	10.8
S ₃ -50	459	80	2	10	23	16	85	0.183	0.099	0.539	3.7	0.9	4.6
S ₃ -150							70	0.142	0.103	0.724	1.9	0.8	2.7
S ₄ -1							337	0.696	0.151	0.217	15.3	6.1	21.4
S ₄ -50	466	58	2	11	28	18.9	365	0.760	0.132	0.174	10.2	6.8	17.0
S ₄ -150							320	0.657	0.145	0.222	6.1	6.1	12.2
S ₅ -1							359	0.770	0.154	0.200	14.2	6.0	20.3
S ₅ -50	464	58	2	11	28	18.9	341	0.700	0.146	0.209	10.1	5.9	16.1
S ₅ -150							312	0.641	0.152	0.238	6.1	5.4	11.5
S ₆ -1							226	0.499	0.156	0.313	26.7	2.7	29.5
S ₆ -50	464	58	2	11	28	118.9	147	0.296	0.087	0.273	16.9	1.9	18.8
S ₆ -50 2							185	0.382	0.101	0.265	16.0	2.2	18.3
BV1	460	80	2	10	24	16	67	0.142	0.073	0.518		2.0	
BV2	467	52	2	11	28	18.9	244	0.497	0.093	0.188		6.4	
BV0	449	54	2	10	28	18.9	88	0.192	0.108	0.563		2.2	

ARTICLES ET COMMUNICATIONS

Analysis of the spatial scale effect on runoff in the Sahel: the Case of the Tougou Site in the North of Burkina Faso

MOUNIROU L. A.¹, YACOUBA H.¹, KARAMBIRI H.¹, PATUREL J-E.², MAHE G.²

¹*Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau, Rue de la Science 01-BP-594 Ouagadougou 01 Burkina-Faso, adjadi.mounirou@2ie-edu.org, Tél : (+226) 50492800 Fax : 50492801*

²*Laboratoire HydroSciences Montpellier, Maison des Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon – CC MSE, F – 34095 Montpellier Cedex 0, Tél : +33 (0)4 67 14 90 62 Fax : + 33 (0)4 67 14 47 74.*

Abstract: On the Tougou watershed, located in the Sahel zone of Burkina Faso, runoff measurements on the main surface textures have been made from the unit scale to the watershed scale through homogeneous unit scales in terms of land use. The data collected have been at first statistically analyzed to explore the differences in functioning at various scales of observations, then a dimensional analysis to measure the scale effect and relations of similarity. The results obtained on micro-plots of 1 m², plots of 50 and 150 m², hydrologic units of 6 and 34 ha and the catchment area of 37 km², show that, both in cultivated soils and on bare soils, the runoff excess decreases as the area increases, for the same rain and prior comparable humidity conditions of the soil. This phenomenon of the scale effect of the area on runoff is known to hydrologists who still face the challenge of extrapolating results obtained on small areas to larger areas. Our results show that the scale effect observed on the runoff is mainly due to the spatial heterogeneity of soils (hydraulic properties, microrelief) and its variability (state of the variables) and that temporal dynamics of the intensity of rain just amplifies it. Statistical analysis shows that in degraded environment, the process of generating runoff on plots of 50 and 150 m² are identical and significantly different from the unit plot (1 m²). In cultivated areas, additional measures are needed to better understand the differences in functioning at various scales of observations.

Ultimately, this study highlights the value of measurements of runoff on homogeneous units in terms of land use that may represent a heterogeneous mosaic of homogeneous areas. The location on the watershed and the rate of connectivity of the hydrologic units within which the dominant processes of runoff occur can allow approach the solution of the problem of scale transfer.

Key words: Runoff, Surface texture, Runoff potential, Hydrologic process, spatial variability, Scale effect, Sahel.

Measuring runoff by plots: Understanding and analysing the sources of variation

MOUNIROU L. A.¹, YAÏOUBA H.¹, KARAMBIRI H.¹, PATUREL J-E.^{1,2}, MAHE G.²

¹*Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau, Rue de la Science 01-BP-594 Ouagadougou 01 Burkina-Faso, adjadi.mounirou@2ie-edu.org, Tél : (+226) 50492800 Fax : 50492801*

²*Laboratoire HydroSciences Montpellier, Maison des Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon – CC MSE, F – 34095 Montpellier Cedex 05.*

Abstract: Our works on plots of different sizes (1, 50 and 150 m²) in a small Sahelian watershed on runoff ability of "soil surface features units" show that the events runoff coefficients are ranging from 4 to 65% on cultivated soils and 16 to 96% on uncultivated bare and degraded soils. They also show that, both in cultivated soils than on bare soil, runoff decreases when the surface area increases for a same rain and under similar initial conditions of soil moisture. This phenomenon of "scale effect" of runoff is known since a long time by hydrologists who still face the pitfall of extrapolating results obtained on small areas to larger ones. Our results show that the scale effect observed on the runoff is mainly due to the spatial heterogeneity of soils (hydraulic properties, microrelief) and its variability (state of the variables) and that temporal dynamics of the intensity of rain just amplifies this phenomenon. Statistical and dimensionless analysis shows that in degraded environment, the process of generating runoff on plots of 50 and 150 m² are identical and significantly different from the unit plot (1 m²). In cultivated areas, additional measures are needed to better understand the differences in functioning at various scales of observations.

Key words: Plot, Runoff, Soil Surface feature, Hydrologic process, Scale effect, Sahel.

Résumé : Nos travaux sur un petit bassin sahélien sur l'aptitude au ruissellement des principaux états de surface réalisée sur des parcelles de différentes tailles (1, 50 et 150 m²), montrent que les coefficients de ruissellement par événements varient entre 4 et 65% sur les sols cultivés et 16 et 96% sur les sols dégradés non cultivés. Ils montrent également que, tant sur sols cultivés que sur sols dénudés, la lame ruisselée diminue lorsque la superficie augmente, pour une même pluie et dans des conditions comparables d'humidité préalable des sols. Ce phénomène d'effet d'échelle de la superficie sur l'écoulement est connu depuis bien longtemps des hydrologues qui se heurtent toujours à l'écueil de l'extrapolation des résultats obtenus sur petites superficies à des superficies plus grandes. L'analyse de nos résultats montre que l'effet d'échelle observé sur le ruissellement est dû principalement à l'hétérogénéité spatiale des sols (propriétés hydrodynamiques, microrelief) et à sa variabilité (état des variables) et que la dynamique temporelle de l'intensité de la pluie ne fait que l'amplifier. Des analyses statistique et adimensionnelle montrent qu'en milieu dégradé, les processus de génération de ruissellement sur les parcelles de 50 et 150 m² sont identiques et significativement différents de la parcelle unitaire (1 m²). En milieu cultivé, des mesures complémentaires sont nécessaires pour mieux appréhender les différences de fonctionnement aux différentes échelles d'observations.

Mots clés : Parcelles, Ruissellement, Etat de surface des sols, Processus hydrologiques, Effet d'échelle, Sahel.

Upscaling runoff from plots to catchment scale: a case study in sahelian north Burkina Faso

MOUNIROU L. A.¹, YACOUBA H.¹, KARAMBIRI H.¹, PATUREL J-E.², MAHE G.²

¹*Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau, Rue de la Science 01-BP-594 Ouagadougou 01 Burkina-Faso, adjadi.mounirou@2ie-edu.org, Tél : (+226) 50492800 Fax : 50492801*

²*Laboratoire HydroSciences Montpellier, Maison des Sciences de l'Eau, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon – CC MSE, F – 34095 Montpellier Cedex 0, Tél : +33 (0)4 67 14 90 62 Fax : + 33 (0)4 67 14 47 74.*

Abstract: The experimental plots of different sizes are widely used by hydrologists to understand the processes of runoff. These plots have mainly contributed to a better characterization of runoff, its spatial and seasonal variability, and to predetermine at this scale its characteristics with a reasonable margin. In an effort to meet the demands of planners, hydrologists transpose at larger spatial scales, to understand the processes found in these plots. However, the accuracy of results depends on the size of the plots. The present paper is aimed at evaluating the accuracy of plots with different lengths in the estimation of runoff from a small catchment in sahelian north Burkina Faso. In this attempt, an experimental device consists of 18 parcels of length 1, 10 and 25 m, two hydrological units in terms of land (6.1 ha and 33.8 ha) and catchment (37 km²) possible to quantify the runoff for 2 years. The results show that the accuracy in the estimation of flows at the basin outlet from the data plots improved gradually as the length of the plots increased. The best accuracy was obtained from plots of 25 m in length. One reason for the scale dependence of runoff is the influence of hydrological wells, namely seepage areas, which reduces hydrologic connectivity and reduces the runoff produced by active regions. The concept of hydrological connectivity developed in the study of the intrinsic organization of heterogeneities on the overall behavior of the system is an essential factor in the scaling of data in hydrology.

Flows estimated at the basin outlet are corrected by a correction factor which takes into account the characteristics of precipitation. Using this weighting in the calculation of annual runoff is a consequence of the conceptualization of the relationship observed-blade knife calculated. It was imposed as we pretend to be the best way to contribute to a significant improvement in the estimation of flows calculated.

Key words: Plots, Runoff, function of production, Scale effect, Sahel.

Conséquences de l'évolution des états de surface au cours des 50 dernières années sur l'hydrodynamique d'un petit bassin versant sahélien

L. A. Mounirou¹, H. Yacouba¹, J-E. Paturel², H. Karambiri¹, G. Mahé², D.E.C. Da³, B. Loncili¹

¹ *Fondation 2iE, 01 BP 594 Ouagadougou, Burkina Faso*

² *HydroSciences Montpellier / IRD, UM II, Case MSE, Pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France*

³ *Université de Ouagadougou, Département de Géographie*

Résumé : Cette étude analyse l'évolution spatio-temporelle de l'occupation du sol d'un petit bassin versant sahélien de 37 km² au cours de la période allant de 1952 à 2002, ses causes et ses conséquences sur l'environnement et les écoulements. Le bassin de Tougou comporte 3 unités majeures de paysage : végétation naturelle, zone de culture et sols dégradés. Ces différentes unités d'occupation du sol ont été déterminées par analyse de photos aériennes de 1952 et 1973, et d'images satellitaires Landsat TM/ETM + multi-spectrales de 1992 et 2002. Les faciès de végétation varient dans le temps : l'espace cultivé empiète progressivement sur les autres espaces et en particulier l'espace en végétation naturelle, de plus en plus éclairci. L'évaluation des facteurs explicatifs de la dynamique des différents faciès conduit à souligner les rôles conjugués du climat et de l'action de l'homme. Les activités anthropiques et l'évolution du climat ont engendré des processus dynamiques qui ont favorisé la dégradation du milieu. La formation arbustive semblerait avoir davantage souffert de l'action humaine que le tapis herbacé. En conséquence, on assiste paradoxalement à une augmentation du ruissellement malgré la baisse de la pluie. Cela entraîne des pertes en terre élevées par érosion hydrique avec un comblement précoce et une réduction de la capacité d'emmagasinement du barrage de Tougou, une dégradation de la qualité des eaux et des conflits d'usage.

Mots clés : Couvert végétal, précipitations, augmentation d'écoulement, érosion des sols, Burkina Faso, Sahel.

Consequences of the evolution of the surface features over the last 50 years on the hydrodynamics of a small catchment in the Sahel

Abstract : The spatio-temporal land cover change of the Tougou catchment is analysed during the years 1953 to 2002, together with its causes and consequences on the environment and runoff. The catchment is a patchwork of 3 main units of landscape (natural vegetation, crop area, degraded land). The various units of land were determined by analysis of aerial photographs from 1952 and 1973 and satellite images Landsat TM / ETM + multispectral of 1992 and 2002. The land cover changes over time: the crop area progressively recover the catchment, in place of the natural vegetation.. The evaluation of the factors that explain the dynamics of the different land cover led to highlight the combined roles of climate and human impacts. Human activities and climate change have led to dynamic processes that have promoted environmental degradation. The shrub cover seems to have suffered more of the human impact than the herbaceous cover. Paradoxically we are witnessing to an increase of runoff despite the rainfall reduction. This leads to high soil losses by water erosion, resulting in early filling and reduced storage capacity of the Tougou dam, and promoting degradation of water quality and water use conflicts.

Key words : Land cover, , rainfall, increased runoff, soil erosion, Burkina Faso, Sahel.